

Variations de la distribution de la matière organique (carbone total et [exposant 13] C) dans les sols ferrallitiques du Brésil. Modifications consécutives à la déforestation et à la mise en culture en amazonie orientale

Thierry Desjardins

▶ **To cite this version:**

Thierry Desjardins. Variations de la distribution de la matière organique (carbone total et [exposant 13] C) dans les sols ferrallitiques du Brésil. Modifications consécutives à la déforestation et à la mise en culture en amazonie orientale. Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 1991. Français. NNT : 1991NAN10272 . tel-01754432

HAL Id: tel-01754432
https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01754432

Submitted on 30 Mar 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

UNIVERSITE DE NANCY I U.F.R. S.T.M.P.

THESE
présentée à
l'UNIVERSITE DE NANCY I
pour l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE NANCY I

par

Thierry DESJARDINS

Variations de la distribution de la matière organique (Carbone total et ^{13}C) dans les sols ferrallitiques du Brésil. Modifications consécutives à la déforestation et à la mise en culture en Amazonie orientale

Soutenue publiquement le 14 Juin 1991 devant la commission d'examen

Membres du Jury

MM. P. DIZENGREMEL, Professeur à l'Université de Nancy I, Président
F. ANDREUX, Directeur de Recherche, C.N.R.S. Nancy
C. CERRI, Professeur à l'ESALQ-Université de São Paulo
C. FELLER, Directeur de Recherche à l'O.R.S.T.O.M.
A. HERBILLON, Professeur à l'Université de Nancy I, Rapporteur
P. LAVELLE, Professeur à l'Ecole Normale Supérieure, Paris, Rapporteur
A. MARIOTTI, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie, Paris
B. VOLKOFF, Directeur de Recherche à L'O.R.S.T.O.M. , Rapporteur

AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail, je tiens à adresser mes remerciements à toutes les personnes du C.P.B., du C.E.N.A., de l'E.M.B.R.A.P.A. et de l'O.R.S.T.O.M. qui ont contribué à la réalisation de ce travail.

Ces remerciements s'adressent également aux membres du jury qui ont eu à juger ce mémoire.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE 1

PREMIERE PARTIE : LES GRANDES REGIONS NATURELLES DU BRESIL ET LES RELATIONS SOLS-VEGETATIONS 7

GEOGRAPHIE, GEOLOGIE, CLIMAT ET VEGETATION 7

I.- L'AMAZONIE (Région Nord) 11

II.- LE PLATEAU CENTRAL 11

III.- LE NORDESTE 12

IV.- LE SUD-EST 12

V.- LE SUD 13

LES SOLS DU BRESIL 15

I.- LES SOLS DE LA REGION AMAZONIENNE 16

II.- LES SOLS DU PLATEAU CENTRAL 16

III.- LES SOLS DU NORDESTE 17

IV.- LES SOLS DU SUD-EST ET DU SUD 17

LA DEFORESTATION ET SES IMPACTS 19

VARIATIONS DU PROFIL ORGANIQUE (C TOTAL ET ^{13}C) DANS UNE SELECTION DE SOLS TROPICAUX 23

I.- LE PROFIL ORGANIQUE ET L'INTERET DES APPROCHES ISOTOPIQUES ^{13}C 23

II.- MATERIEL 26

Localisation et classification des sols étudiés 26

III.- RESULTATS 28

A.- Distribution du carbone total 28

B.- Distribution de l'isotope ^{13}C 32

IV.- DISCUSSION 36

A.- Incidence du climat sur le profil organique 36

B.- Incidence de la végétation actuelle 36

C.- Incidence des processus d'humification 37

D.- Incidence des végétations antérieures 38

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE 43

DEUXIEME PARTIE : INFLUENCE DE CHANGEMENTS RECENTS DE VEGETATION SUR LE PROFIL ORGANIQUE D'UN SOL D'AMAZONIE ORIENTALE 45

INTRODUCTION 47

LE SITE D'ETUDE 49

I.- LOCALISATION 49

II.- CLIMAT 49

III.- VEGETATION 49

IV.- GEOMORPHOLOGIE ET RELIEF 51

V.- GEOLOGIE 51

VI.- LES SOLS 51

CARACTERISATION DES SOLS 53

I.- CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES ET MINERALOGIQUES 53

A.- Morphologie 53

1.- Sol sous forêt 53
2.- Sol sous Pennisetum 55
3.- Sol sous Hévéa et Cacaoyer 56

B.- Micromorphologie 56

1.- Sol sous forêt 56
2.- Sol sous Pennisetum 57
3.- Sol sous Hévéa et Cacaoyer 57

C.- Minéralogie 62

II.- CARACTERISTIQUES PHYSIQUES 63

A.- Sol sous forêt 63

1.- La granulométrie 63
2.- Le degré de floculation des argiles 63
3.- La densité apparente 63

B.- Sol sous *Pennisetum* 63

C.- Sol sous Hévéa et Cacaoyer 65

III.- CARACTERISTIQUES CHIMIQUES 66

A.- Sol sous forêt 66

1.- Le pH 66
2.- Le complexe d'échange 66
3.- Composition chimique totale 66

B.- Sol sous *Pennisetum* 70

1.- Le pH 70
2.- Le complexe d'échange 70
3.- Composition chimique totale 70

C.- Sol sous Hévéa et Cacaoyer 70

IV.- DISCUSSION 71

LES MATIERES ORGANIQUES 73

I.- LES LITIERES 73

II.- LES SOLS 75

A.- Teneurs en carbone et azote 75

1.- Résultats 75
2.- Discussion 75

B.- Répartition granulométrique des matières organiques 78

1.- Répartition pondérale des fractions 79
2.- Observation microscopique des fractions granulométriques 81

3.- Répartition du carbone et de l'azote dans les fractions granulométriques 87
4.- Discussion 95

C.- Distribution des composés humiques 97

1.- Résultats 98
2.- Discussion 100

III.- DISCUSSION 100

ABONDANCE NATURELLE DU CARBONE 13 ET DATATIONS AU CARBONE 14 103

I.- VEGETATION 103

II.- LITIERES 105

III.- SOLS 106

A.- Composition isotopique globale 106

1.- Abondance naturelle du carbone 13 106
2.- Mesure de l'activité du carbone 14 108

B.- Composition isotopique des fractions granulométriques 110

1.- Sol sous forêt 110
2.- Sol sous Pennisetum 111

C.- Composition isotopique des extraits alcalins 112

1.- Sol sous forêt 112
2.- Sol sous pâturage 113

D.- Aspects dynamiques de l'humification 114

1.- Variations de la composition isotopique des horizons, des composés humiques et des fractions granulométriques du sol sous forêt 114
2.- Estimation des entrées et des pertes de carbone dans le sol sous Pennisetum 116

IV.- DISCUSSION 125

CONCLUSIONS GENERALES 129

BIBLIOGRAPHIE 133

ANNEXES

Liste des Tableaux

Tableau I.- Les sols, les végétations et les climats.

Tableau II.- Teneurs en Fe_2O_3, Al_2O_3, SiO_2 et TiO_2 totaux en % d'oxydes dans le sol.

Tableau III.- Teneurs en fer (Fe_2O_3) et en aluminium (Al_2O_3) extraits par différents réactifs, exprimées en % de sol.

Tableau IV.- Teneurs en fer "chélates", "complexes hydroxyferriques", "amorphes" et "silicates" et en Al "amorphe" du sol, exprimées en % de Fe_2O_3 et Al_2O_3.

Tableau V.-Teneurs en matière sèche et en carbone des litières des sols forestiers.

Tableau VI.- Comparaison des quantités de carbone (T ha^{-1}) dans les trois sols étudiés.

Tableau VII.- Comparaison de la répartition pondérale des fractions obtenues lors de l'analyse texturale et du fractionnement granulométrique du sol sous forêt et du sol sous *Pennisetum*.

Tableau VIII.- Rapport C/N des fractions granulométriques du sol sous forêt et du sol sous *Pennisetum*.

Tableau IX.- Comparaison des teneurs en C et N (en mg g^{-1} de sol) et du rapport C/N des sols sous forêt et sous *Pennisetum*, obtenues sur l'horizon global ou en sommant les fractions (sf).

Tableau X.- Taux d'humification du carbone et de l'azote des sols sous forêt et sous *Pennisetum*.

Tableau XI.-Répartition du carbone extractible et de l'humine de la fraction 0,2-5 µm des différents niveaux du sol sous forêt et sous *Pennisetum*.

Tableau XII.- Valeurs de $\delta^{13}C$ de la végétation.

Tableau XIII.- Valeurs de $\delta^{13}C$ des litières.

Tableau XIV.- Valeurs de $\delta^{13}C$ des sols.

Tableau XV.- Activité $\delta^{14}C$, âge apparent et âge corrigé des différents horizons du sol sous forêt.

Tableau XVI.- Proportions de carbone issu de la graminée dans les différents horizons (en % du carbone total de l'horizon).

Tableau XVII.- Estimation des quantités de carbone originaire de la forêt perdues (CdFp), des quantités de carbone de la forêt encore présentes (CdF) et des quantités de carbone issu de la graminée incorporées (CdP).

Tableau XVIII.- Proportions de carbone issu de la graminée dans les fractions granulométriques (en % du carbone total des fractions).

Tableau XIX.- Proportions de carbone issu de la graminée dans les composés humiques (en % du carbone total des composés).

Liste des figures

Figure 1.- Le Brésil, les grandes régions naturelles.

Figure 2.- Localisation des sols étudiés.

Figure 3.- Distribution du carbone total en fonction de la profondeur.
a. Groupe 1 ; b. Groupe 2 ; c. Groupe 3.

Figure 4.- Distribution de l'isotope ^{13}C en fonction de la profondeur.
a. Groupe A ; b. Groupe B ; c. Groupe C.

Figure 5.- Corrélation entre l'inverse de la teneur en carbone total et la composition isotopique des horizons de surface (0-35 cm) et de profondeur (35-100 cm) des onze sols sous forêt.

Figure 6.- Organisation de la couverture pédologique de la région amazonienne (d'après VOLKOFF 1984-1985).

Figure 7.- Localisation de la station expérimentale du CPATU.
a. dans l'Etat du Parà ; b. dans la région de Belem.

Figure 8.- Bilan hydrique de la commune de Capitão Poço-PA (d'après REGO *et al.*, 1973).

Figure 9.- Plan de situation des profils et représentation simplifiée de l'organisation des horizons.

Figure 10.- Diagramme de diffraction des rayons X de la fraction 0-50 µm des différents profils étudiés.

Figure 11.- Analyse texturale des trois sols étudiés.

Figure 12.- Variations verticales du degré de floculation des argiles (a) et de la densité apparente (b) dans les trois sols étudiés.

Figure 13.- Variations verticales des propriétés chimiques dans les trois sols étudiés.
a. le pH ; b. les bases échangeables ; c. la capacité d'échange cationique ; d. le taux de saturation.

Figure 14.- Distribution des teneurs en carbone (a), en azote (b) et du rapport C/N (c) dans les trois sols étudiés.

Figure 15.- Répartition pondérale des différentes fractions des sols sous forêt et sous *Pennisetum*.

Figure 16.- Teneurs en carbone (a) et en azote (b) des fractions granulométriques du sol sous forêt, exprimées en mg g^{-1} de chaque fraction.

Figure 17.- Teneurs en carbone (a) et en azote (b) des fractions granulométriques du sol sous forêt, exprimées en % du carbone et de l'azote totaux.

Figure 18.- Teneurs en carbone (a) et en azote (b) des fractions granulométriques du sol sous *Pennisetum*, exprimées en mg g^{-1}de chaque fraction.

Figure 19.- Teneurs en carbone (a) et en azote (b) des fractions granulométriques du sol sous *Pennisetum*, exprimées en % du carbone et de l'azote totaux.

Figure 20.- Répartition du carbone extractible et de l'humine de la fraction 0,2-5 µm du sol sous forêt (a) et du sol sous *Pennisetum* (b).

Figure 21.- Composition isotopique des sols sous forêt, *Pennisetum*, Hévéa et Cacaoyer.

Figure 22.-Profil des activités et des âges corrigés du sol sous forêt.

Figure 23.- Valeurs de $\delta^{13}C$ des fractions granulométriques du sol sous forêt et du sol sous *Pennisetum*.

Figure 24.-Valeurs de $\delta^{13}C$ des composés humiques du sol sous forêt et du sol sous *Pennisetum*.

Figure 25.- Quantités du carbone issu de la forêt et du *Pennisetum* dans les horizons non fractionnés.

Figure 26.- Quantités du carbone issu de la forêt et du *Pennisetum* dans les fractions granulométriques.

Figure 27.- Quantités du carbone issu de la forêt et du *Pennisetum* dans les composés humiques.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les études de fonctionnement du sol et de son évolution, naturelle ou induite par l'homme, prennent en compte l'organisation du matériel pédologique, la distribution de ses constituants et les flux qui s'établissent entre ces derniers, tant au sein du sol qu'avec le milieu extérieur. Dans ces études, la matière organique doit être considérée comme un composant essentiel, puisqu'elle conditionne les caractéristiques structurales des couches superficielles du sol et est partie prenante des principaux équilibres entre le sol, la plante et les facteurs de milieu. Elle occupe une fonction capitale, par sa masse totale, sa composition, et par le turn-over et les propriétés de chacun de ses constituants. Elle pourvoit aux besoins des organismes en éléments nutritifs, via les processus d'altération des minéraux et d'échange ionique et, en tant que réserve d'énergie et de constituants biomoléculaires, elle oriente le métabolisme de ces organismes.

Dans les milieux tropicaux plus encore qu'ailleurs, elle est l'indicateur du niveau de fertilité du sol, et son absence est synonyme de pauvreté, voire de désertification. Même dans les régions où l'eau ne constitue pas un facteur limitant, la qualité de la matière organique, tout autant que sa teneur dans les couches arables, peuvent conditionner l'aptitude agronomique des sols (SANCHEZ et MILLER, 1986). Ceci reste vrai dans la zone tropicale humide, où le carbone organique est principalement concentré dans quelques centimètres à la surface du sol, même s'il est souvent encore présent à plusieurs mètres dans les niveaux d'altération (CERRI et VOLKOFF, 1987).

La présente étude est centrée sur *l'économie du carbone* dans les sols de la forêt tropicale humide, en particulier les sols ferrallitiques d'Amazonie brésilienne. Le bassin amazonien, avec sept millions de km^2, dont la moitié est située au Brésil, est le plus vaste ensemble géographique d'Amérique du Sud. L'Amazonie a été au cours des dernières décennies l'objet de profondes pénétrations humaines et de nombreuses tentatives, inégalement réussies, de mise en valeur agricole. La diminution de la couverture forestière et l'augmentation de la pression de population dans certaines régions sont devenues considérables au cours des dernières années (FEARNSIDE, 1982),

faisant redouter, à terme, une rupture des équilibres climatiques et biogéochimiques de cet écosystème (SALATI et VOSE, 1984). En ce qui concerne les sols, les modifications dans leur fonctionnement, en particulier dans les cycles des éléments nutritifs, ont pu être très profondes : elles dépendent du mode d'utilisation du sol et, pour un mode donné, du type de sol, la couverture pédologique n'étant pas homogène. Ces modifications affectent fréquemment les réserves organiques, réserves qui jouent un rôle important dans la conservation des propriétés physiques et chimiques des sols.

Il existe peu de méthodes permettant d'accompagner ces changements *in situ*. Les méthodes isotopiques se sont souvent révélées les mieux adaptées à cette exigence. Le marquage avec le radiocarbone (^{14}C) et l'isotope stable de l'azote (^{15}N) a permis d'importants progrès dans la connaissance des processus de l'humification (voir par exemple CHRISTENSEN et SORENSEN, 1986 ; JENKINSON et AYANABA, 1977). D'autres méthodes, qui utilisent la modification de la composition isotopique naturelle de certains éléments à travers des processus physiques et biologiques, sont d'introduction plus récente dans la science du sol. C'est le cas de l'utilisation du carbone 13 (^{13}C) et du carbone 14 (^{14}C) à tous les stades du cycle du carbone, et de l'azote (^{15}N) dans le métabolisme protéique (voir par exemple FRITZ et FONTES, 1980 ; DELIBRIAS, 1985).

La mesure des abondances naturelles du ^{14}C et du ^{13}C a déjà été appliquée à l'étude de la dynamique de la matière organique et des processus d'évolution superficielle des sols sous végétation naturelle et sous culture (CERRI *et al.*, 1985a ; BECKER-HEIDMAN et SCHARPENSEEL, 1986 ; BALESDENT *et al.*, 1987)). Leur développement paraît prometteur, notamment dans les milieux tropicaux, là où les équilibres des écosystèmes peuvent subir des altérations profondes et des changements rapides (VITORELLO *et al.*, 1989 ; MARTIN *et al.*, 1990).

Nous avons principalement considéré ici le *cycle du carbone* dans les sols des écosystèmes forestiers primaires et ses modifications par défriche, pâturage ou culture. L'étude de la distribution verticale du carbone dans le sol a mis en oeuvre une intégration des méthodes d'analyse chimique des sols, de recherche compartimentale par le fractionnement physique et chimique des matières organiques, et de mesure d'abondance naturelle du ^{13}C sur ces sols et ces fractions.

Dans une première partie, nous avons sélectionné quinze sols ferrallitiques ou apparentés en Amazonie et dans d'autres régions du Brésil. Ces sols sont soumis actuellement à des climats différents, de sorte qu'on est en mesure de dégager différents types de distribution du carbone organique total et du carbone 13, en relation éventuelle avec les modifications des climats et des végétations actuels ou passés.

Dans une seconde partie, un site localisé dans la partie orientale du Bassin amazonien a été retenu pour l'étude de la dynamique de la matière organique du sol suite à une déforestation et à une mise en culture remontant à 10 ans. L'accent a été mis sur une succession forêt-prairie cultivée, qui autorise l'emploi des mesures d'abondance isotopique ^{13}C pour décrire les variations verticales et dans le temps des teneurs en carbone des deux sources, l'objectif étant d'obtenir un ensemble d'informations quantitatives nouvelles sur l'un des modes les plus controversés d'occupation des terres en Amazonie.

PREMIÈRE PARTIE

LES GRANDES RÉGIONS NATURELLES DU BRÉSIL ET LES RELATIONS SOLS-VÉGÉTATIONS

GÉOGRAPHIE, GÉOLOGIE, CLIMAT ET VÉGÉTATION

Le Brésil possède une superficie de 8,5 millions de km^2, soit plus de la moitié du continent sud-américain. Bordé à l'est par l'océan Atlantique, il s'étend à l'ouest jusqu'aux premiers contreforts de la Cordillère des Andes. Sa partie la plus septentrionale est située dans l'hémisphère Nord et la plus méridionale au sud du tropique du Capricorne, la plus grande part du territoire étant cependant située dans la zone intertropicale (Figure 1).

Le territoire brésilien s'étend en partie sur un socle ancien d'âge précambrien qui plonge doucement vers les Andes sous une nappe alluviale de piémont. Ce socle ancien comporte en fait deux masses de plateaux d'importance inégale, le bouclier guyanais au nord et le bouclier brésilien au sud. Ces deux boucliers sont séparés par la plaine de l'Amazone qui s'élargit fortement vers l'ouest. Au sud du bouclier brésilien s'étend le bassin sédimentaire du Rio Paraná qui se prolonge en Uruguay et en Argentine (BIROT, 1970).

La grande extension en latitude du Brésil ainsi que les variations du relief sont responsables d'une grande diversité climatique, diversité qui explique la variété des couvertures végétales rencontrées. Ces caractères du milieu naturel, relief, géologie, climat et végétation, permettent de distinguer cinq régions naturelles.

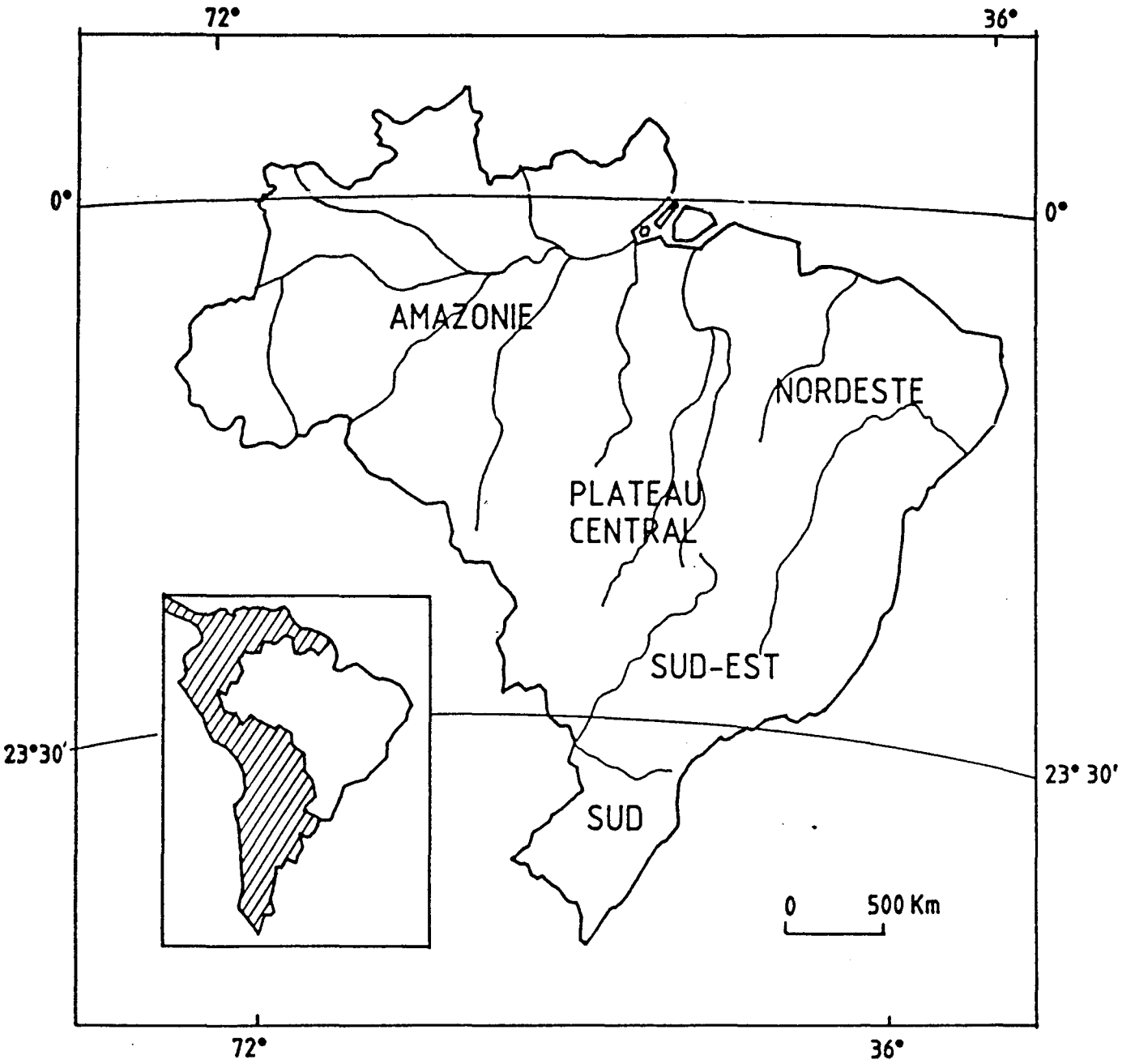


Figure 1.- Le Brésil, les grandes régions naturelles.

I.- L'AMAZONIE (REGION NORD)

Comprise entre le bouclier guyanais au nord et le bouclier brésilien au sud, cette région correspond au bassin hydrographique de l'Amazone. Il s'agit d'un bassin sédimentaire délimité par des formations paléozoïques affleurant sur ses bords et recouvert dans sa partie centrale d'une épaisse couche de sédiments récents, tertiaires et quaternaires. Il couvre environ 7 000 000 de km^2 dont 3 600 000 sur le territoire brésilien. Cette zone est soumise à un climat tropical humide caractérisé par des températures élevées (moyennes annuelles supérieures à 24°C) et des pluies abondantes (pluviométrie moyenne annuelle supérieure à 1 800 mm et pouvant dépasser 3 000 mm). La répartition des pluies au cours de l'année n'est pas uniforme sur toute la région amazonienne. Sur la plus grande partie de la région, on observe une courte saison sèche. Cette saison est pratiquement absente aux environs de Belém et dans la partie centre-ouest, elle devient nettement plus prononcée au sud de la région amazonienne. Le bassin de l'Amazone est le domaine de la forêt équatoriale sempervirente caractérisée par sa très grande diversité spécifique et une productivité primaire élevée. Les *varzeas*, plaines inondables hautement fertiles situées le long des fleuves, couvrent environ 70 000 km^2. Il existe également plusieurs zones de savanes naturelles, dispersées dans le bassin amazonien, notamment au nord, dans l'état du Roraima et le territoire de l'Amapa, et dont la superficie atteint environ 150 000 km^2.

II.- LE PLATEAU CENTRAL

Entouré et délimité par les basses plaines que constituent les bassins de l'Amazonie et du Rio Paraná, le plateau central, d'une altitude de 500-800 mètres au nord et au nord-ouest, s'élève progressivement en direction du sud-est jusqu'à atteindre une altitude en général supérieure à 1 000 mètres en bordure de l'Océan Atlantique. Ce plateau est drainé et découpé par des affluents des principaux fleuves du Brésil. L'assise du plateau central est constituée par le bouclier brésilien essentiellement cristallin (protérozoïque) largement recouvert par des formations sédimentaires gréseuses. Le plateau central est soumis à un climat tropical caractérisé par des températures élevées (moyennes annuelles comprises entre 20 et 24°C) et deux saisons contrastées du point de vue de la pluviosité. La saison sèche présente une durée variable ; elle est plus prononcée à mesure que l'on se dirige vers le centre du pays : ainsi à hauteur de Brasilia, la saison sèche dure de 4 à 5 mois et la pluviosité moyenne annuelle atteint 1 500 mm. La végétation dominante et caractéristique du plateau central est une savane arborée qui reçoit le nom de *cerrado*. Le tapis herbacé n'est jamais continu et la strate arborée, d'une hauteur moyenne inférieure à 10 mètres, présente une densité très variable.

III.- LE NORDESTE

La région Nord-Est (*Nordeste*) s'étend sur une surface d'environ 1 550 000 km^2, soit 18 % du Brésil. Le socle cristallin du plateau central pénètre profondément dans la région Nordeste où il forme une série de hauts reliefs. Ces reliefs sont délimités par des formations sédimentaires formant les basses pénéplaines intérieures et littorales. A l'exception des bandes littorales orientales et continentales occidentales bien arrosées par les pluies, le Nordeste se caractérise par un climat tropical semi aride, marqué par une saison sèche de longue durée et un volume annuel des pluies souvent nettement inférieur à 1 000 mm, concentré sur trois à quatre mois. Ces précipitations se caractérisent par une très forte irrégularité prédisposant l'intérieur du Nordeste à des sécheresses catastrophiques. Les températures moyennes annuelles sont élevées, comprises entre 20 et 26°C. La végétation caractéristique de l'intérieur du Nordeste est la *caatinga*, forêt sèche de faible densité composée d'espèces xérophiles et épineuses perdant leurs feuilles durant la saison sèche. On distingue différents types de *caatinga* en fonction du degré d'aridité du climat. La zone littorale a été avant la colonisation recouverte d'une forêt sempervirente aujourd'hui remplacée par des cultures, essentiellement la canne à sucre, et des formations végétales secondaires (LEPRUN, 1985).

IV.- LE SUD-EST

Cette région couvre un peu plus de 900 000 km^2 soit 11 % du territoire brésilien. Elle s'étend en partie sur les formations cristallines du plateau central brésilien dont l'altitude augmente progressivement du nord nord-ouest vers le sud sud-est. Dans cette région le plateau central présente un rebord surélevé formant quelques chaînes (Serra do Mar, Serra da Mantiqueira) dont les sommets sont compris entre 2 000 et 3 000 mètres. Au sud s'étend le bassin sédimentaire du Paraná, caractérisé par sa couverture gréso-basaltique mésozoïque. Le climat est de type subtropical humide, avec des précipitations moyennes annuelles de 1 200 à 1 700 mm et une saison sèche plus ou moins marquée de 3 à 4 mois. Les températures moyennes annuelles sont en général comprises entre 18 et 22°C et, pour les zones situées au dessus de 1 000 mètres d'altitude, ne dépassent pas 18°C : on parle alors d'un climat subtropical humide d'altitude. La végétation naturelle de cette région est une forêt tropicale semi-décidue différant de la forêt amazonienne par l'absence des espèces les plus thermophiles et une hauteur moyenne un peu plus faible. Elle n'existe plus qu'à l'état de reliques, en raison de la mise en valeur agricole de la région Sud-Est. Dans les parties hautes on rencontre une forêt à *Araucaria angustifolia* en association avec une savane.

V.- LE SUD

Au sud du tropique du Capricorne, le Brésil est un vaste plateau incliné vers l'ouest : son altitude est de 1 000 m au niveau du littoral atlantique, elle n'est plus que de 100 à 200 m aux frontières avec l'Argentine et le Paraguay. Le socle cristallin apparait uniquement sur les bordures orientales du plateau, l'intérieur des terres étant occupé par des roches sédimentaires (formations paléozoïques et plateaux gréso-basaltiques). Cette région se distingue de la région Sud-Est par un climat que certains auteurs (NIMER, 1971, *in* CERRI, 1979) définissent comme tempéré et qui se caractérise par l'absence de saison sèche (pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 1 200 et 2 000 mm) et des températures moyennes annuelles inférieures à 18°C. La végétation dominante de cette région reçoit le nom de *campo* ; c'est une steppe à graminées de 10 à 50 cm de hauteur, avec souvent quelques légumineuses et occasionnellement quelques petits arbustes.

LES SOLS DU BRÉSIL

Comme nous venons de le voir, le Brésil possède, de par son étendue, plusieurs types de climats et de végétations ainsi qu'un relief et une géologie variés. Ceci a pour conséquence l'existence d'une grande variété de sols. Cependant deux types de sols dominent nettement et se rencontrent dans toutes les régions naturelles. Il s'agit des "latossolos" et des sols "podzolico vermelho-amarelo" de la classification brésilienne (CAMARGO *et al.*, 1987).

Les latosols correspondent aux oxisols de la Soil Taxomony (USDA, 1975) et aux ferralsols de la légende FAO (1988). Dans la classification française (C.P.C.S., 1967), ce sont des sols ferrallitiques fortement, moyennement ou faiblement désaturés, profonds de plusieurs mètres, en général bien drainés et présentant une faible différenciation entre les horizons (séquence A-(B)-C). Ils se caractérisent par un horizon latosolique (horizon oxique de la Soil Taxonomy) épais, à faible capacité d'échange cationique, à structure granulaire fine ou très fine, les microagrégats formant une masse homogène poreuse et peu cohérente.

Les sols "podzolico vermelho-amarelo" (appelés "PVA" par la suite) forment un ensemble complexe dont la définition dérive de celle des "red yellow podzolic soils" (THORP et SMITH, 1949). Ils correspondent aux ultisols et à une partie des alfisols de la Soil Taxonomy, à une partie des acrisols, des luvisols et des nitosols de la légende FAO et aux sols ferrugineux tropicaux et à une partie des sols ferrallitiques de la classification française. BENNEMA *et al.* (1962) ont également introduit la terminologie "sols latéritiques podzolisés". Ce sont des sols acides profonds, développés sur des roches mères plus ou moins siliceuses, bien drainés en général. Ils sont en outre caractérisés par un horizon B à structure polyédrique ou prismatique, nommé "textural" ou "argillique" car plus argileux que l'horizon A, et dont le taux de saturation est variable.

Les latosols occupent en général des topographies planes ou faiblement ondulées appartenant aux restes d'anciennes surfaces d'érosion et sont développés dans des matériaux détritiques de couverture. Les sols "PVA" apparaissent entre les restes des surfaces anciennes, sur les formes jeunes des reliefs et sont directement liés aux formations géologiques en place (VOLKOFF, 1984/1985).

I.- LES SOLS DE LA REGION AMAZONIENNE

En Amazonie, en dehors du centre du bassin du haut Rio Negro, occupé par des podzols humiques, et des zones hydromorphes inondables des bordures de fleuves, on rencontre majoritairement des latosols et des sols "PVA". D'après DEMATTE (1988), les latosols recouvrent environ 45 % de la région amazonienne et les sols "PVA" environ 35 %.

On distingue deux domaines à latosols en Amazonie. Le premier se rencontre sur les formations sédimentaires du Bassin Amazonien et sur certaines zones du bouclier cristallin : il est constitué de latosols moyennement argileux, fortement désaturés en bases. Le second domaine se situe sur un plateau supérieur et comprend des latosols profonds le plus souvent très argileux, pauvres en fer et très désaturés.

Les sols "PVA" se rencontrent indifféremment sur des formations sédimentaires et sur le socle cristallin. Sur les formations sédimentaires de la cuvette amazonienne, ce sont des sols ferrallitiques à hydromorphie de profondeur. Sur le socle cristallin, il s'agit de sols ferrallitiques fortement désaturés, développés sur des altérites kaolinitiques profondes bien drainées. Plus bas dans le bassin les sols s'épaississent en même temps que le relevé se modifie, et l'on passe d'un paysage à modelé rajeuni à un modelé convexe en demi-orange. Ces sols "PVA" épais à horizon B friable et poreux se distinguent assez mal des latosols qui leur succèdent près de l'Amazone.

II.- LES SOLS DU PLATEAU CENTRAL

Malgré la grande variété des roches mères, sous la végétation caractéristique du plateau central, le *cerrado*, la couverture pédologique est peu diversifiée. Le sol dominant est le latosol, dont deux grands types sont représentés : en position de plateau ce sont des sols profonds à horizon latosolique très poreux et friable et à structure microagrégée très développée ; ce sont des sols ferrallitiques typiques fortement désaturés en B.

Dans les vallées qui découpent le plateau apparaissent d'autres latosols, moins épais, moins argileux, moins désaturés en bases et dont l'horizon latosolique présente une microagrégation moins développée. En association avec les latosols de ces entailles apparaissent des sols "PVA" à morphologie de sols ferrugineux tropicaux lessivés, appauvris en argiles et en fer en surface.

Il existe par ailleurs dans cette région du Brésil central trois grandes zones de sols hydromorphes : la dépression du Pantanal, la dépression de l'Araguaia et la baie de São Luis do Maranhão.

III.- LES SOLS DU NORDESTE

La couverture pédologique du Nordeste présente une variété plus grande que celle de l'Amazonie et du plateau central. Les hauts reliefs, constitués par des prolongements du plateau central, sont couverts de latosols typiques fortement désaturés et acides, identiques par leur morphologie à ceux du plateau central. Les basses pénéplaines portent une couverture discontinue de latosols différents de ceux des plateaux : faiblement désaturés en bases et de texture plus légère, ils présentent au contact de la roche saine sous-jacente une altération typiquement bisiallitique. Les sols "PVA" se rencontrent principalement au sud de l'état de Bahia et au nord de l'état du Minas Gerais.

Une partie des pénéplaines du Nordeste où affleurent de nombreuses roches saines possède une couverture pédologique fersiallitique assez peu épaisse (de 1 à 2 mètres). S'y associent, en raison du modelé accidenté et de l'hétérogénéité du substrat, une grande variété de sols à complexe d'échange peu désaturé : sols bruns eutrophes, sols bruns eutrophes ferruginisés, sols ferrugineux tropicaux appauvris, vertisols, planosols, solonetz et solonetz solodisés y prédominent.

Enfin, une partie importante du Nordeste est occupée par des roches mères calcaires sur lesquelles se développe une couverture pédologique complexe à latosols rouges, sols fersiallitiques rouges à accumulations carbonatées diffuses, sols bruns à croûte calcaire et vertisols.

IV.- LES SOLS DU SUD-EST ET DU SUD

Une partie importante du Sud-Est est composée d'un paysage ondulé en collines en versants convexes où se rencontrent fréquemment des latosols qui ont la particularité d'avoir un horizon latosolique légèrement structuré. Les sols "PVA" sont également fréquents dans cette zone. Dans le bassin sédimentaire du Paraná, sur substrat basaltique, se développent des latosols et des "terra roxa estruturada", sols ferrallitiques faiblement désaturés et riche en fer et à horizon B textural à structure prismatique ou polyédrique grossière .

Près de l'Atlantique, le plateau s'élève et présente un alignement de dômes et de croupes rocheuses. Sur ces points hauts du paysage se sont développés des sols assez peu épais (environ un mètre de profondeur), argileux, à faible gradient textural, à horizon B massif à tendance prismatique, très acides et fortement désaturés en bases, riches en aluminium échangeable. Il s'agit, selon la légende FAO, de cambisols acides ou de sols ferrallitiques fortement désaturés et rajeunis dans la classification française.

A l'extrême sud du Brésil, soit en dehors du domaine tropical, se développent principalement des vertisols sur basaltes (GOEDERT et BEATTY, 1971), des sols lessivés acides et des brunizems sur roches cristallines (VOLKOFF *et al.*, 1979).

Les grandes régions naturelles du Brésil sont donc constituées de domaines pédologiques à caractéristiques distinctes. Cependant dans chaque région du pays on observe deux domaines à latosols. Le premier est constitué de latosols typiques situés sur des plateaux paraissant tous dériver d'une même surface d'aplanissement généralisée sud-américaine élaborée au cours du Tertiaire (KING, 1957 ; BRAUN, 1971). Le second niveau situé en contrebas du premier ne forme pas une unité aussi homogène, et des caractères spécifiques à chaque région apparaissent, à mettre en relation avec les facteurs climatiques actuels. Dans l'intervalle des zones aplanies à couvertures de latosols, les modelés rajeunis portent des sols très variés, dérivant par transformation ou érosion des deux générations de latosols, sous l'influence des climats actuels (QUEIROZ NETO, 1982).

Ainsi, la compartimentation de la couverture pédologique à l'échelle du pays n'apparait pas uniquement d'origine climatique, et le facteur historique, avec ses composantes géologique et géomorphologique, semble jouer un rôle important (VOLKOFF, 1984/1985).

LA DÉFORESTATION ET SES IMPACTS

Les forêts tropicales ont autrefois recouvert environ 24 500 000 km^2 de la surface terrestre ; elles ne couvrent plus aujourd'hui que 10 000 000 km^2. La raison essentielle de cette forte réduction est l'utilisation des surfaces déforestées à des fins agricoles (MALINGREAU et TUCKER, 1988). Le massif forestier amazonien constitue aujourd'hui l'essentiel de ces forêts tropicales, avec une superficie de 5 800 000 km^2 dont 3 400 000 km^2 sur le territoire brésilien.

La colonisation de la région amazonienne a débuté au XVI^{ème} siècle. Les fleuves ont longtemps été les seules voies de pénétration en Amazonie et jusqu'à la fin de la Seconde Guerre Mondiale, peu de changements de l'environnement naturel avaient été observés, en dépit de l'exploitation de l'arbre à caoutchouc de 1860 à 1912. Ce n'est qu'à partir des années 60 que l'exploitation des richesses offertes par le bassin amazonien s'est développée, augmentant considérablement au cours de la dernière décennie favorisée par la création de grands axes routiers. Pour cette raison notamment, ce sont les Etats de l'est et du sud de l'Amazonie, en contact avec les autres régions brésiliennes, qui sont les plus touchées. En 1986, on estimait que dans les états du Rondonia, du Tocantins, du Mato Grosso do Norte, du Pará et de l'Acre, respectivement 12,6 %, 9,1 %, 8,4 %, 7,1 % et 3,5 % de la superficie avait été déforestée. Entre 1975 et 1985, la superficie totale du bassin amazonien brésilien déforestée est passée de 28.000 à 199.000 km^2 (INPE/EMBRAPA, *in* VEJA, 1989). Comparée à d'autres interventions humaines telles que la construction de barrages ou l'exploitation des richesses minérales du sous-sol, c'est la mise en valeur agricole des sols qui, par son extension suscite les plus vives inquiétudes (FEARNSIDE, 1982 ; MALINGREAU et TUCKER, 1988). D'après SALATI et VOSE (1984), la déforestation à grande échelle en Amazonie provoquerait des modifications importantes du cycle de l'eau avec des conséquences climatiques non seulement sur l'Amazonie mais également sur d'autres régions de l'Amérique du Sud. L'émission de quantités importantes de gaz carbonique faisant suite aux incendies pratiqués pour déboiser pourrait également contribuer de manière significative à l'augmentation de l'effet de serre et conduire à des modifications climatiques à l'échelle mondiale (FEARNSIDE, 1985).

En Amazonie comme dans la plupart des régions tropicales, la première étape de l'implantation d'activités agricoles, forestières ou pastorales consiste à abattre les arbres à la hache et à la scie, puis à brûler la végétation restante, après avoir extrait les bois économiquement importants. La mécanisation, employant des tracteurs et des bulldozers, se développe depuis

quelques années, mais elle ne concerne encore qu'une faible proportion des surfaces déboisées (FEARNSIDE, 1984). Le premier effet de l'élimination de la couverture végétale est l'augmentation considérable des risques d'érosion, la quantité et surtout l'impact des précipitations arrivant au sol étant plus importants (DE BLIC et MOREAU, 1979 ; GHADIRI et PAYNE, 1979 ; LAL, 1979 ; SARRAILH, 1982).

Le feu détruit complètement la litière et modifie nettement la distribution et l'activité de la faune et de la microflore du sol (CERRI *et al.*, 1985b). Il ne modifie cependant pas fortement la matière organique du sol, tant d'un point de vue quantitatif que d'un point de vue qualitatif (ANDREUX et CERRI, 1989). Après le passage du feu, le statut en bases échangeables du sol est amélioré, le pH du sol augmente et la teneur en aluminium échangeable diminue (SANCHEZ *et al.*,1983 ; MARTINS, 1987 ; MARTINS *et al.*, 1991).

L'agriculture sur brûlis n'est pratiquée que durant quelques années après le défrichement, car la fertilité des sols décroît rapidement (MARTINS, 1987 ; MARTINS *et al.*, 1991). Après une période de 2 à 4 ans, en l'absence de fertilisation, la productivité devient très faible et les mauvaises herbes envahissent les exploitations. Plusieurs études ont mis en évidence la dégradation des propriétés chimiques et physiques intervenant après la mise en culture (TURENNE, 1977 ; MANARINO *et al.*, 1982 ; MARTINS, 1987). Les améliorations chimiques apparues à la suite du brûlis sont éphémères et le sol retrouve rapidement un pH acide, la teneur en aluminium échangeable augmente et celle en bases échangeables diminue. La structure des sols est fortement dégradée, probablement en relation avec les changements qualitatifs et quantitatifs de la matière organique (NYE et GREENLAND, 1964 ; MANARINO *et al.*, 1982 ; SANCHEZ *et al.*, 1983 ; FEARNSIDE, 1985 ; MARTINS *et al.*, 1991). Les teneurs en carbone et en azote diminuent et la composition chimique de l'humus change, avec une augmentation des taux de matière organique non polymérisée et une dépolymérisation des complexes argilo-humiques préexistants (ANDREUX et CERRI, 1989).

L'implantation de pâturages cultivés sur de grandes surfaces après déforestation a débuté au cours des années 1960 et s'est considérablement accrue durant les dernières années, principalement le long des voies routières de pénétration. On estimait en 1986 à 5.10^6 ha les surfaces déforestées afin d'implanter des pâturages et à $1,5.10^6$ ha la superficie de pâturages dégradés ou en cours de dégradation (FALESI et DA VEIGA, 1986).

Différents travaux (FEARNSIDE, 1980 ; HETCH, 1982) ont mis en évidence des modifications assez semblables à celles survenant dans les sols mis en cultures annuelles. Durant les premières années la productivité des pâturages est en général élevée, puis après 5 à 7 ans, commence le déclin de la production fourragère. La teneur du sol en éléments nutritifs décroît avec le temps, en particulier celle du phosphore assimilable, cet élément apparaîssant comme un des premiers

facteurs limitants du rendement (FALESI et DA VEIGA, 1986). Cette évolution s'accompagne fréquemment d'une diminution des teneurs en matière organique, moindre cependant que sous cultures annuelles (BROWN et LUGO, 1990). Certains auteurs (TEIXEIRA,1987 ; CHONE *et al.*, 1991) mentionnent l'existence de pâturages conservant des quantités de matière organique identiques voire supérieures à celles des sols sous forêt, après 8 à 10 ans d'exploitation. Le type de gestion des pâturages semble être un facteur primordial de conservation ou de dégradation des sols (FALESI et DA VEIGA, 1986).

A la variabilité des sols, liée à la diversité géologique et climatique, peut donc se superposer celle découlant de l'utilisation actuelle de la forêt et des sols par l'homme. Sous les tropiques, comme sous des climats plus tempérés, le profil organique (quantités de carbone, distribution avec la profondeur) est largement influencé par la production végétale (DABIN, 1981). Il devenait donc nécessaire de rendre compte de cette diversité du profil organique sur une sélection suffisamment large de sols du Brésil tropical, et de voir si les matières organiques présentent un enregistrement en quantité et en qualité des événements, non seulement récents, mais aussi anciens, qu'elles ont subis.

VARIATIONS DU PROFIL ORGANIQUE (C TOTAL ET ^{13}C) DANS UNE SÉLECTION DE SOLS TROPICAUX

I.- LE PROFIL ORGANIQUE ET L'INTÉRÊT DES APPROCHES ISOTOPIQUES ^{13}C

La matière organique est le constituant du sol qui reflète le mieux les interactions entre le sol, la biosphère et l'atmosphère, car elle dépend à la fois de la nature du sol et de l'environnement bioclimatique (VOLKOFF et CERRI, 1988). Contrairement aux humus tempérés, il est difficile de différencier les humus tropicaux sur la base de caractères morphologiques, la majorité étant constitués d'une litière peu épaisse recouvrant sans transition un horizon minéral où la matière organique est fortement décomposée et intégrée au complexe argilo-humique (DABIN, 1980/1981). Les quantités totales de matière organique, leur répartition dans le profil paraissent varier assez largement sous l'influence de la végétation, du climat et du pédoclimat (température, pluviométrie, texture, saturation en bases, position topographique, etc...) (DE BOISSEZON *et al.*, 1973).

L'origine des matières organiques du sol est d'autant plus malaisée à établir que l'on s'éloigne de la surface et que progresse leur état d'humification (STEVENSON, 1982). Même si les traceurs biochimiques ou certaines propriétés chimiques des matières organiques permettent parfois d'en identifier la source (CHESHIRE, 1979 ; BRACEWELL et ROBERTSON, 1984), le type de végétation d'origine peut, dans certains cas, n'être identifié que par les méthodes isotopiques. En effet la matière organique des horizons de surface des sols possède un rapport isotopique $^{13}C/^{12}C$ (exprimé en unités δ par rapport à un standard) très voisin de celui de la végétation dont elle provient (NISSENBAUM et SCHALLINGER, 1974 ; DEINES, 1980). Or les valeurs de $\delta^{13}C$ des espèces végétales varient en fonction de leur cycle photosynthétique, les plantes à cycle photosynthétique en C4, à savoir la plupart des graminées tropicales, étant nettement moins appauvries en ^{13}C que les plantes à cycle photosynthétique en C3 (BENDER, 1971 ; SMITH et EPSTEIN, 1971).

D'un manière générale la composition isotopique en ^{13}C de la matière organique varie avec la profondeur, quel que soit le type de sol, aussi bien sous végétation à cycle photosynthétique en C3 que sous végétation à cycle photosynthétique en C4. Dans les sols minéraux recouverts par des végétations à cycle photosynthétique en C3, pour l'essentiel forestières, on observe le plus souvent une augmentation progressive et de faible amplitude avec la profondeur (STOUT *et al.*, 1981). Sous

climat tempéré, les valeurs de $\delta^{13}C$ mesurées dans les horizons de surface s'élèvent à - 27,5 ± 1,5 ‰, et tous les auteurs s'accordent à observer des augmentations de deux à trois unités δ dans le premier mètre du profil (O'BRIEN et STOUT, 1978 ; SCHLESER et POHLING, 1980 ; BECKER-HEIDMANN et SCHARPENSEEL, 1986 ; BALESDENT *et al.*, 1987 ; MELLILO *et al.*, 1989)

A noter toutefois quelques valeurs plus élevées rapportées par certains auteurs. Ainsi, NADELHOFFER et FRY (1988) trouvent dans des sols lessivés du Wisconsin sous une forêt de chêne un $\delta^{13}C$ en surface de - 25,2 ‰ passant à - 23,6 ‰ à 20 cm. D'autre part, DZUREC *et al.* (1985) observent dans un aridisol des Etats-Unis sous une végétation de buisson des $\delta^{13}C$ en surface variant entre - 21,5 et -22,5 ‰ et atteignant à un mètre de profondeur entre - 19,2 et - 19,4 ‰.

De telles distributions des valeurs de $\delta^{13}C$ sont également communes dans des sols de forêts tropicales. Ainsi dans un sol ferrallitique du Nord-Est brésilien, FLEXOR et VOLKOFF (1977) observent en surface des $\delta^{13}C$ compris entre - 28 et - 29 ‰ et une augmentation régulière avec la profondeur : entre 1 et 2 m les valeurs de $\delta^{13}C$ oscillent autour de - 25 ‰. VOLKOFF *et al.* (1982) mentionnent dans des podzols d'Amazonie une augmentation régulière de - 30 à - 27,5 ‰ de la surface jusqu'à 60 cm de profondeur et dans des latosols d'Amazonie, une augmentation régulière de - 28 à - 25 ‰ de la surface jusqu'à 1 m.

Des variations plus accentuées peuvent cependant se produire ; dans un sol ferrugineux tropical sous une forêt galerie de Côte d'Ivoire, MARTIN *et al.* (1990) observent une augmentation de 4 unités δ de la surface (- 27,5 ‰) jusqu'à un mètre de profondeur (- 23,5 ‰). Dans un latosol sous forêt du sud du Brésil, VOLKOFF et CERRI (1987) ont relaté une évolution différente des valeurs de $\delta^{13}C$: depuis la surface jusqu'à 70 cm l'évolution est régulière et de faible amplitude (de - 26,5 ‰ à - 25,5 ‰) tandis qu'entre 70 cm et 1 m se produit une augmentation assez brutale de plus de 3 unités δ (- 22,3 ‰) suivie d'une stabilisation. Ce type de distribution est également observé par VITORELLO *et al.* (1989) dans un latosol sous forêt du sud-est du Brésil : en surface, le $\delta^{13}C$ est de - 25,1 ‰, il augmente très faiblement jusqu'à 45 cm puis brutalement jusqu'à atteindre une valeur de - 17,3 ‰ à 70 cm pour se stabiliser plus en profondeur.

Plusieurs hypothèses sont communément avancées pour expliquer l'augmentation régulière du $\delta^{13}C$ avec la profondeur. Selon la première, les constituants biochimiques de la matière organique possédant des rapports isotopiques $^{13}C/^{12}C$ et des stabilités différents , un enrichissement isotopique peut se produire au cours de la décomposition de la matière organique. A ceci s'ajouterait le fractionnement isotopique pouvant intervenir lors des différents processus de la respiration microbienne (voir références ci-dessus, ainsi que GOH *et al.*, 1976 ; ANDREUX *et al.*, 1990).

Une autre hypothèse se rapporte à l'illuviation de matière organique à travers le sol, pouvant favoriser l'accumulation en profondeur de matériel enrichi en ^{13}C. Elle est avancée, en climat tempéré par BECKER-HEIDMANN et SCHARPENSEEL (1986) et dans les sols du Brésil tropical et subtropical par VOLKOFF *et al.* (1982) et VOLKOFF et CERRI (1987). Enfin BALESDENT *et al.* (1987) émettent également l'hypothèse de variations climatiques locales ou générales au cours du temps qui auraient pu provoquer des modifications du $\delta^{13}C$ du CO_2 atmosphérique. Ces modifications climatiques locales pourraient également avoir provoqué dans le passé des changements de végétation (avec des types de cycle photosynthétique différents). C'est ainsi que VITORELLO *et al.* (1989) expliquent l'augmentation brutale du $\delta^{13}C$ observée en profondeur dans un sol du Brésil.

Dans les sols recouverts par une végétation naturelle de cycle photosynthétique en C4 (graminées pérennes) on observe également des variations des valeurs de $\delta^{13}C$ avec la profondeur, différentes de celles observées sous les végétations à cycle en C3. MODENESI *et al.* (1982) dans un cambisol sous prairie d'altitude du sud-est du Brésil, trouvent des valeurs de $\delta^{13}C$ s'étendant de - 15,2 ‰ en surface à - 22 ‰ à 75 cm de profondeur. SCHWARTZ *et al.* (1986) observent également dans un podzol géant sous une prairie au Congo une nette diminution des valeurs de $\delta^{13}C$ de - 13,3 ‰ dans l'horizon A1 à - 27,5 ‰ dans l'horizon B à plus d'un mètre de profondeur, et attribuable à un changement passé de végétation.

L'existence de profils isotopiques complexes semble liée aux zones à plus fort contraste climatique, telles que certaines régions subtropicales, les montagnes intertropicales ou les contacts forêt-savane. C'est ainsi que VOLKOFF et CERRI (1987) observent dans des brunizems et cambisols sous prairie du Sud-Est du Brésil tout d'abord une légère augmentation de la surface (- 18 ‰ à - 17 ‰) jusqu'à 30-40 cm de profondeur (- 16 ‰ à - 15 ‰), puis une diminution régulière et de faible amplitude jusqu'à 120 cm de profondeur (- 18,5 ‰ à -21,5 ‰). Dans la partie inférieure du profil les valeurs de $\delta^{13}C$ peuvent même augmenter à nouveau légèrement (- 19 ‰ à 130 cm).

GUILLET *et al.* (1988) mentionnent dans différents sols des Andes colombiennes une légère augmentation du $\delta^{13}C$ de la surface vers la base des horizons A, suivie d'une diminution soit régulière et de faible amplitude, soit plus marquée et pouvant atteindre jusqu'à 5 unités δ. MARTIN *et al.* (1990), dans 3 sols de savane de Cote d'Ivoire observent des distributions du $\delta^{13}C$ avec la profondeur assez voisines : une stabilité ou une très légère augmentation depuis la surface (- 12,3 à - 13,3 ‰) jusqu'à 40 cm (- 12,3 à - 12,7 ‰), suivie d'une diminution régulière jusqu'à 1 m de profondeur (- 14,5 à -16,7 ‰).

L'explication de cette diminution des valeurs de $\delta^{13}C$ dans les horizons profonds des sols recouverts par une végétation naturelle à cycle photosynthétique en C4 est généralement apportée

par la présence en profondeur d'une matière organique stable héritée d'une végétation ancienne à cycle photosynthétique en C3, et remplacée à la suite d'un changement climatique (SCHWARTZ *et al.* 1986 ; GUILLET *et al.*, 1988 ; MARTIN *et al.*, 1990). L'âge moyen d'un tel changement peut être obtenu par la mesure de l'activité $D^{14}C$ de la matière organique des horizons correspondants (BECKER-HEIDMANN et SCHARPENSEEL, 1986)

MODENESI *et al.* (1982) et VOLKOFF et CERRI (1987) expliquent quant à eux cette diminution du $d^{13}C$ avec la profondeur par le fractionnement isotopique intervenant au cours de l'humification et par des migrations et des accumulations de composés humiques appauvris en ^{13}C.

Cet ensemble de données montrent que dans un sol les teneurs en matière organique et sa composition isotopique, ainsi que leurs variations respectives avec la profondeur ne dépendent plus exclusivement du type de végétation actuelle, comme c'est le cas pour les horizons de surface, mais d'un ensemble de facteurs : la végétation, forêt, savane ou prairie, elle même déterminée par le climat ; les processus d'humification des apports végétaux ; les alternances de végétation, du fait soit d'actions anthropiques soit de fluctuations climatiques. Le but de cette étude est donc l'analyse des relations entre la teneur en matière organique du sol, sa composition isotopique ^{13}C, le climat et le type de végétation. Cette étude porte sur un échantillonnage de 15 sols pour la plupart ferrallitiques, et appartenant aux principales zones bioclimatiques du Brésil.

II.- MATÉRIEL

LOCALISATION ET CLASSIFICATION DES SOLS ETUDIES

La localisation des sols étudiés dans les régions naturelles du Brésil est présentée à la figure 2. Il s'agit de onze sols ferrallitiques fortement ou moyennement désaturés avec ou sans gradient textural (un cambissolo, deux solos podzolicos et huit latossolos de la classification brésilienne), de deux sols ferrallitiques faiblement désaturés (terras roxas estruturadas) et de deux sols fersiallitiques (solos podzolicos). L'échantillonage et la description de ces sols sont dûs à CERRI (1979, 1986), VOLKOFF *et al.* (1982), SOUBIES et CHAUVEL (1984/1985), MARTINS et CERRI (1986), HIGA (1989) et ROCHA (1990). Le climat et la végétation actuels sous lesquels sont développés ces sols sont récapitulés au tableau I, et leurs principales caractéristiques sont rappelées au tableau 1 de l'annexe 3.

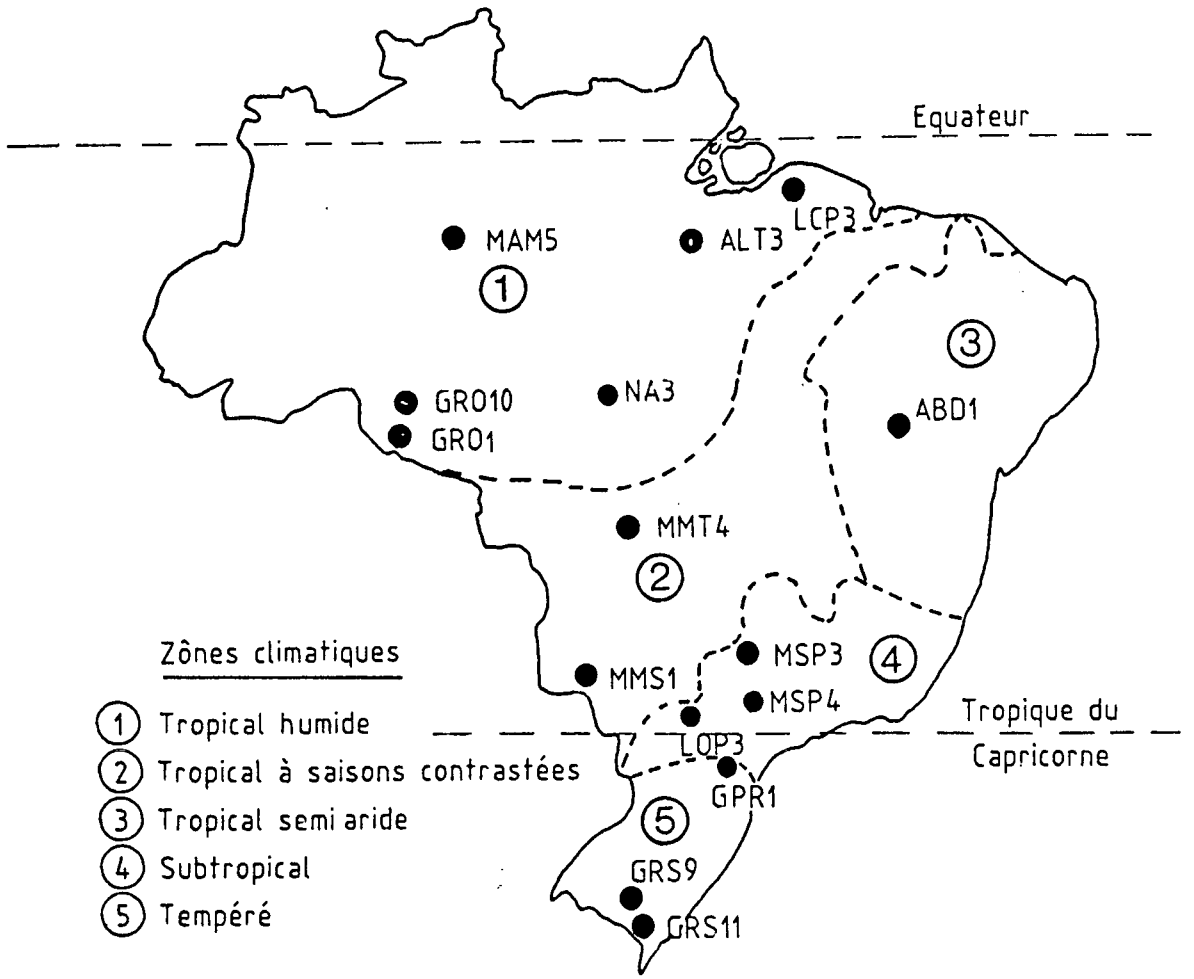


Figure 2.- Localisation des sols étudiés.

Tableau I.- Les sols, les végétations et les climats.

N° Code	Classification brésilienne	Texture* (hor. de surface)	Végétation	Climat	Nbre de mois secs	Temp. moy. annuelle	Références
ABD1	Latossolo	Sableuse	Forêt décidue sèche	Tropical semi-aride	> 8	24-26°C	Soubiès et Chauvel, 1985
MAM5	Latossolo	Argileuse	Forêt ombrophile	Tropical humide	< 3	26-28°C	Volkoff *et al.*, 1982
GRO10	Latossolo	Sablo-argileuse	Forêt ombrophile	Tropical humide	< 3	24-26°C	Cerri, 1979
GRO1	Podzolico	Sablo-argileuse	Forêt ombrophile	Tropical humide	< 3	24-26°C	Cerri, 1979
LCP3	Podzolico	Sableuse	Forêt ombrophile	Tropical humide	< 3	26-28°C	Martins et Cerri, 1986
ALT3	Terra roxa estruturada	Argileuse	Forêt ombrophile	Tropical humide	< 3	26-28°C	Rocha, 1990
NA3	Cambissolo	Sableuse	Forêt ombrophile ouverte	Tropical humide	< 3	24-26°C	Higa, 1989
MMT4	Latossolo	Sablo-argileuse	Savane	Tropical à saisons contrastées	3-6	22-24°C	
MMS1	Latossolo	Argileuse	Savane	Tropical à saisons contrastées	3-6	22-24°C	
MSP3	Latossolo	Argileuse	Forêt mésophile	Subtropical	3-6	20-22°C	
MSP4	Latossolo	Argileuse	Forêt mésophile	Subtropical	3-6	20-22°C	Cerri, 1986
LOP3	Terra roxa estruturada	Argileuse	Forêt mésophile/ Forêt à Araucarias	Subtropical	< 3	20-22°C	Rocha, 1990
GPR1	Latossolo intergrado Podzolico	Sablo-argileuse	Forêt à Araucarias	Tempéré	< 3	16-18°C	Cerri, 1979
GRS9	Podzolico	Sableuse	Prairie	Tempéré	< 3	16-18°C	Cerri, 1979
GRS11	Podzolico	Sableuse	Prairie	Tempéré	< 3	16-18°C	Cerri 1979

* Les horizons B de tous ces sols ont une texture argileuse.

III.- RÉSULTATS

A.- DISTRIBUTION DU CARBONE TOTAL

La méthode de dosage du carbone total est décrite en annexe 1. Les teneurs en carbone des horizons des différents profils, exprimés en % de terre sèche à 60° C, sont reportés à la figure 3a,b,c (et au Tableau 2 de l'annexe 3). Les profils ont été rassemblés en trois groupes climatiques présentant des types distincts de distribution du carbone .

• *Groupe 1* : Les sols de ce groupe (ABD1, MAM5, GRO1, GRO10, LCP3, LOP3, et NA3, selon les légendes du tableau I et de la figure 3),présentent en surface des teneurs en carbone très variables, allant de 0,8 % (ABD1) à 9,2 % (MAM5). Ils sont pour la plupart caractérisés par une diminution rapide des taux de carbone avec la profondeur, et à 0,50 m de profondeur la teneur en carbone est toujours inférieure à 0,75 %. Tous les sols de ce groupe sont localisés en Amazonie et soumis à un climat tropical humide, à savoir de température moyenne annuelle supérieure à 24°C et de pluviométrie moyenne annuelle supérieure à 1800 mm. La seule exception est le sol ABD1, situé dans le Nordeste et soumis à un climat tropical semi aride, de température moyenne annuelle supérieure à 24°C et de pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 400 et 600 mm.

• *Groupe 2* : A l'opposé, les sols de ce groupe (GPR1, GRS9, GRS11) sont soumis à un climat tempéré, de température moyenne annuelle comprise entre 16 et 20°C et de pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 1200 et 1500 mm). En surface les teneurs varient entre 2,5 % (GRS11) et 3,5 % (GPR1), et la décroissance de la teneur en carbone est beaucoup plus graduelle : à 0,50 m elle est encore supérieure à 1,5 % .

• *Groupe 3 :* Sous climat tropical et subtropical de température moyenne annuelle comprise entre 20 et 24° C, et de pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 1200 et 1800 mm, les sols (MSP4, MSP3, MMT4, MMS1, et LOP3) présentent les deux types de distribution précédents, ainsi que des distributions intermédiaires. Les teneurs en carbone sont comprises entre 1,5 % (LOP3) et 5 % (MSP4) dans les horizons de surface, et à 0,50 m de profondeur, entre 0,75 % (MSP4) et 1,5 % (MSP3).

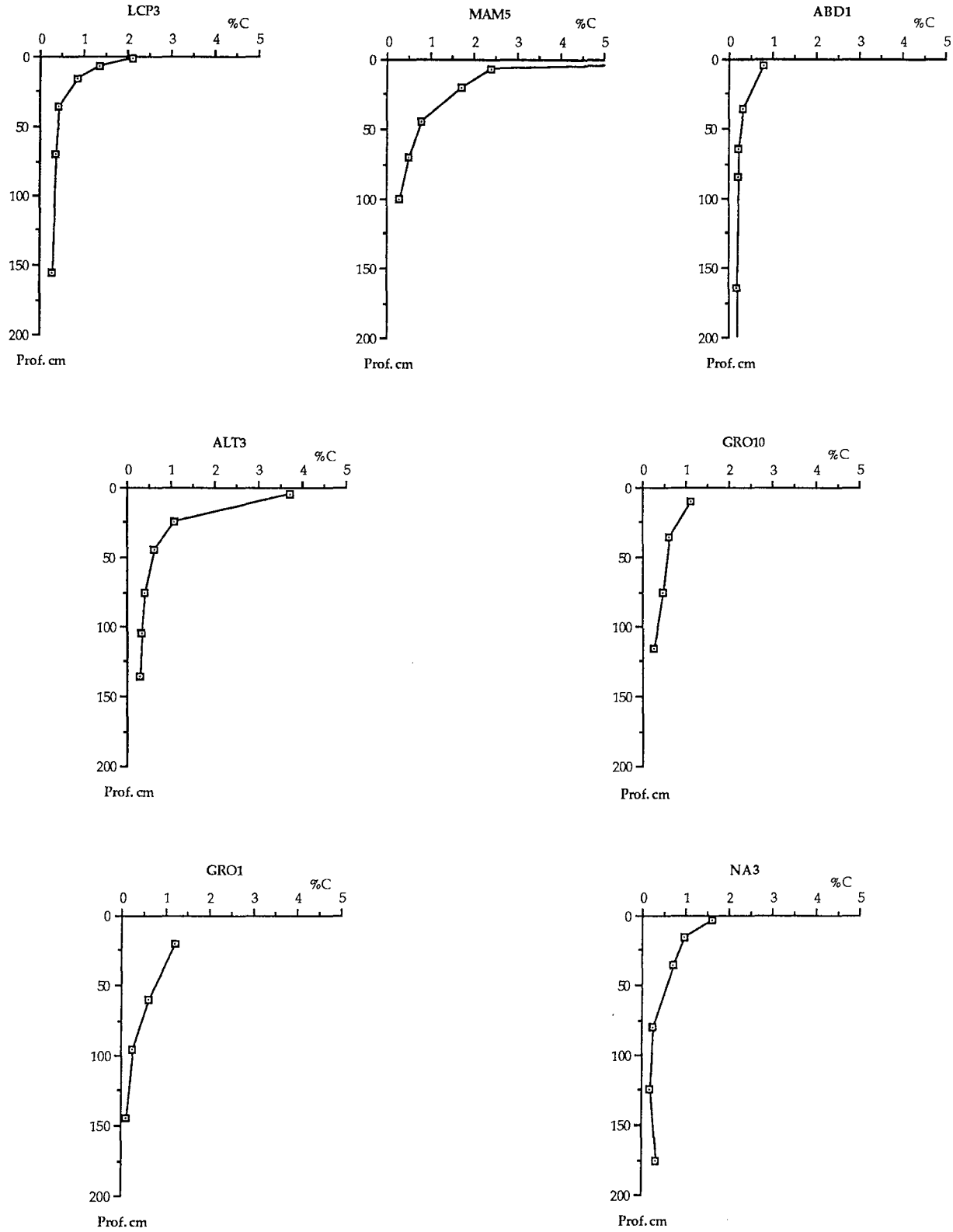
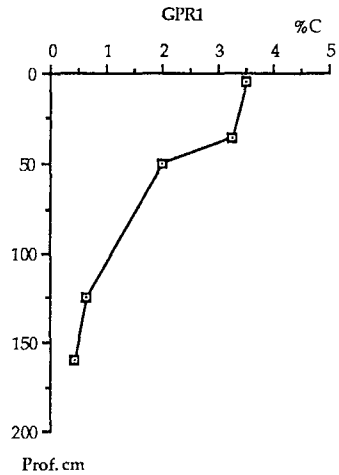
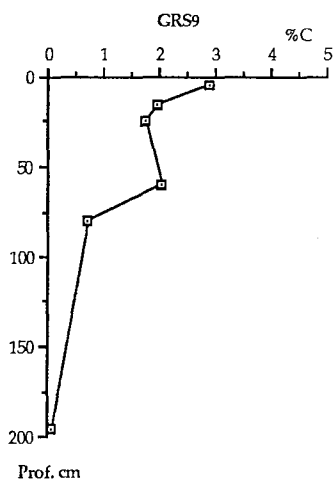


Figure 3a.- Distribution du carbone total en fonction de la profondeur. Groupe 1 (pour les codes des sols, se référer au Tableau I).





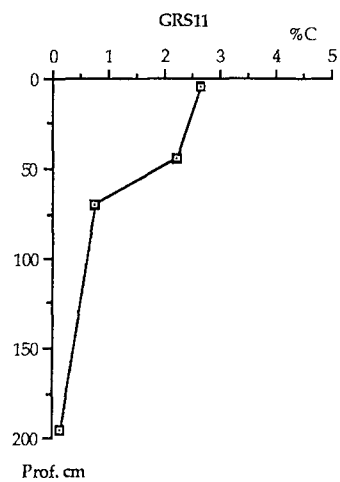


Figure 3b.- Distribution du carbone total en fonction de la profondeur. Groupe 2 (pour les codes des sols, se référer au Tableau I).

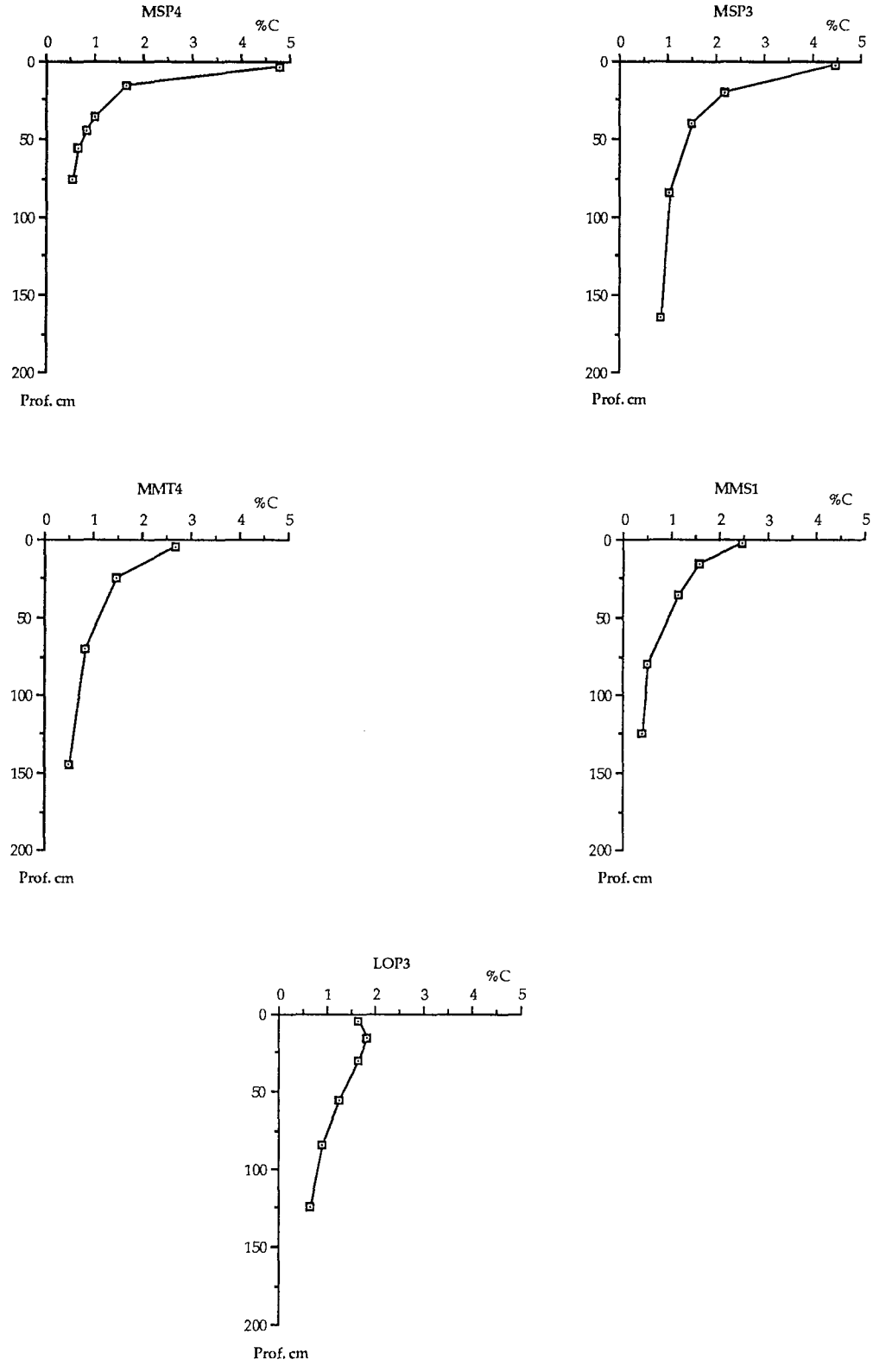


Figure 3c.- Distribution du carbone total en fonction de la profondeur. Groupe 3 (pour les codes des sols, se référer au Tableau I).

B.- DISTRIBUTION DE L'ISOTOPE ^{13}C

La méthode de dosage de l'isotope ^{13}C est décrite en annexe 1. Les différents profils de distribution des valeurs de $\delta^{13}C$ ont été classés en trois groupes (Figure 4a,b,c et Tableau 2 de l'annexe 3) composés différemment de ceux décrits au paragraphe précédent.

Groupe A : Les sept sols de ce groupe (MAM5, GRO1, GRO10, LCP3, ALT3, MSP3 et ABD1) sont situés sous différents types de végétation forestière composées d'espèces en C3, à raison de cinq sous forêt équatoriale, un sous forêt subtropicale, un sous forêt sèche. En surface les valeurs de $\delta^{13}C$ sont comprises entre - 28,5 ‰ (LCP3) et - 25,2 ‰ (MSP3). Dans tous les profils ces valeurs présentent une augmentation de $\delta^{13}C$ de 2 à 3 unités de la surface vers les horizons profonds. Cette augmentation est toujours plus accentuée dans les premiers décimètres des profils que dans les horizons de profondeur.

Groupe B : Il s'agit également de sols situés sous différents types de végétation forestière à espèces en C3 (NA3, MSP4, GPR1 et LOP3). La partie supérieure des profils présente des valeurs de $\delta^{13}C$ et une évolution comparable à celles des sols du groupe A. En surface les valeurs de $\delta^{13}C$ varient entre - 28,3 ‰ (NA3) et - 25,2 ‰ (MSP4). A une profondeur variable pour les quatre profils (entre 0,3 et 0,7 m) on observe une nette augmentation du $\delta^{13}C$. Elle est très accentuée pour les profils MSP4 et LOP3, et atteint 7 unités δ sur environ 0,3 m ; elle est un peu moins brutale pour les profils NA3 et GPR1 , respectivement 5 et 3,5 unités δ sur 0,45 m. Les valeurs maximales varient entre - 22,3 ‰ pour GPR1 (0,90 m) et - 17,3‰ pour MSP4 (0,80 m). La partie inférieure de ces profils présente une stabilisation, voire une légère diminution du $\delta^{13}C$.

Groupe C : Il s'agit de sols (MMT4, MMS1, GRS9 et GRS11) situés sous une végétation de savane ou prairie, caractérisés par une proportion plus ou moins importantes d'espèces végétales possédant un cycle photosynthétique en C4 et associées parfois à une flore arbustive. En surface les valeurs de $\delta^{13}C$ sont comprises entre - 21 ‰ (GRS9) et - 17,5 ‰ (MMS1). On observe un enrichissement en isotope lourd assez prononcé dans les premiers décimètres des profils (sauf pour MMT4 qui présente une variation très graduelle), conduisant à un maximum compris entre - 16,6 ‰ pour GRS9 et -13,2 ‰ pour MMS1, situé à une profondeur variant entre 0,30 et 0,60 m. La partie inférieure des profils est caractérisée par une inversion de l'évolution, c'est à dire une diminution du $\delta^{13}C$ jusqu'à des valeurs parfois inférieures à celles de la surface (de - 21,5 ‰ pour GRS11 à - 14,7 ‰ pour MMS1).

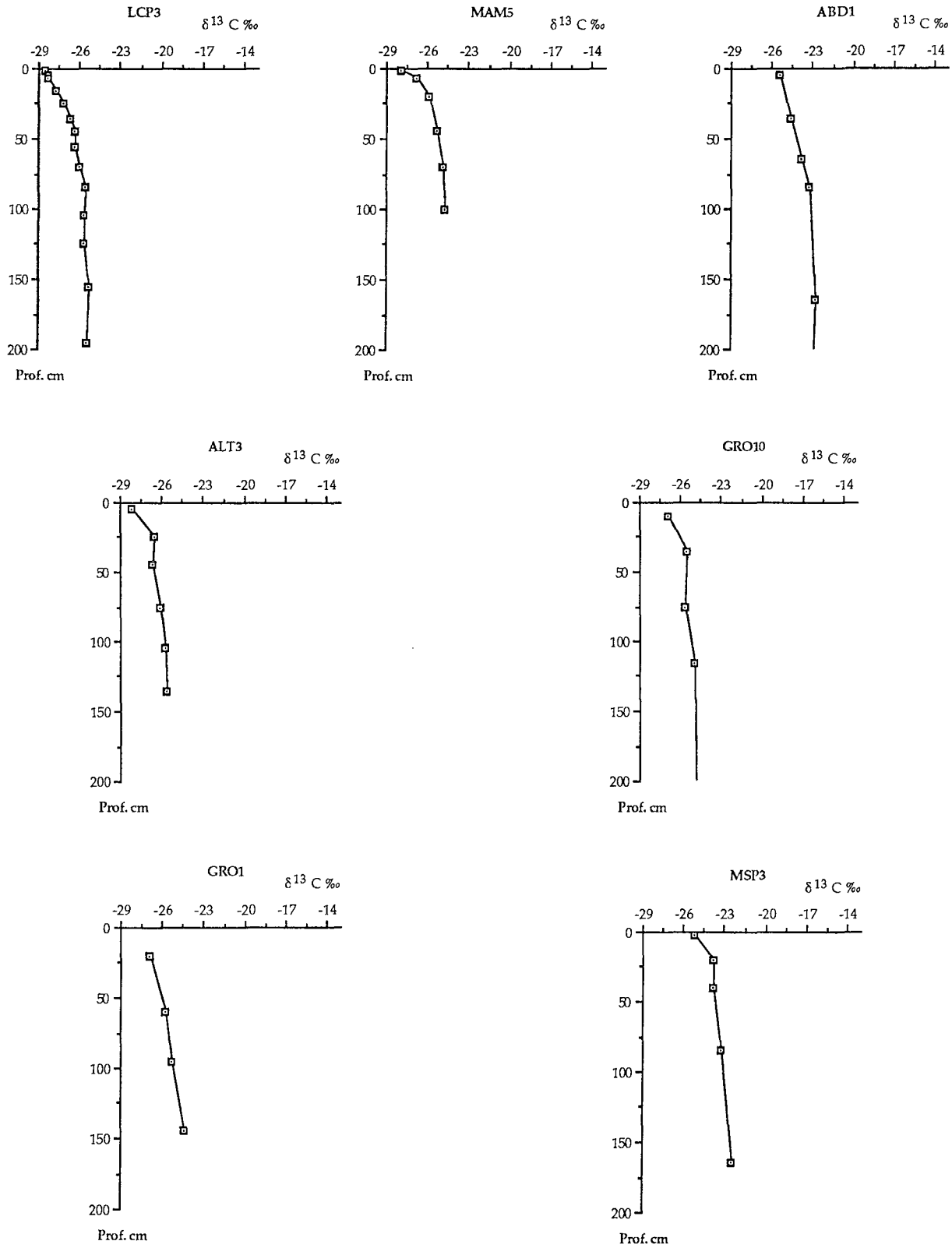


Figure 4a.-Distribution de l'isotope ^{13}C en fonction de la profondeur. Groupe A (pour les codes des sols, se référer au Tableau I).

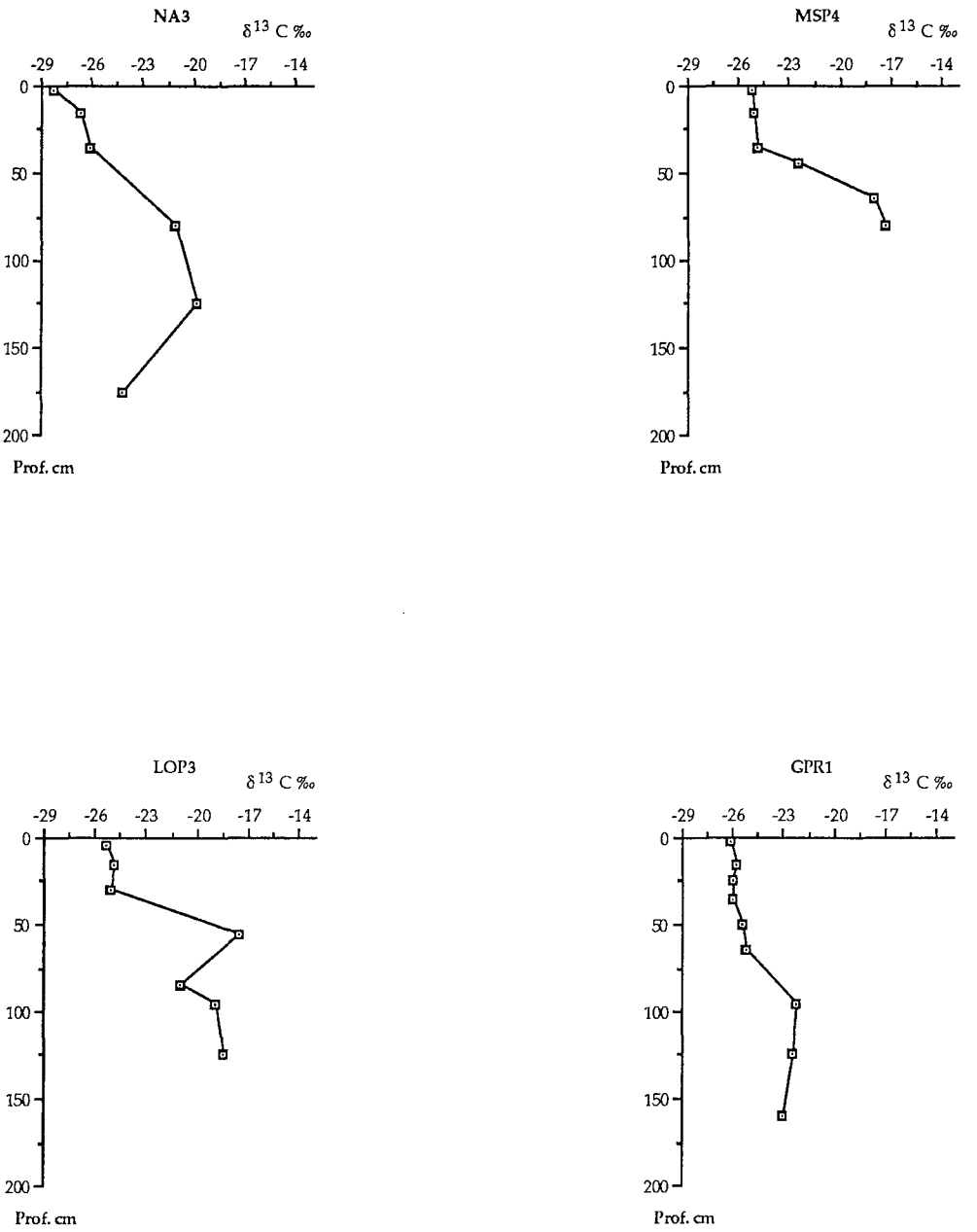


Figure 4b.-Distribution de l'isotope ^{13}C en fonction de la profondeur. Groupe B (pour les codes des sols, se référer au Tableau I).

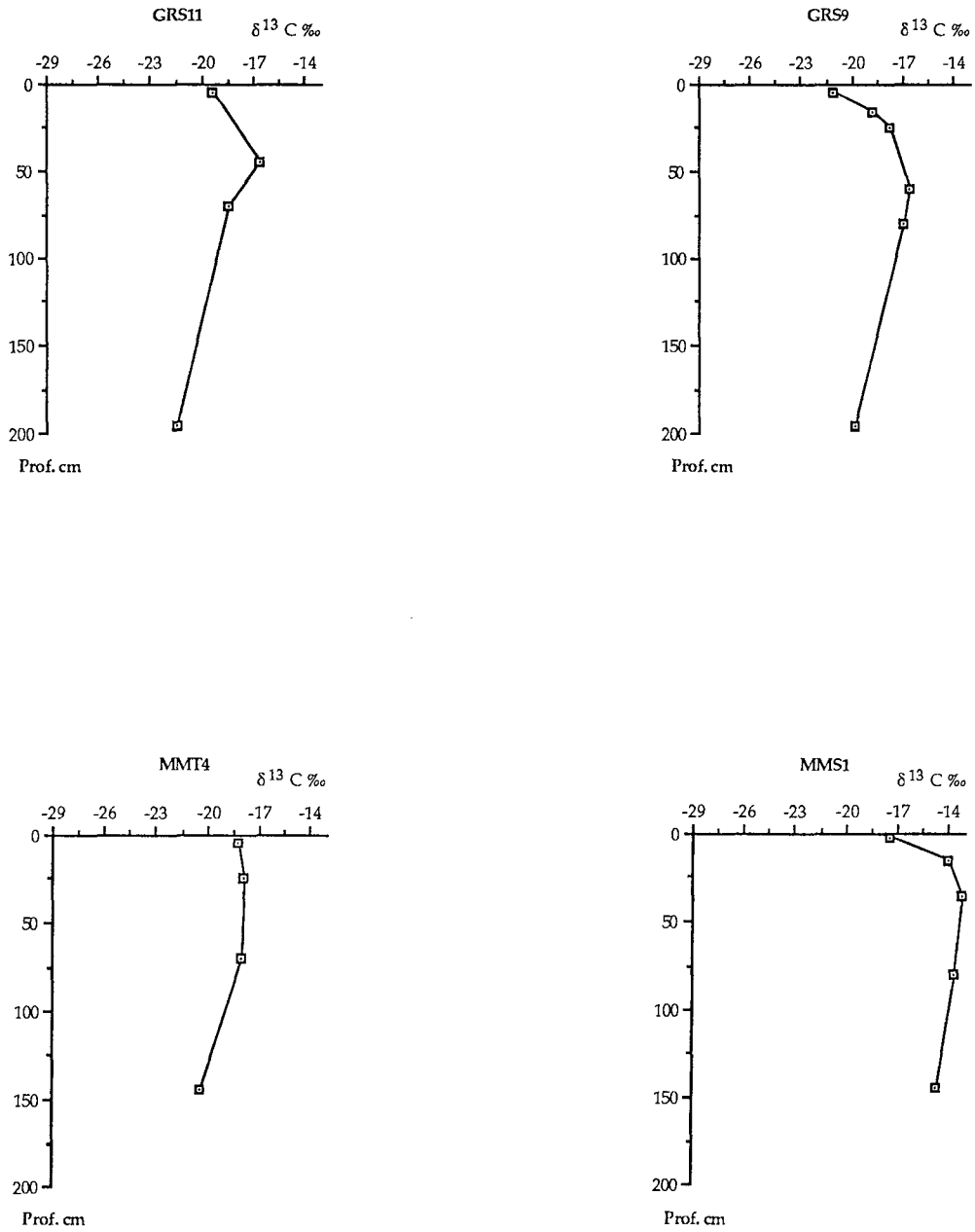


Figure 4c.-Distribution de l'isotope ^{13}C en fonction de la profondeur. Groupe C (pour les codes des sols, se référer au Tableau I).

IV.- DISCUSSION

A.- INCIDENCE DU CLIMAT SUR LE PROFIL ORGANIQUE

Les classements des sols inventoriés fondés d'une part sur la distribution verticale du carbone total, d'autre part sur la distribution verticale du ^{13}C n'aboutissent pas à la formation des mêmes groupes. La distribution verticale du carbone total semble nettement liée au climat, les températures élevées s'accompagnant d'une décroissance rapide des teneurs en carbone total avec la profondeur. La relation entre la vitesse de minéralisation des matières organiques et les caractéristiques thermiques du lieu est bien connue (JENNY *et al.*, 1948 ; LAUDELOUT *et al.*, 1960 ; JENKINSON, 1981). VOLKOFF et CERRI (1988) ont mentionné ce type de relation pour l'ensemble des sols brésiliens. Elle peut expliquer en partie les faibles teneurs en matière organique des horizons B des sols en milieu tropical, mais d'autres facteurs, tels le faible degré de polycondensation des composés humiques et leur faible liaison avec les colloïdes minéraux, peuvent également intervenir (PERRAUD, 1971).

La distribution des différents types de sols au Brésil n'étant pas en relation étroite avec le type de climat, il n'apparait pas de relation claire entre le type de sol et le type de profil en carbone : ainsi les *latossolos*, que l'on rencontre dans toutes les grandes régions naturelles du Brésil, présentent en fonction de leur localisation géographique les différents modes de distribution du carbone décrits précédemment. Ceci est également vrai pour les *solos podzolicos* et les *terras roxas*.

B.- INCIDENCE DE LA VEGETATION ACTUELLE

La distribution des valeurs de $\delta^{13}C$ ne peut se relier strictement, pour une végétation de cycle photosynthétique donné, à un facteur climatique. Les résultats obtenus (Figure 4) confirment les différences de composition isotopique de la matière organique des horizons de surface des sols situés sous une végétation C3 ou C4. Sous forêt (espèces en C3), les valeurs de $\delta^{13}C$ en surface sont comprises entre - 28,5 ‰ et - 25,2 ‰. Sous prairie et sous savane, les $\delta^{13}C$ des horizons de surface sont compris entre - 21 ‰ et - 17,5 ‰ ; ils sont la résultante d'un mélange d'espèces végétales appartenant aux deux groupes C3 et C4 (BARNES *et al.*, 1983 ; DZUREC *et al.*, 1985).

Sous forêt, on note que les six sols situés dans le bassin amazonien présentent les valeurs de $\delta^{13}C$ les plus basses, entre - 28,5 ‰ et - 27 ‰. Les autres sols, situés dans le Nordeste, le sud-est et le sud du Brésil, présentent des valeurs supérieures de une à deux unités δ. VOLKOFF et CERRI (1988) ont également publié des résultats montrant cette tendance. On peut penser que l'appauvrissement en isotope lourd des espèces végétales C3 est un peu plus accentué en Amazonie qu'en climat moins humide. Les résultats publiés par VAN DER MERWE et MEDINA (1989), qui comparent les valeurs de

$\delta^{13}C$ d'espèces d'Amazonie et celles d'espèces forestières de climat tempéré (Allemagne), montrent en effet cette tendance. Cependant, pour confirmer ces observations, des mesures systématiques sur les végétaux et sur les horizons de surface de sols de ces différentes zones géographiques seraient nécessaires.

Les sols du groupe C sont recouverts actuellement par une végétation de prairie ou de savane où les plantes à cycle C4 prédominent assez nettement. Cependant les valeurs de $\delta^{13}C$ des horizons les plus superficiels n'indiquent pas une prédominance exclusive de ces espèces. Il existe donc probablement en surface des matières organiques issues de végétaux à cycle en C3, soit forestiers actuellement disparus, soit herbacées à cycle en C3, comme c'est le cas pour des prairies naturelles de graminées et de légumineuses (FALESI et DA VEIGA, 1986).

C.- INCIDENCE DES PROCESSUS D'HUMIFICATION

Lorsqu'on considère les variations avec la profondeur on constate dans tous les cas sous forêt une augmentation des valeurs de $\delta^{13}C$. Cette augmentation est, soit faible et progressive, soit forte et rapide.

L'augmentation des valeurs de $\delta^{13}C$ avec la profondeur, observée pour les sols du groupe A (figure 4a) est d'une amplitude assez faible et régulière ; elle est selon toute vraisemblance le résultat des processus d'humification et de minéralisation (VOLKOFF et CERRI, 1987 ; ANDREUX *et al.*, 1990). Or ceux-ci progressent principalement à l'occasion de processus d'oxydation et de décarboxylation. Le CO_2 produit par voie chimique ou microbienne étant en général appauvri en ^{13}C de quelques unités δ par rapport aux composés dont il est issu (SCHLESER et POHLING, 1980 ; BLAIR *et al.*, 1985), on conçoit que les valeurs de $\delta^{13}C$ des matières organiques restantes tendent progressivement à augmenter. Toutefois au sein de ce groupe les valeurs de $\delta^{13}C$ observées le long des profils ne montrent pas une convergence vers une valeur commune à toutes les matières organiques humifiées de profondeur. On observe en effet une évolution relativement parallèle des courbes de $\delta^{13}C$. Ainsi la différence existant en surface entre deux profils tend à se maintenir en profondeur.

Pour les sols situés sous un type de végétation donné, on n'observe pas de corrélation entre la teneur en carbone organique et le rapport isotopique $^{13}C/^{12}C$ de celui-ci. La figure 5 qui regroupe tous les couples de valeurs de 1/C (avec C en %) et de $\delta^{13}C$ des horizons de surface (0-35 cm) et de profondeur (35-100 cm) des onze sols sous forêt met en évidence cette absence de corrélation, confirmée quelle que soit la profondeur de la couche de sol étudiée. Elle peut également être mise en évidence en comparant les sols deux à deux. Par exemple le sol MSP3 est nettement plus riche en carbone que le sol ABD1 alors que leurs valeurs de $\delta^{13}C$ sont très voisines tout au long du profil.

Il existe toutefois un domaine de la représentation graphique de la figure 5 où l'on ne rencontre pas de couple de valeurs, ce qui indique que dans ce domaine pour une teneur en carbone donnée, on ne rencontre jamais certaines valeurs de $\delta^{13}C$. Pour les valeurs de 1/C inférieures à 1, le spectre des valeurs de $\delta^{13}C$ est assez large dans les horizons de surface (de - 29 à - 24 ‰) et de profondeur (de - 27 à - 17 ‰). Par contre lorsque les valeurs de 1/C sont plus élevées, le spectre des valeurs de $\delta^{13}C$ est, à quelques exceptions près, plus étroit et on n'observe pas de valeurs de $\delta^{13}C$ très négatives. On est donc en présence d'une loi limite, et pour une profondeur donnée, les teneurs les plus élevées en carbone sont associées aux valeurs les plus basses de $\delta^{13}C$.

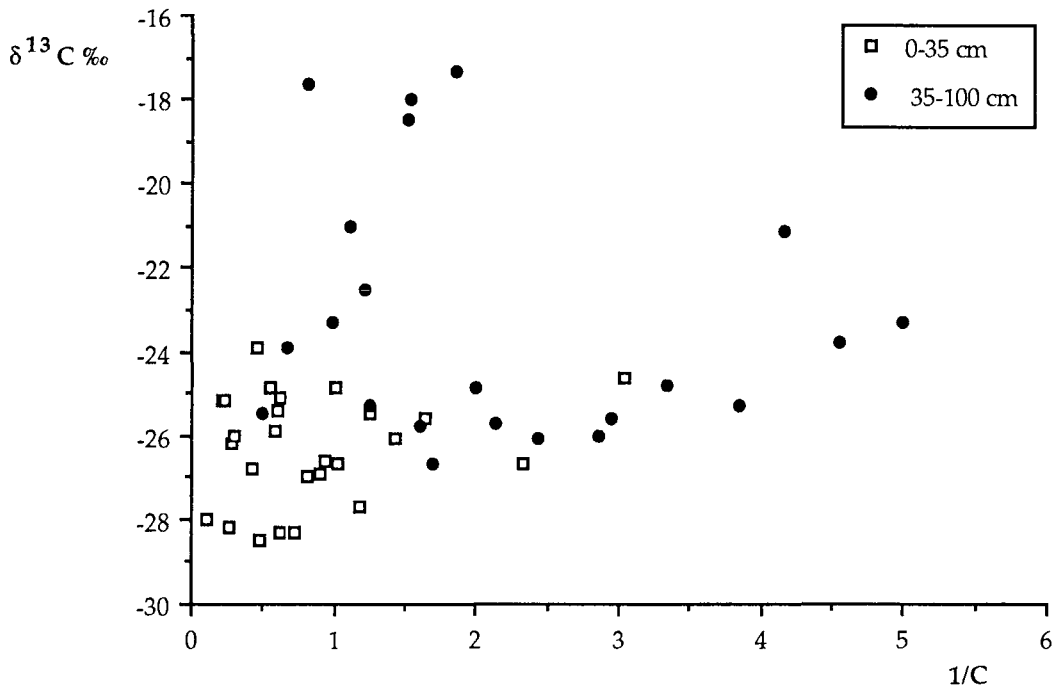


Figure 5.- Corrélation entre l'inverse de la teneur en carbone total et la composition isotopique des horizons de surface (0-35 cm) et de profondeur (35-100 cm) des onze sols sous forêts.

D.- INCIDENCE DE VEGETATIONS ANTERIEURES

Les sols du groupe B (Figure 4b) présentent des variations fortes et rapides de $\delta^{13}C$. Ces sols sont situés sous le Tropique (limite des états de São Paulo et du Parana) (GPR1, MSP4 et LOP3) et au sud de l'Amazonie (NA3). On a donc, sous des végétations et des climats actuels identiques à ceux des sols du groupe A, des sols assez semblables d'un point de vue pédogénétique et présentant des distributions de l'isotope ^{13}C très différentes, que les processus d'humification ne suffisent pas à expliquer. L'hypothèse la plus probable est que les valeurs de $\delta^{13}C$ observées en profondeur pour les sols de ce groupe seraient dues à la persistance d'une matière organique ancienne, humifiée et stable,

issue d'une végétation antérieure de composition isotopique différente, en moyenne plus riche en ^{13}C que celle de la végétation actuelle, sans doute proche de celle des "campos" et "cerrados" décrits notamment dans les états de São Paulo et du Parana et considérés comme des reliques d'un climat plus aride que l'actuel (MAACK, 1968).

Des variations climatiques importantes semblent en effet avoir affecté au cours du Quaternaire l'ensemble du continent sud-américain (VAN DER HAMMEN, 1974) et notamment le Brésil (AB'SABER, 1977). Les îlots de savanes actuellement inclus dans la forêt amazonienne et les îlots de prairie actuellement inclus dans la forêt subtropicale prouveraient l'extension, au cours d'une période relativement récente, des savanes aux dépens des forêts tropicales humides et des prairies aux dépens des forêts subtropicales. Selon SERVANT *et al.* (1989), dans la région Centre Sud-Est du Brésil (18°-20° de latitude sud) une grande sécheresse ayant culminé vers 8000 ans B.P. caractériserait une grande partie de l'Holocène. L'analyse de dépôts fluviatiles et marins et des datations au ^{14}C dans cette même région (MARTIN *et al.*, 1987 ; FOURNIER *et al.*, 1987) semblent confirmer cette hypothèse.

En Amazonie plusieurs auteurs mentionnent l'existence d'une ou de plusieurs phases sèches au cours de l'Holocène. Aussi bien au nord (SALDARRIAGA et WEST, 1986) qu'au sud (SOUBIES, 1980) de l'Amazonie, des débris charbonneux d'origine végétale sont assez fréquemment observés dans les premiers décimètres de sols ferrallitiques. Les datations au ^{14}C permettent de situer l'époque de la carbonisation vers 3000-6000 ans B.P., époque qui correspondrait à un épisode climatique plus sec que l'actuel et qui aurait permis l'existence d'incendies d'origines naturelle ou anthropique. ABSY *et al.* (1989) dans l'état du Parà ont également mis en évidence des phases de climat plus aride, à l'aide d'analyses palynologiques et de datations au ^{14}C, l'une entre 23000 et 20000 ans B.P., l'autre autour de 8000 ans B.P. Ces périodes sèches, si elles ont probablement affecté l'ensemble de l'Amazonie, n'ont cependant pas provoqué un "basculement" complet de la végétation, et certaines régions ont sans aucun doute conservé durant ces périodes une couverture végétale forestière (SOUBIES *et al.*, 1989). C'est ce qui peut expliquer le fait que de nombreux profils de $\delta^{13}C$ des sols amazoniens étudiés ne montrent pas en profondeur de valeurs proches de celles d'une végétation C4.

Ceci est également vrai pour la région Centre Sud-Est où sous l'actuelle végétation forestière s'observent à la fois des sols présentant en profondeur des valeurs de $\delta^{13}C$ caractéristiques tantôt de végétation C3 et tantôt de végétation C4. Dans cette région les sols LOP3 et NA3 présentent une seconde valeur minimale du $\delta^{13}C$ en profondeur. En reprenant l'hypothèse précédente, cette évolution complexe de la distribution de l'isotope pourrait être le résultat de plusieurs successions végétales, ou en tout cas de variations temporelles dans les densités relatives entre végétations C3 et C4 (GUILLET *et al.*, 1988).

Les sols du groupe C, recouverts actuellement par une végétation de savane et de prairie (Figure 4c) présentent jusqu'à environ 0,50 m de profondeur une augmentation des valeurs de $\delta^{13}C$ plus rapide que sous forêt, à l'exception du sol MMT4. Ceci pourrait s'expliquer par une décomposition plus rapide de la matière organique issue des plantes en C3 ou bien par la contribution dans un passé récent d'une végétation plus exclusivement C4. Dans la partie inférieure des profils de ce groupe les valeurs de $\delta^{13}C$ diminuent légèrement avec la profondeur ; on ne peut exclure que ceci soit la marque d'une ancienne végétation de cycle C3. Cependant, à la différence des sols du second groupe, cette évolution est régulière, sans variation brusque et, comme pour les sols du premier groupe, ne conduit pas à une valeur commune aux quatre profils en profondeur. Ainsi le sol MMS1 qui possède dès la surface une valeur de $\delta^{13}C$ supérieure à celle des autres sols présente-t-il à 1 m de profondeur une valeur de $\delta^{13}C$ supérieure à - 15 ‰, contre seulement - 18 ‰ pour les autres sols.

Les courbes de variation de $\delta^{13}C$ des sols des groupes B et C présentent à partir d'une profondeur de 1 m environ des valeurs relativement semblables : ceci indiquerait que les valeurs de $\delta^{13}C$ mesurées en profondeur pour les sols du groupe B sont bien la marque d'une végétation passée de type prairie ou savane, et dont la composition était soit semblable à celle présente actuellement sur les sols du groupe C, soit plus uniformément C4.

L'inventaire réalisé a mis en évidence l'existence de plusieurs types de distribution du carbone total et du ^{13}C dans les sols ferrallitiques du Brésil. Ces distributions ne sont pas corrélées entre elles, même sous végétation identique et en considérant des horizons de même profondeur. Un cas limite existe toutefois pour les valeurs les plus basses de $\delta^{13}C$, associées, pour une profondeur donnée, avec les teneurs les plus hautes en carbone organique total.

La distribution du carbone total semble s'expliquer par l'action d'un facteur climatique, en l'occurrence la température, qui détermine la distinction de trois types de profils organiques. En ce qui concerne la distribution de l'isotope ^{13}C dans les horizons de surface, elle dépend essentiellement de la végétation actuelle de cycle photosynthétique C3 ou C4. En profondeur pour un certain nombre de sols forestiers (principalement d'Amazonie mais aussi du Nord-Est et du Sud-Est), l'augmentation régulière et de faible amplitude des valeurs de $\delta^{13}C$ est sans doute le résultat d'un fractionnement isotopique dû à l'humification. Cependant pour d'autres sols actuellement recouverts par des végétations forestières (principalement du Sud-Est mais aussi du sud de l'Amazonie), un ou plusieurs maxima des valeurs de $\delta^{13}C$ sont parfois observés. Une telle distribution indique que la matière organique des horizons de profondeur est le témoin de phases plus ou moins longues durant lesquelles une végétation de cycle photosynthétique à dominante C4 a prédominé. La concordance

entre ces phases et les périodes plus arides reconnues par les paléoclimatologistes ne pourra être établie que par le couplage des méthodes isotopiques ^{13}C et ^{14}C. En revanche dans les sols sous prairie et savane actuelles, on observe que les végétations en C4 sont en grande partie responsables de la composition isotopique des matières organiques de surface, tandis qu'en profondeur ont pu subsister des matières organiques anciennes issues d'une végétation dominante de cycle C3.

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

La grande diversité géographique, climatique et végétale du Brésil induit l'existence d'une couverture pédologique diversifiée où cependant les sols ferrallitiques dominent nettement. Parmi ces derniers, les profils organiques varient largement en relation avec le substratum minéral, le type de végétation et les facteurs climatiques, notamment la température.

L'analyse de la composition isotopique ^{13}C de la matière organique de ces sols ferrallitiques permet de mieux mettre en évidence les relations existant entre les profils organiques et l'histoire du climat et de la végétation. Elle permet de distinguer trois groupes, en partie reliés à leur position géographique :

• le premier (groupe A), commun sous forêt tropicale et subtropicale, comprend les profils les plus simples, montrant une faible évolution avec la profondeur, et indique la présence d'un même type de végétation depuis une période ancienne.

• les profils isotopiques du second (groupe B), qui comprend également des sols sous forêt tropicale et subtropicale, mettent en évidence une histoire plus complexe de la végétation, impliquant une, voire plusieurs, successions végétales.

• enfin pour les sols du dernier groupe (groupe C), soumis à climat subtropical ou tempéré et recouverts par une végétation actuelle à dominante de graminées, il semble également que les variations de la composition isotopique observées soient imputables à des changements de végétation.

En Amazonie, sous végétation forestière, la grande majorité des sols possèdent des profils isotopiques appartenant au premier groupe. L'un d'entre eux a été sélectionné pour tenter d'étudier les changements quantitatifs et qualitatifs de la matière organique au long du profil à la suite de changements récents de végétation provoqués par l'homme. *L'Amazonie orientale*, lieu de pénétration et d'installation ancienne de l'agriculture de subsistance, est en outre pourvue de plusieurs stations expérimentales. Elle paraissait donc pouvoir remplir les conditions d'une telle étude.

DEUXIÈME PARTIE

INFLUENCE DE CHANGEMENTS RÉCENTS DE VÉGÉTATION SUR LE PROFIL ORGANIQUE D'UN SOL D'AMAZONIE ORIENTALE

INFLUENCE DE CHANGEMENTS RÉCENTS DE VÉGÉTATION SUR LE PROFIL ORGANIQUE D'UN SOL D'AMAZONIE ORIENTALE

INTRODUCTION

Comme nous l'avons signalé dans la première partie de ce travail, l'essentiel de la couverture pédologique du bassin amazonien est constituée de latosols (oxisols) et de sols "podzolico vermelho amarelo" (ultisols et alfisols) (Figure 6). Ce sont donc principalement ces sols qui servent de support au développement de la forêt tropicale humide.

Il existe plusieurs études portant sur la production forestière primaire, sa diversité, sa variabilité (KLINGE *et al.*, 1975 ; SCHUBART, 1983), l'impact de la déforestation sur la fertilité et la production agricole, (SANCHEZ *et al.*, 1982a ; FEARNSIDE, 1985). Il y a cependant beaucoup moins de travaux sur les relations entre les variations de la couverture végétale et celles du profil organique des sols. La base de données dans ce domaine étant sans doute le programme RADAMBRASIL initié dans les années 1960, mais elle reste encore pour l'heure à exploiter.

Nous avons vu que le profil organique du sol pouvait présenter de nettes variations d'une région à l'autre, y compris pour un même type de sol. Pour un même site, des variations spatiales locales sont fréquentes, en fonction des irrégularités microtopographiques ou texturales (MARTINS et CERRI, 1986). Cependant, de telles différences sont largement gommées par la déforestation et la mise en culture, qui entraînent de profondes modifications quantitatives et qualitatives au sein de la matière organique du sol (TURENNE, 1977 ; MANARINO *et al.*, 1982 ; SANCHEZ *et al.*, 1982a ; MARTINS *et al.*, 1991). Ces quelques données existantes concernent principalement des cultures annuelles dans des systèmes de type itinérant. Par contre, on ne dispose jusqu'à présent pour l'Amazonie que de peu de résultats concernant le statut organique des sols ayant atteint un nouvel équilibre sous cultures pérennes (FEARNSIDE, 1980 ; CERRI *et al*, 1991 ; CHONE *et al.*, 1991).

Nous avons donc sélectionné, parmi les sites présentés précédemment, un de ceux d'Amazonie orientale, où sont rencontrés des sols ferrallitiques fortement appauvris en surface (MARTINS, 1987). Ces sols existant tant sous végétation forestière primaire que sous plantation arborée (cacaoyer et hévéa entre autres) ou sous prairie permanente, il devenait possible par la comparaison de trois profils représentatifs, de définir les indices de transformation des matières organiques héritées de la forêt, et de leur substitution par celles issues de la végétation secondaire. Cette étude s'appuie sur

la confrontation de méthodes physiques, chimiques et isotopiques, et porte sur deux stations post-forestières âgées de dix ans.

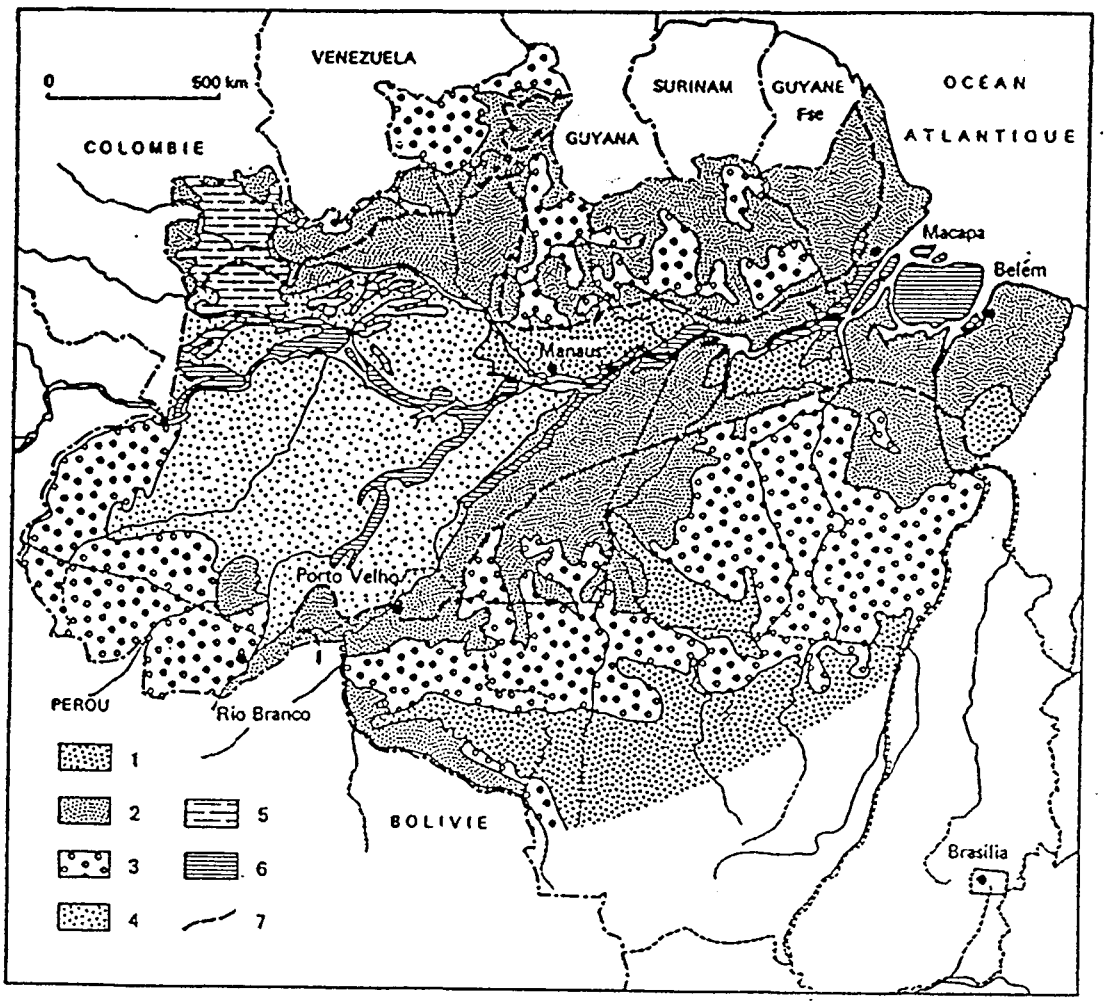


Figure 6.- Organisation de la couverture pédologique de la Région amazonienne : 1 : Domaine des latosols typiques ; 2 : Domaine des autres latosols (latosols du bas plateau amazonien) ; 3 : Domaine des sols latéritiques non hydromorphes (sols ferrallitiques) ; 4 : Domaine des sols latéritiques hydromorphes (sols ferrallitiques à hydromorphie de profondeur) ; 5 : Domaine des podzols ; 6 : Zones hydromorphes inondables ; 7 : Limite des formations sédimentaires (d'après Volkoff, 1984/1985).

LE SITE D'ÉTUDE

I.- LOCALISATION

L'étude a été effectuée dans la station expérimentale du Centre de Recherche Agronomique du Tropique Humide (CPATU), Division de l'Entreprise Brésilienne de Recherche Agronomique (EMBRAPA), située en Amazonie orientale, au nord-est de l'Etat du Pará, par 1°44' de latitude Sud et 47°09' de longitude Ouest (Figure 7).

II.- CLIMAT

Le Nord-Est de l'Etat du Pará fait partie d'un domaine tropical humide comportant un à deux mois de saison sèche, climat de type Ami dans la classification de Köppen (NIMER, 1977). La commune de Capitão Poço, sur laquelle la station du CPATU est installée, reçoit annuellement environ 2 500 mm de précipitations. La période la plus pluvieuse s'étend de janvier à juin, la saison sèche a lieu en octobre et novembre. Les moyennes mensuelles des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle (Figure 8) mettent en évidence l'existence d'un déficit hydrique entre septembre et novembre, le bilan hydrique annuel étant toutefois nettement excédentaire. La température moyenne annuelle est de 26,9°C, avec une amplitude de variation de 2,4°C entre juillet, mois le plus chaud et janvier, mois le plus froid (REGO *et al.*, 1973).

III.- VEGETATION

La végétation primaire est une forêt dense (forêt ombrophile de plateau) de grande diversité spécifique : environ 190 espèces par hectare, distribuées dans plus de 50 familles, ont été déterminées (DANTAS *et al.*, 1980). Les Légumineuses, les Sapotacées, les Moracées présentent le plus grand nombre d'espèces, les Lécithidacées comptant le plus grand nombre d'individus. La région de Capitão Poço a été en grande partie déforestée depuis la fin du XIX^{ème} siècle pour permettre l'instauration d'une activité agropastorale importante (FEARNSIDE, 1982).

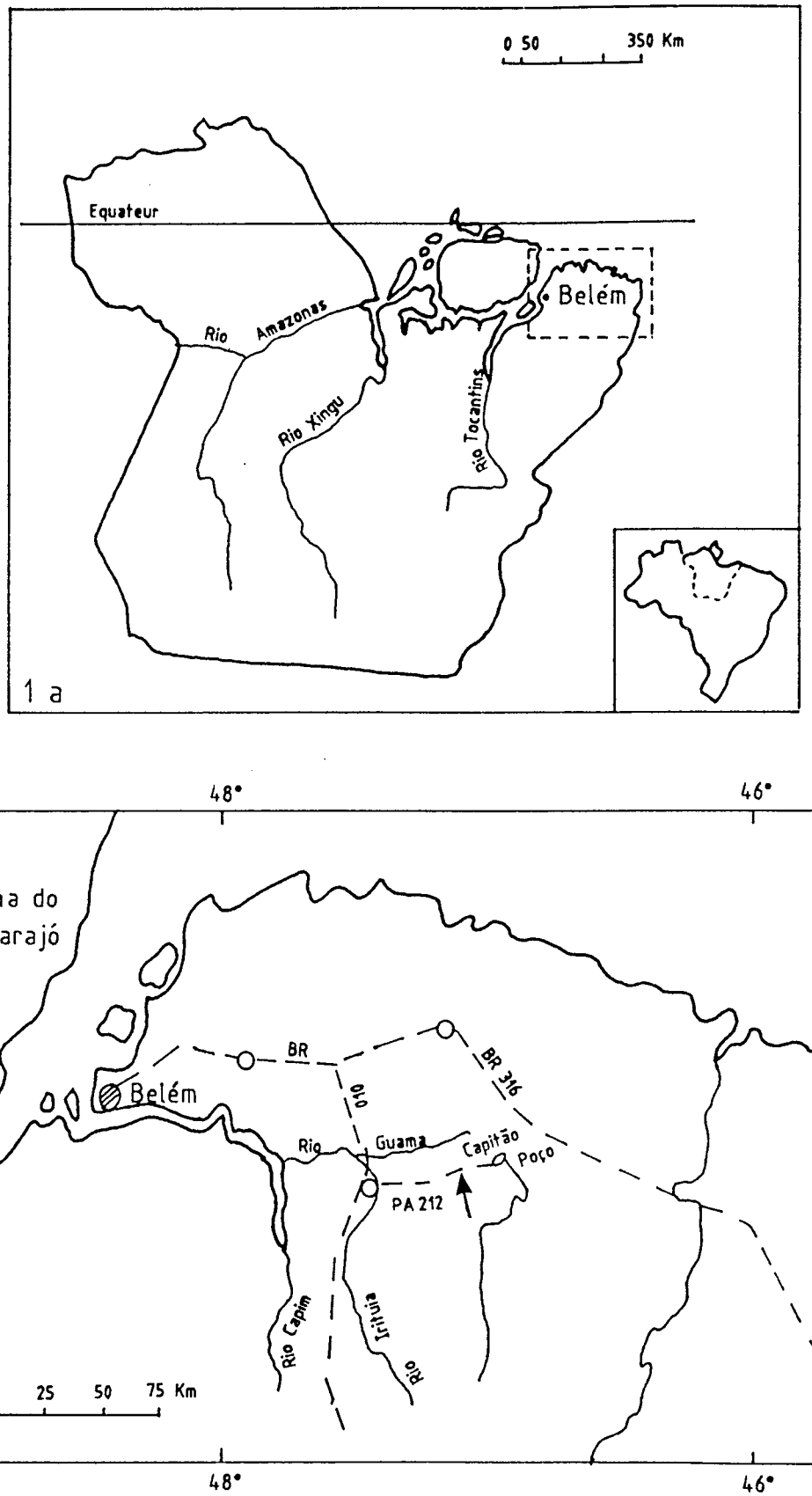


Figure 7.- Localisation de la station expérimentale du CPATU.
a. dans l'Etat du Parà ; b. dans la région de Belém.

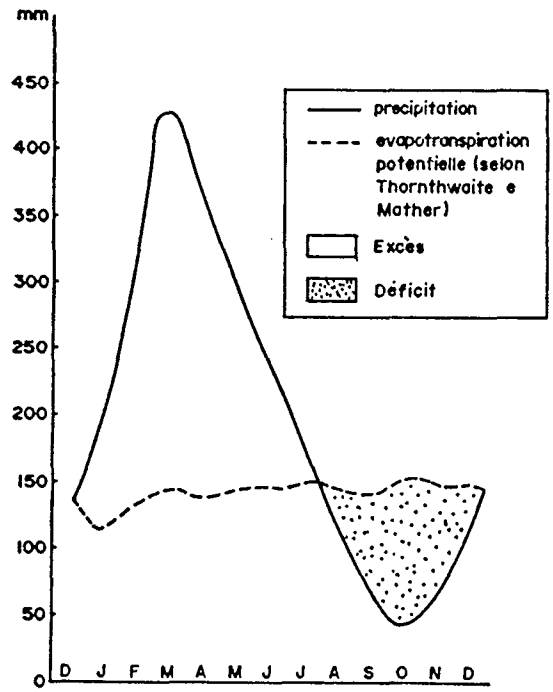


Figure 8.- Bilan hydrique de la commune de Capitão Poço - PA (d'après REGO *et al.*, 1973).

IV.- GEOMORPHOLOGIE ET RELIEF

La zone étudiée se présente comme une surface pénéplanée disséquée par une reprise récente de l'érosion (BARBOSA et PINTO, 1973). La topographie est grossièrement horizontale, avec par endroits de faibles dénivellations, le relief étant considéré comme plan (REGO *et al.*, 1973).

V.- GEOLOGIE

Les sols se sont développés sur la formation Barreiras, datant du Tertiaire Moyen à Supérieur. Elle se présente sous la forme de sédiments clastiques mal sélectionnés, principalement limoneux ou en conglomérats, avec des sables de granulométrie variable, des lits d'argile et des lentilles de kaolin (NUNES *et al.*, 1973). Associés à ces matériaux, on trouve aussi des sédiments du Quaternaire ancien et récent (REGO *et al.*, 1973).

VI.- LES SOLS

A l'échelle de la région, la couverture pédologique est complexe. Selon ARAUJO *et al.* (1973) il y a une dominance de sols ferrallitiques jaunes (*latossolos amarelos* de la classification

brésilienne) et de sols minéraux bruts (*areia quartzosa*). Sur la station expérimentale du CPATU, les latosols jaunes sont de texture moyenne (REGO *et al.*, 1973), mais on rencontre également des sols latéritiques concrétionnés, des sols hydromorphes et des latosols jaunes "podzolisés", en d'autres termes fortement appauvris en argile en surface, et donc très voisins des sols "PVA". Tous ces sols ont de nombreux caractères communs, comme la couleur des différents horizons, la structure faiblement développée, subangulaire petite à moyenne, et une texture à dominante sableuse en A et argilo-sableuse à argileuse en B. Les caractéristiques chimiques telles que la saturation en bases (variable en A mais toujours très inférieure à 50 % en B), la CEC (inférieure à 10 me/100g de sol en A, inférieure à 4,5 me/100g de sol en B) et la teneur en aluminium échangeable (comprise entre 1 et 3 me/100g de sol) sont également communes aux différents types de sols.

Bien que le relief dans son ensemble soit considéré comme plan, il existe fréquemment de petites déclivités provoquant l'existence de "micro-dépressions" . La variation d'altitude est de l'ordre du mètre sur une distance horizontale de plusieurs dizaines de mètres. Des sondages à la tarière le long d'un transect allant d'une zone élevée au centre d'une micro-dépression (Figure 9) ont mis en évidence l'apparition progressive de caractères liés à l'hydromorphie, notamment dans les horizons supérieurs qui présentent des taches grises et rouilles d'oxydo-réduction. Au centre de cette microdépression les caractères hydromorphes sont fortement exprimés. En utilisant des critères morphologiques MARTINS (1987) a également distingué les sols de forêt de la station du CPATU par la qualité de leur drainage.

Dans certains sols de la station la présence d'un niveau de concrétions ferrugineuses a également été observée, à des profondeurs très variables d'un site à l'autre. Quand il se rencontre en surface, REGO *et al.* (1973) désignent les sols sous le terme de *sols latéritiques concrétionnés*. Ce niveau de concrétions s'enfonce profondément par endroit laissant la place à des *latosols podzolisés à sous-sol concrétionné*. Enfin, pour certains sols, ce niveau de concrétions n'a pas été rencontré, tout au moins jusqu'à la profondeur de 4 mètres, à laquelle se sont limités les sondages.

Deux facteurs importants permettent donc de différencier les types de sols, le **drainage** *et la présence éventuelle d'un niveau de* **concrétions ferrugineuses**. *Pour la plupart, les sols de la station possèdent un horizon oxique (latosolique selon la terminologie brésilienne) plus ou moins épais. Cet horizon semble en de nombreux cas être soumis à un processus de dégradation se traduisant dans la partie supérieure du profil par une perte importante d'argile, une diminution de la porosité et une compactation assez nette.*

CARACTÉRISATION DES SOLS

Toutes les méthodes utilisées pour la caractérisation des sols sont décrites dans l'annexe 1. Une description détaillée des profils est donnée dans l'annexe 2.

Les sols étudiés sont situés respectivement sous forêt naturelle (LCP3), sous une plantation mixte de cacaoyer (*Théobroma cacao*) et d'hévéa (*Hévéa brasiliensis*) (LCP1) et sous une culture de graminée fourragère, "l'herbe à éléphant" (*Pennisetum purpureum*) (LCP4). La plantation et la culture ont été mises en place en 1977. Les deux profils les plus éloignés sont distants de 800 mètres environ (Figure 9).

I.- CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES ET MINERALOGIQUES

A.- Morphologie

1. - Sol sous forêt

La litière recouvrant le sol est épaisse de 3 à 5 cm et se subdivise en deux couches : la première (**couche L**) est constituée de feuilles sèches, entières ou en fragments de grande taille facilement reconnaissables, car peu ou pas décomposés, et de morceaux de bois mort. La seconde (**couche F**) est composée principalement de feuilles dans un état de fragmentation et de décomposition assez avancé, et souvent recouvertes de filaments mycéliens ; on y observe aussi des morceaux de bois mort également recouverts de mycélium. De très nombreuses racines fines envahissent cette couche. L'observation des profils a été réalisée en fin de saison sèche, exceptionnellement marquée en 1987, année de l'échantillonnage. La relative épaisseur de la litière s'explique probablement par la chute récente d'une quantité élevée de feuilles et un certain ralentissement de l'activité biologique.

Une limite nette sépare la litière des horizons minéraux. L'horizon A_1 (0-10 cm) est brun-gris, sableux et possède une structure grumeleuse et une forte porosité. Il est traversé par un réseau important de racines fines et moyennes. Sa limite avec l'horizon A_3 est distincte et ondulée.

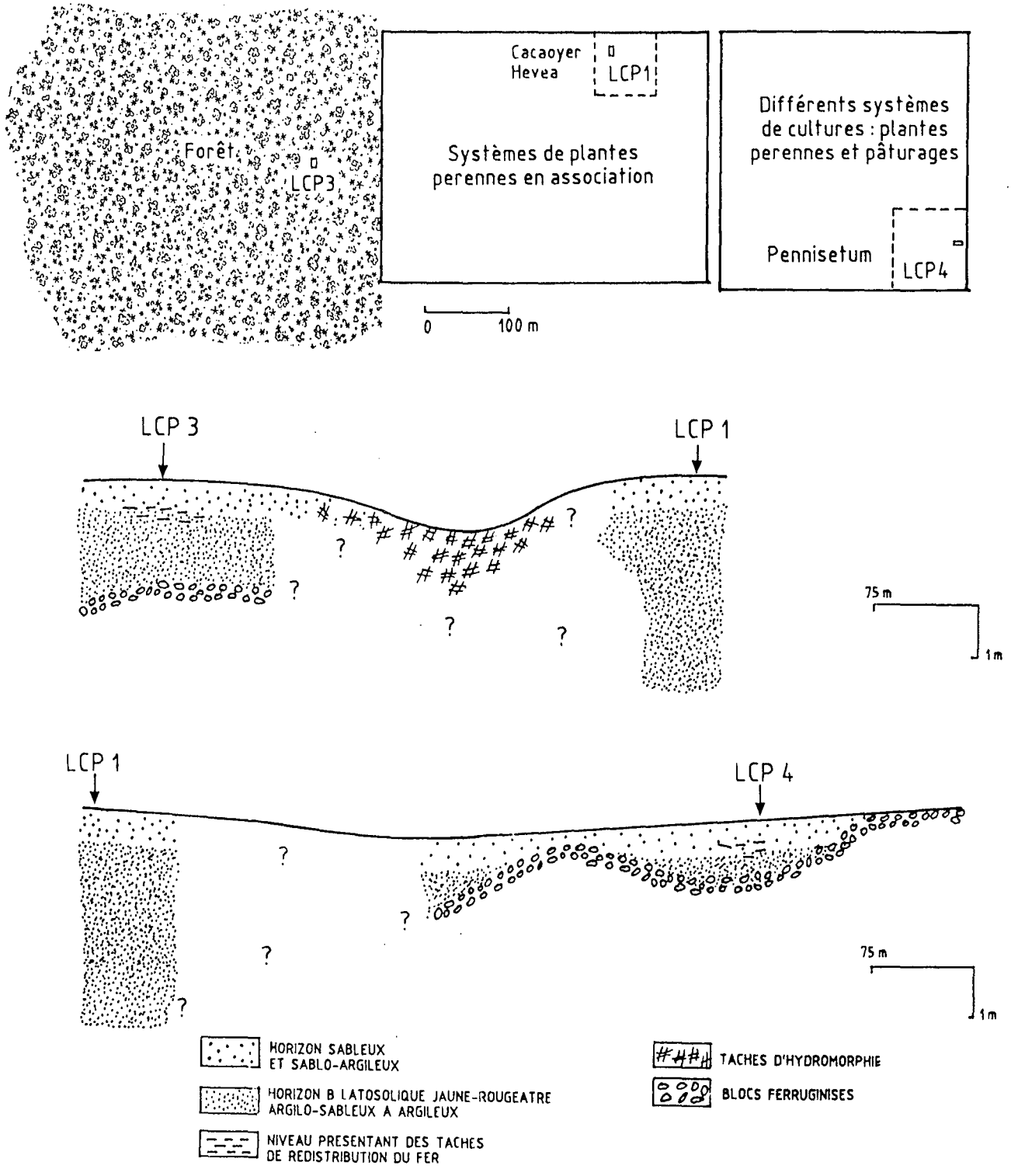


Figure 9.- Plan de situation des profils et représentation simplifiée de l'organisation des horizons.

L'horizon A_3 (10-28 cm), sablo-argileux, de fond brun-jaunâtre, présente de nombreux remplissages biologiques brun sombre, de taille centimétrique et de formes variables, entourés d'une frange rouille. Il est assez compact mais friable, de structure massive à tendance polyèdrique dans sa partie supérieure, à débit en éclats dans sa partie inférieure. L'horizon B_1 (28-50 cm) est brun jaunâtre et présente de nombreuses taches rouilles. Il est argilo-sableux, sa structure est massive à débit en éclats. C'est un horizon peu poreux, compact mais friable dont la limite inférieure est assez nette. Il pénètre en langues dans l'horizon sous-jacent. L'horizon B_2 est argileux, friable et peu poreux. Il est ocre jaune et présente de nombreuses taches rouilles à rougeâtres dont le nombre et le contraste diminuent en profondeur. La structure est massive. A 190 cm, apparait un niveau de blocs ferruginisés violacés décimétriques.

La frange rouille autour des remplissages biologiques en A_3, les taches rouilles en B_1 et au sommet du B_2 sont l'indication d'une déficience temporaire du drainage interne dans la partie supérieure du profil.

2. - Sol sous Pennisetum

La parcelle "d'herbe à éléphant" (*Pennisetum purpureum*) a brûlé accidentellement quelques jours avant le creusement de la tranchée, du fait d'une saison exceptionnellement sèche. La litière est inexistante et une fine pellicule de cendres recouvre le sol. Elle était auparavant représentée par une accumulation sur plusieurs centimètres, de résidus de feuilles et tiges de graminée, en cours de décomposition en milieu engorgé et semi-anoxique durant la saison humide.

L'horizon A_1 (0-10 cm) est brun-gris avec quelques taches rouilles à la base. Il est sableux, meuble, fragile, de porosité élevée et possède une structure grumeleuse. On observe de nombreuses racines de graminées. L'horizon A_3 (10-25 cm) présente un fond brun-gris jaunâtre et de nombreuses taches gris sombre et rouille vif. Sa texture est sablo-argileuse et sa structure massive à débit en éclats. Sa porosité est faible, il est peu fragile et les racines y sont nettement moins nombreuses qu'en A_1. L'horizon B_1 (25-60 cm) argilo-sableux, brun-jaune à gris clair avec de petites taches grises diffuses, possède une structure massive à débit en éclats. Il est assez peu poreux et peu fragile et l'on y observe la présence de quelques petites concrétions ferrugineuses de taille inférieure au cm. L'horizon B_2 (60-100 cm) est brun jaune, un peu plus rouge que l'horizon sus-jacent, de texture argileuse. Sa structure est massive, localement polyédrique, et sa porosité est plus élevée que celle de l'horizon B_1. A 90-100 cm apparaissent des blocs ferrugineux décimétriques violacés, le matériel entre les blocs étant assez poreux et ocre rouge.

Ce sol se distingue du sol de forêt, par la présence du niveau de blocs ferrugineux plus près de la surface. Les caractéristiques d'un B_2 latossolique s'expriment moins nettement que dans ce dernier. L'horizon A_3 est aussi plus fortement tacheté, alors que l'horizon B_1 l'est moins.

3.- Sol sous hévéa et cacaoyer

La litière issue de la plantation est très abondante et son épaisseur atteint 5 cm. Comme sous forêt, elle se subdivise en deux couches L et F. Entre la couche F et l'horizon A_{11}, on observe un niveau de transition constitué d'un mélange de petits morceaux de feuilles et d'agrégats semblables à ceux existant dans l'horizon A_{11}. Nous avons appelé cette couche F/A_{11}.

L'horizon A_1 (0-10 cm) est brun-gris sombre avec quelques taches plus claires à la base, de texture sableuse et de structure grumeleuse. Il est meuble et fragile, de porosité élevée, et traversé par de nombreuses racines. L'horizon A_3 (10-21 cm), sablo-argileux, brun-jaune avec de nombreuses taches brunes dues à des remplissages biologiques, est de structure massive, assez peu poreux et peu fragile. L'horizon B_1 (21-65 cm), brun-jaune avec de petites taches rouilles dans sa partie supérieure puis brun-jaune homogène, présente une texture argilo-sableuse à argileuse. Sa structure est massive, sa porosité augmente légèrement avec la profondeur, et il est peu fragile et peu friable. Lui succède un horizon B_2 épais, argileux, ocre-jaune à structure massive, et qui devient progressivement plus rouge, fragile et friable avec la profondeur. La porosité augmente également avec la profondeur et une sous-structure en agrégats apparait à partir de deux mètres. Il faut noter l'absence dans les quatre premiers mètres du niveau de blocs ferrugineux rencontré dans les deux sols précédents. Le sol est donc plus épais, son caractère latosolique est mieux exprimé et il présente moins de taches en A_3 et B_1.

B.- Micromorphologie

1. - *Sol sous forêt (planche 1)*

A l'oeil nu, la lame mince de l'horizon A_{12} se caractérise par des plages de couleurs différentes, brun, gris et jaune, séparées par des vides centimétriques, et des grands débris organiques de 2 à 3 mm. Au sein de ces plages (photos 1, 2), le squelette est très abondant, presque exclusivement constitué de grains de quartz de taille variant de 50 à 2000 µm. Les contours des grains de quartz sont tantôt très anguleux, tantôt très arrondis. Le plasma est brun et distribué de façon très hétérogène : absent de certaines zones, il se concentre dans d'autres, enrobant alors complètement le squelette ; ces concentrations pourraient être le résultat d'une activité faunique. On y observe par endroits de petits agrégats d'environ 100 µm (photo 3), plus ou moins bien individualisés, parfois coalescents, s'apparentant morphologiquement à des boulettes fécales. Dans l'horizon A_3 l'aspect général est plus homogène et les caractéristiques du squelette sont identiques à celles de l'horizon sus-jacent.

Le plasma, de couleur brun-jaune, est discontinu, plus régulièrement réparti mais présente encore quelques plages denses (photo 4). Il est isotrope, l'on n'y observe ni organisation ni orientation, et il n'enrobe pas complètement le squelette. Les débris organiques sont rares et de petite taille et l'on y observe également quelques petites concrétions ferrugineuses. De petits agrégats d'environ 100 µm sont parfois reconnaissables, bien que peu individualisés (photo 5). La porosité y est irrégulièrement répartie, formant de nombreux vides mesurant en moyenne 100 µm. Dans l'horizon B_{21} le squelette est moins abondant, contrairement au plasma qui se présente sous la forme d'une masse indifférenciée, enrobant presque complètement le squelette (photo 6). Le plasma est plus ferruginisé que dans l'horizon sus-jacent et présente une hétérogénéité de couleur marquée, sans doute liée à des phénomènes d'hydromorphie ; l'ensemble est brun-jaune avec par endroits quelques petites taches rouilles (photo 7). La porosité est moyenne, les vides sont de forme irrégulière, et l'on observe quelques fentes. Dans la partie inférieure de l'horizon (photo 8) le plasma se présente parfois sous la forme de petits agrégats d'environ 100 µm mal individualisés et coalescents, et la porosité s'accroit à nouveau. La couleur y est hétérogène, traduisant l'existence de ségrégations ferrugineuses.

2. - Sol sous Pennisetum (planche 2)

L'horizon A_{12} est très semblable à celui du sol sous forêt (photos 9 et 10). On y trouve des agrégats de grande taille (500 à 2000 µm) formés par des amas de plasma indifférenciés à contours irréguliers contenant des grains de quartz. On observe également quelques îlots de quartz d'où le plasma est absent, mais ce dernier apparait cependant un peu mieux distribué que sous forêt, reliant plus fréquemment les grains de quartz entre eux. Dans l'horizon A_3, on observe sur lame un aspect très hétérogène, assez semblable à celui de l'horizon supérieur, avec notamment des zones tachetées de couleurs brune, grise et jaune. La répartition du squelette et du plasma est très semblable à celle de l'horizon A_3 du sol sous forêt. Dans l'horizon B_2, les phénomènes de ségrégation du fer sont présents, comme sous forêt, mais de façon moins marquée (photo 11). On rencontre quelques rares microconcrétions de diamètre supérieur à 50 µm englobant des grains de quartz.

3. Sol sous hévéa et cacaoyer (planche 2)

La lame de l'horizon de surface met en évidence des caractères très voisins de ceux des deux autres sols (photo 12). A la base de l'horizon A_3 (photo 13), le plasma brun-jaune est réparti de manière assez homogène, même si l'on rencontre quelques zones plus denses, sans doute d'origine biologique. A la base de l'horizon B_1 (photo 14), le plasma est abondant et forme une masse enrobant les grains du squelette, mais on n'y observe pas de phénomènes de redistribution du fer, à la différence des deux autres profils. Dans l'horizon B_2 (photo 15) le plasma, abondant, se présente par endroits sous la forme d'agrégats assez bien individualisés, de taille 50-200 µm, et la porosité est assez élevée. Plus bas, dans l'horizon B_2 (photo 16), le plasma est de couleur jaune à rouge et la microagrégation est nette et bien développée. On y observe quelques microconcrétions sphériques

PLANCHE 1

Micromorphologie des horizons A et B du sol sous forêt

Sol sous forêt

photo 1 : horizon A_{12}
structure aérée due à l'activité faunique

photo 2 : horizon A_{12}

photo 3 : horizon A_{12}
déjections d'organismes de la mésofaune

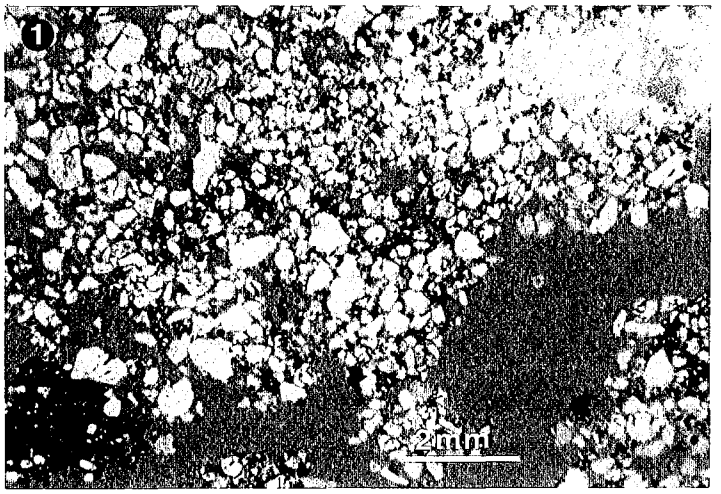
photo 4 : horizon A_3

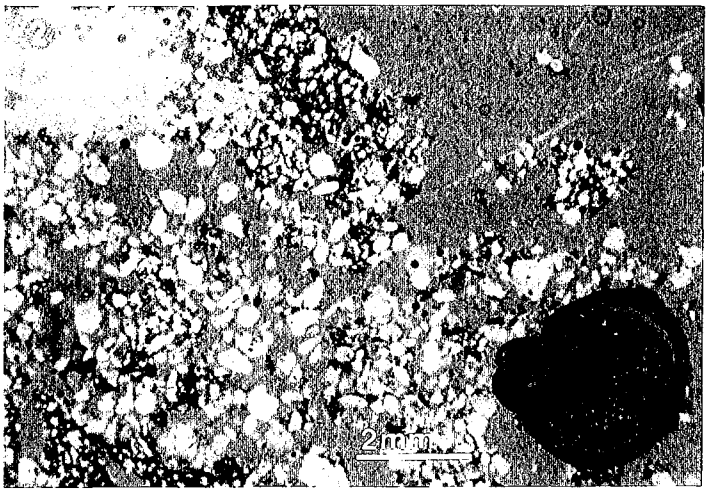
photo 5 : horizon A_3
déjections d'organismes de la mésofaune

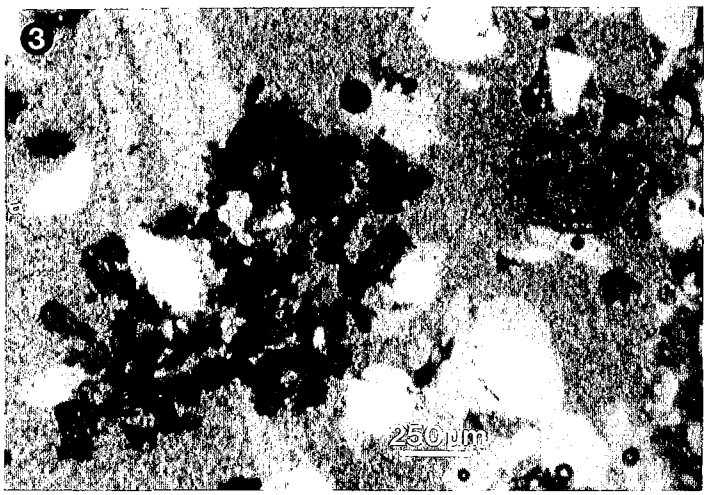
photo 6 : horizon B_1
ségrégations ferrugineuses

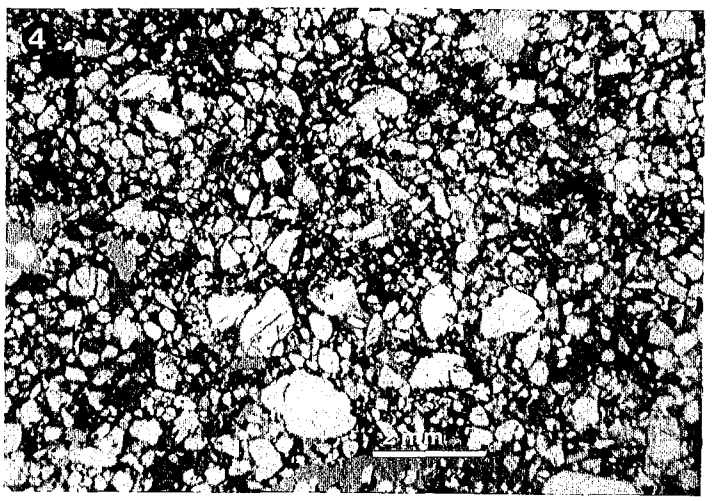
photo 7 : horizon B_1
ségrégations ferrugineuses

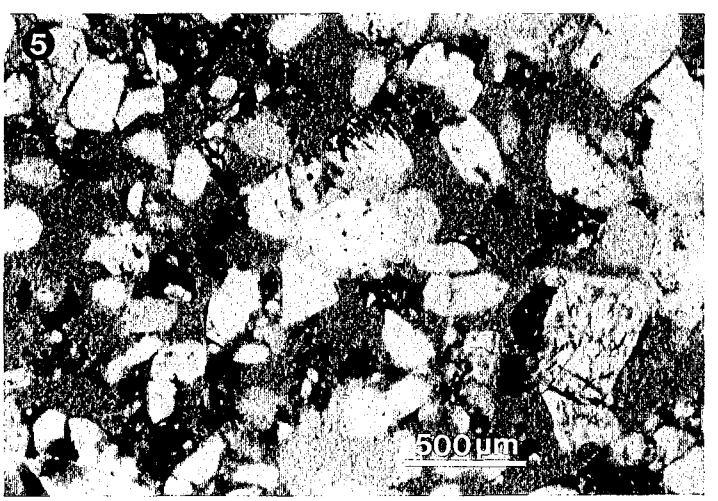
photo 8 : horizon B_{21}

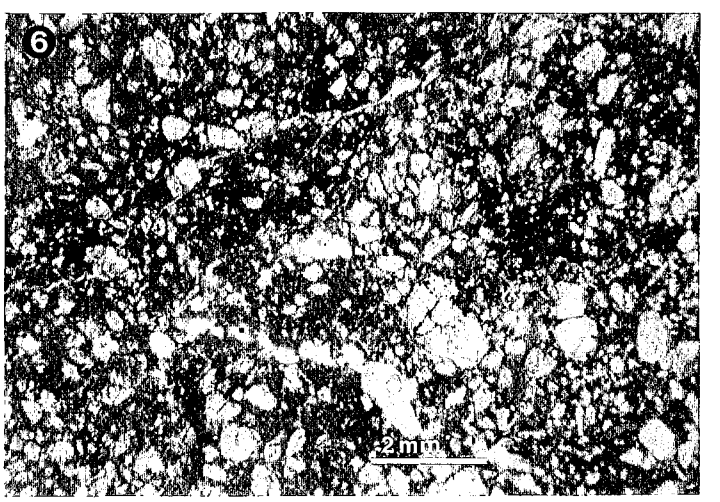

1
2mm

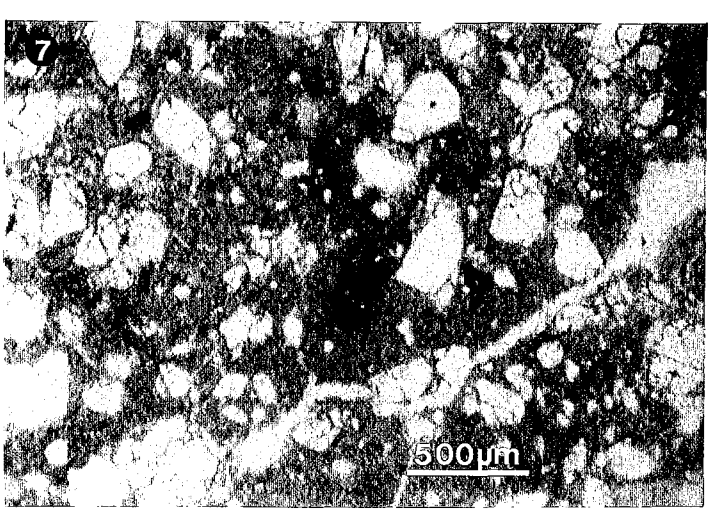

2mm


3
250μm


4
2mm


5
500μm


6
2mm


7
500μm

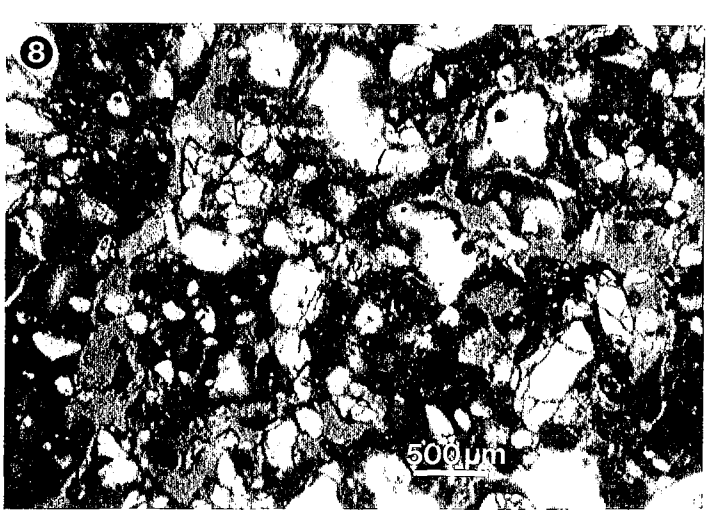

8
500μm

PLANCHE 2

Micromorphologie des horizons A et B des sols sous *Pennisetum* et sous hévéa et cacaoyer

Sol sous *Pennisetum*

photo 9 : horizon A_{12}
structure aérée due à l'activité faunique

photo 10: horizon A_{12}

photo 11 : horizon B_1
ségrégations ferrugineuses

Sol sous hévéa et cacaoyer

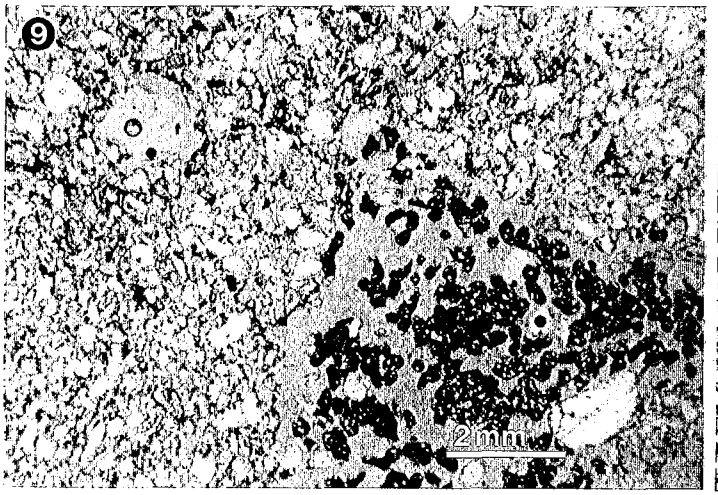
photo 12 : horizon A_{12}

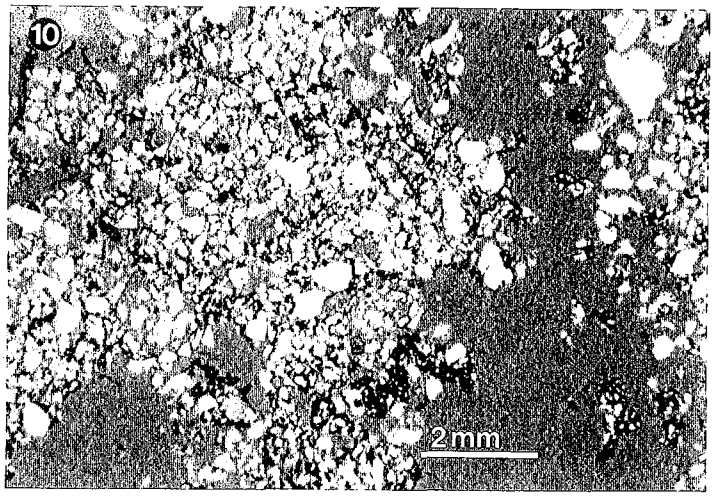
photo 13 : horizon A_3

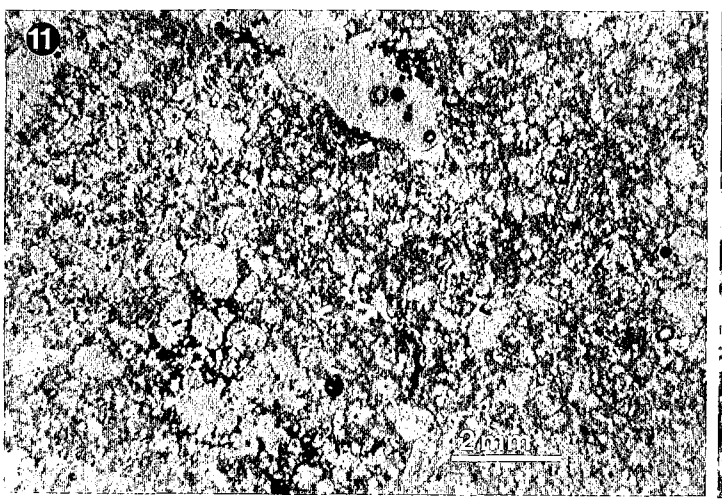
photo 14 : horizon B_1

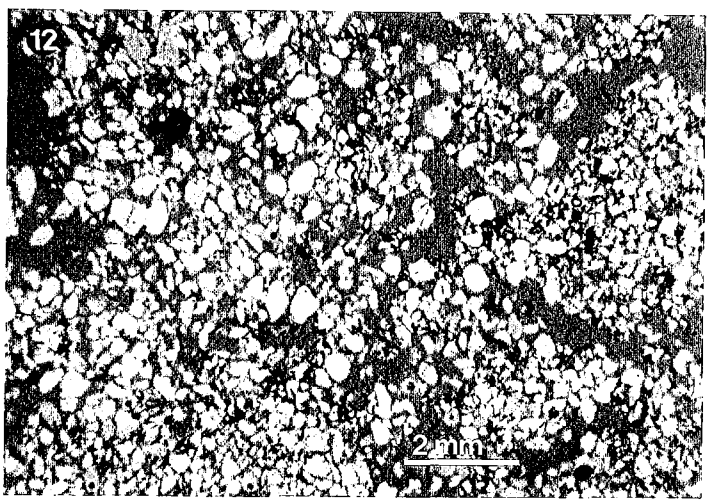
photo 15 : horizon B_{21}
microagrégats

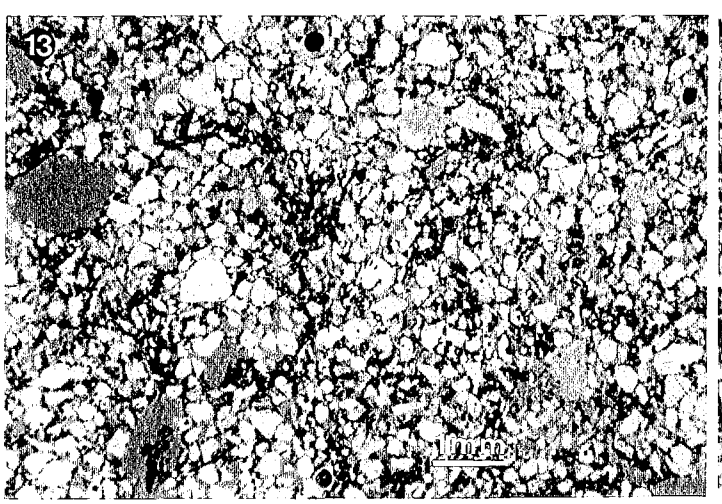
photo 16 : horizon B_{22}
concrétion ferrugineuse

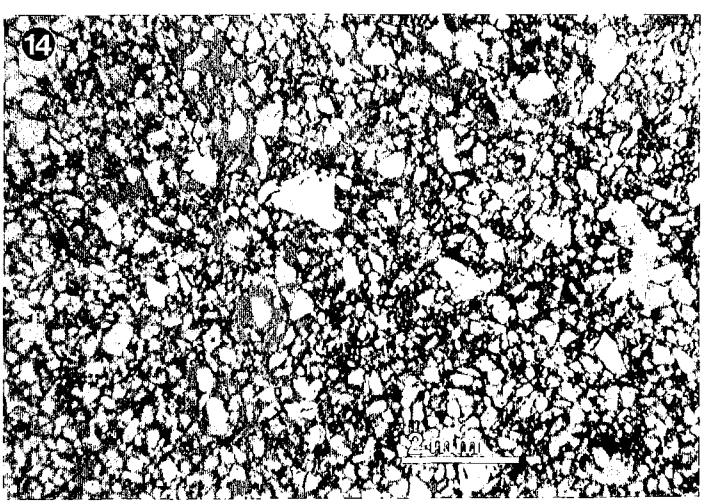

9
2 mm

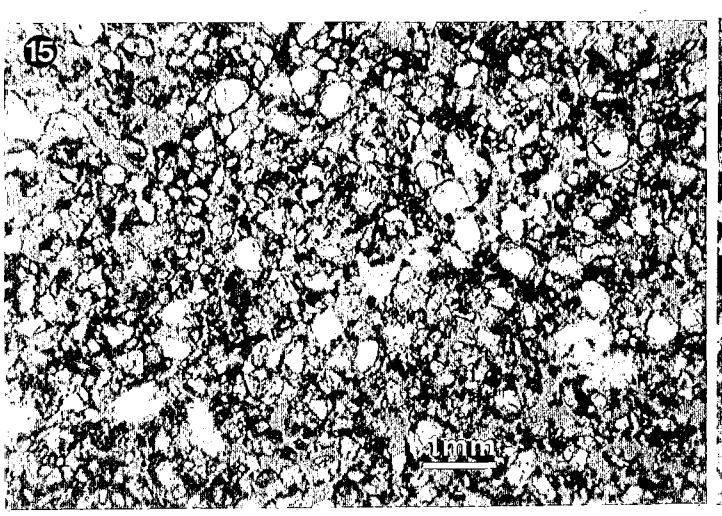

10
2 mm

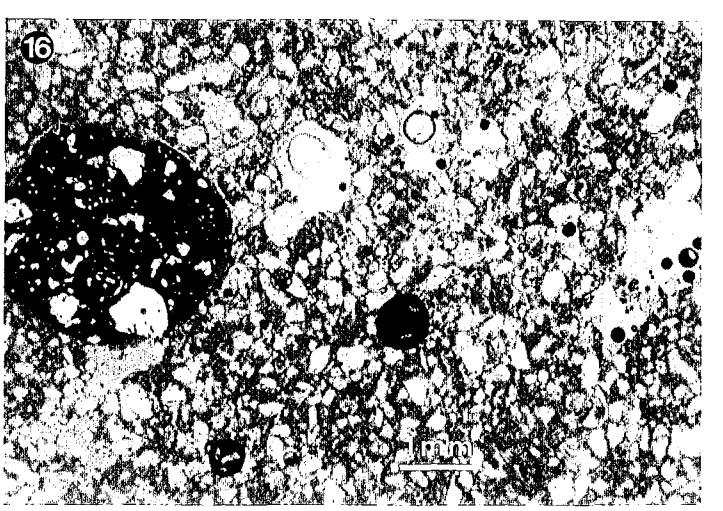

11
2 mm


12
2 mm


13
1 mm


14
1 mm

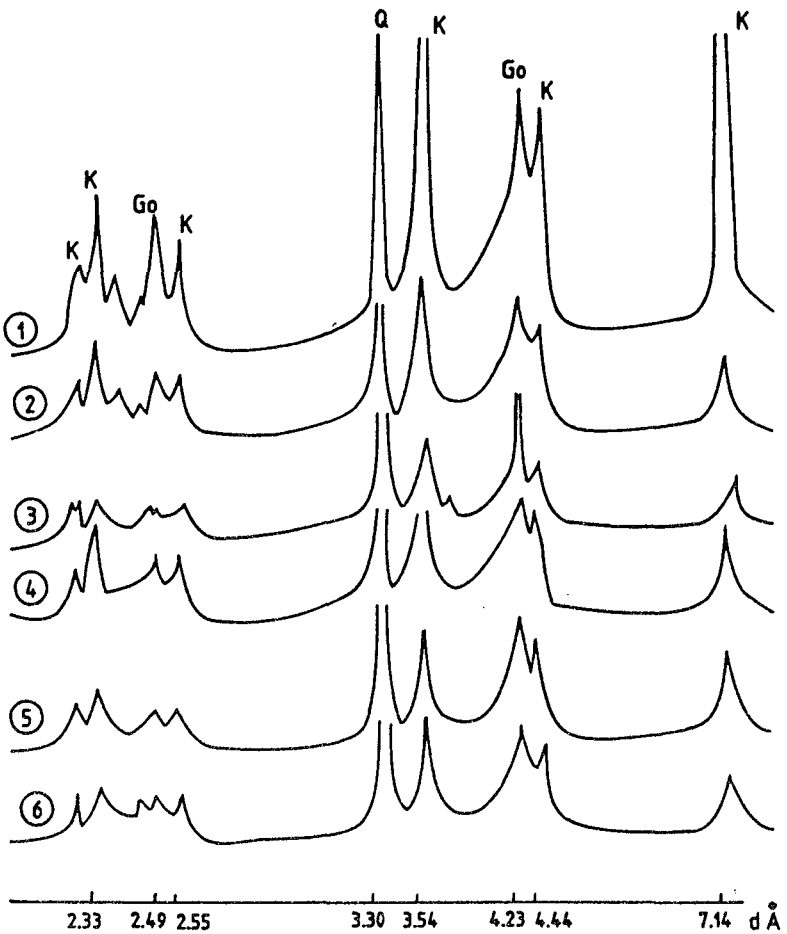

15
1 mm


16
1 mm

dépourvues de biréfringence en lumière polarisée et de rares concrétions de taille voisine de 2 mm qui dans ce cas renferment des grains de quartz et sont recouvertes par une pellicule de plasma. Sur toutes les lames de ce profil le plasma est isotrope et l'on n'observe pas de trace de mobilisation d'argiles.

C.- Minéralogie

Les diagrammes de diffraction de rayons X (figure 10) de la fraction 0-50 µm des trois sols sont très semblables et mettent en évidence la présence majoritaire de quartz (pic à 3,30 Å) et de kaolinite (pics à 7,15 Å et 3,56 Å). De la gœthite est également présente (pics à 4,21 Å).



1 : Sol sous forêt, niveau 30-40 cm ; 2 : Sol sous forêt, niveau 100-110 cm ; 3 : Sol sous *Pennisetum*, niveau 30-40 cm ; 4 : Sol sous *Pennisetum*, niveau 100-110 cm ; 5 : Sol sous hévéa et cacaoyer, niveau 30-40 cm ; 6 : Sol sous hévéa et cacaoyer, niveau 100-110 cm.

Figure 10.- Diagrammes de diffraction de rayons X de la fraction 0-50 µm des horizons profonds et intermédiaires des différents sols étudiés.

II.- CARACTERISTIQUES PHYSIQUES

A.-Sol sous forêt

1.- La granulométrie : les résultats présentés à la figure 11 mettent en évidence l'existence d'un gradient textural important le long du profil : la texture est sableuse dans l'horizon A_1, qui contient plus de 70 % de sables et moins de 20 % d'argiles. On observe une augmentation nette de la teneur en argiles jusqu'à 50 cm environ puis la texture change peu. Entre 50 et 190 cm , il y a toujours plus de 40 % d'argiles.

2. - Le degré de floculation des argiles (définition à l'annexe I) varie fortement le long du profil (Figure 12a). Moyen (42 %) en surface, il atteint des valeurs inférieures à 30 % en A_3 et B_1, ce qui traduit une forte dispersabilité des argiles et doit être mis en relation avec la structure massive et l'aspect compact observés sur cette partie du profil. L'horizon B_2 est au contraire caractérisé par un degré de floculation très élevé, supérieur à 95 %, qui traduit l'organisation des particules en microagrégats stables.

3. - La densité apparente (Figure 12b) présente également une variation assez nette le long du profil. Le minimum (1,10) est observé en surface et le maximum (1,65) dans l'horizon B_1 . L'horizon B_2 présente des valeurs intermédiaires qui diminuent légèrement (de 1,53 à 1,50) avec la profondeur .

Les propriétés physiques permettent donc de distinguer dans le profil du sol sous forêt trois parties : - l'horizon de surface A_1, de structure grumeleuse, de densité apparente faible et de texture sableuse.

- l'ensemble des horizons A_3 et B_1, caractérisé par une structure massive, une densité apparente élevée, un degré de floculation minimum et une texture sablo-argileuse à argilo-sableuse.

- enfin l'horizon B_2, caractérisé par une microstructure agrégée, une densité apparente plus faible, une texture argileuse et un degré de floculation proche de 100 %.

B.- Sol sous *Pennisetum*

Ce profil présente comme le précédent un gradient textural très net, semblable à celui observé sous forêt (figure 11). La teneur en argile y est cependant un peu plus faible pour tous les horizons. Les sables fins (50-200 µm) sont pondéralement plus représentés que les sables grossiers, contrairement à ce que l'on observe dans le sol de forêt. Le degré de floculation présente une évolution assez semblable à celle observée sous forêt (figure 12a) : il est plus élevé en surface, décroît fortement en B_1, et réaugmente fortement en profondeur, dès le sommet de l'horizon B_2. La densité apparente

(figure 12b) est légèrement supérieure à celle du sol sous forêt (de 0,04 à 0,13 unités de différence selon les horizons). Son évolution est identique, à savoir une augmentation rapide à partir de la surface jusqu'à 30-40 cm, puis une légère diminution en B_2.

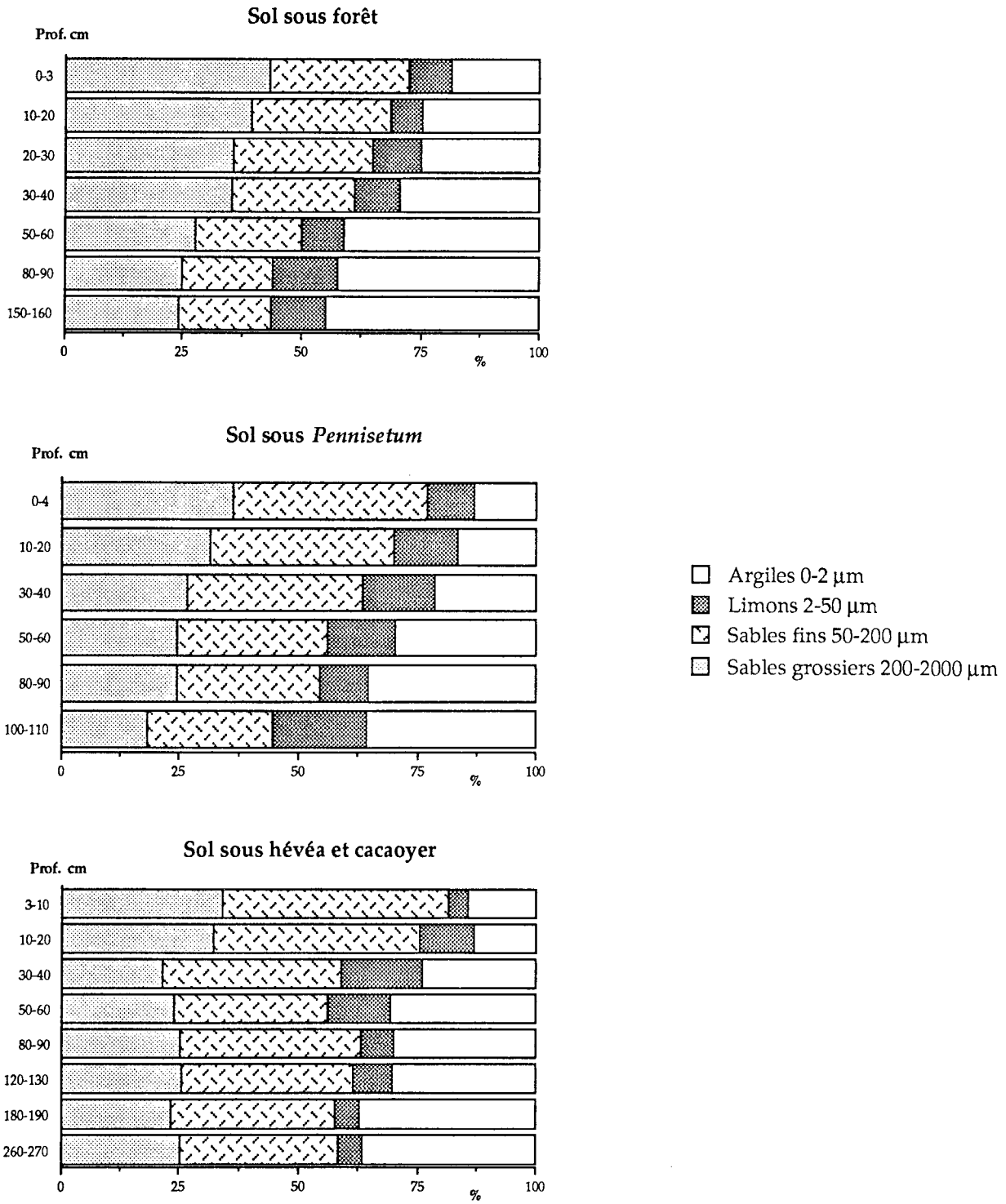


Figure 11.- Analyse texturale des trois sols étudiés.

C.- Sol sous hévéa et cacaoyer

Ce profil, tout comme les deux précédents, présente un gradient textural important. La texture est très semblable à celle du sol sous *Pennisetum*, avec plus de sable fins que de sables grossiers (Figure 11). Le degré de floculation présente également la même évolution (Figure 12a), à savoir une valeur élevée en A_1, une diminution très marquée en A_3 et au sommet du B_1, puis de nouveau des valeurs proches du maximum à partir de 50 cm de profondeur.

La densité apparente (Figure 12b) est plus élevée en surface que sous forêt ou sous *Pennisetum*, ce qui peut s'expliquer en partie par le passage fréquent sur cette parcelle du personnel de la station pour l'entretien des cultures. La densité apparente maximale est observée entre 10 et 20 cm de profondeur seulement, soit environ 20 cm plus proche de la surface que pour les deux autres sols. Par contre, dans les horizons B_1 et B_2, la densité apparente est très voisine de celle des deux autres sols.

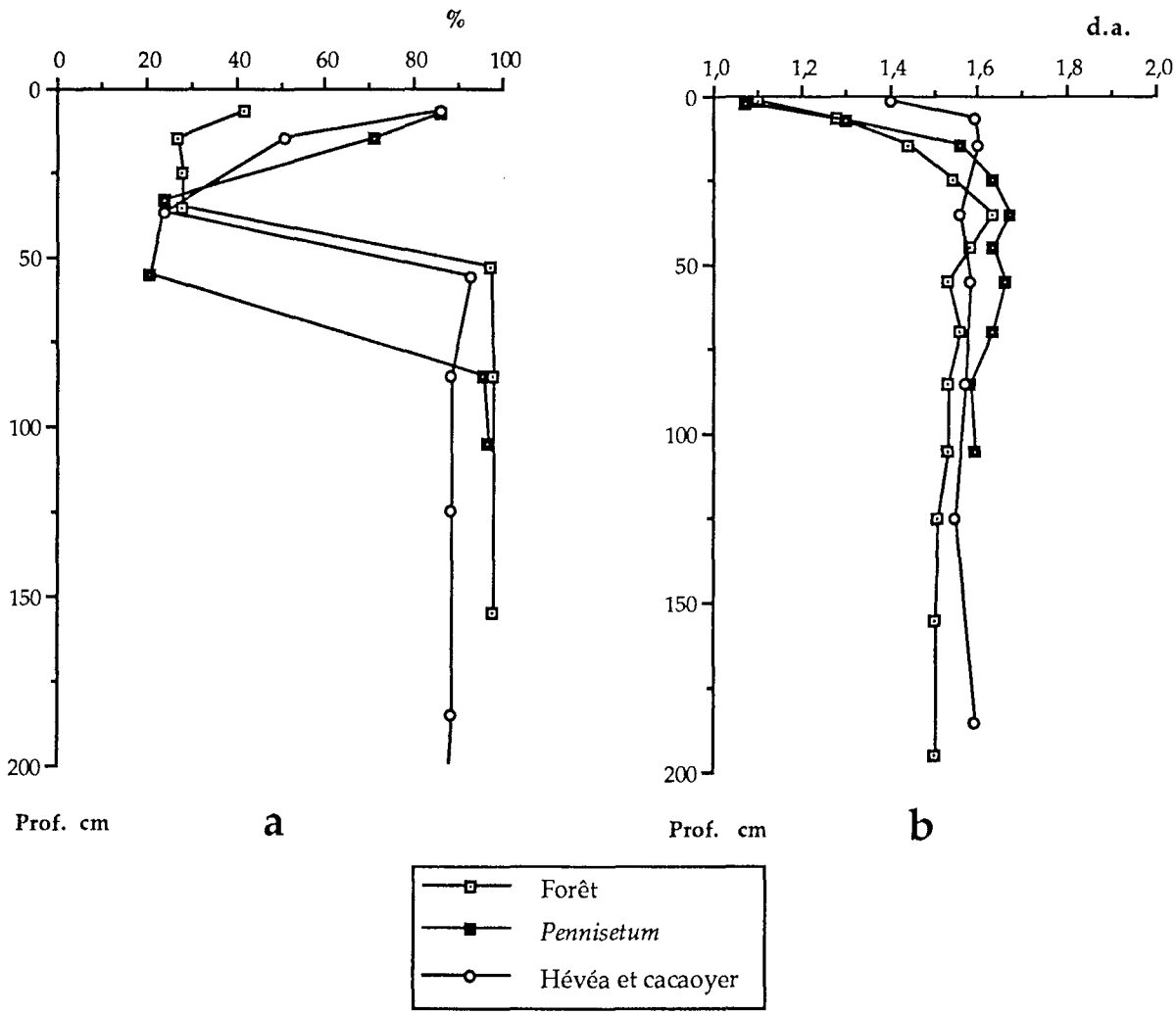


Figure 12.- Variations verticales du degré de floculation des argiles (a) et de la densité apparente (b) dans les trois sols étudiés.

III.- CARACTERISTIQUES CHIMIQUES

A.-Sol sous forêt

1. - Le pH : les résultats présentés à la figure 13a mettent en évidence une forte acidité du sol ; le pH mesuré dans l'eau varie entre 3,8 et 4,8 selon les horizons. Mis à part l'horizon A_{11}, où il atteint 4,4, les valeurs de pH les plus basses sont observées au voisinage de la surface, puis on note une légère mais régulière augmentation avec la profondeur. La différence entre le pH_{H_2O} et le pH_{KCl} est toujours positive et d'une amplitude variant entre 0,3 et 1,0 unité selon les horizons.

2. Le complexe d'échange : les résultats (Figure 13b) mettent en évidence la pauvreté en bases échangeables de ce sol. La *somme des bases échangeables* (S) ne dépasse pas 1,80 me/100g dans l'horizon de surface en contact avec la litière et diminue très rapidement avec la profondeur, de sorte qu'à partir de 10 cm, S est toujours nettement inférieure à 0,5 me/100g. Le calcium est le cation le plus abondant, principalement en surface où il représente plus de 60 % de S. Le magnésium vient en seconde position mais sa teneur décroît très rapidement avec la profondeur. Le sodium et le potassium ne sont présents qu'en très petites quantités.

La *capacité d'échange cationique effective* est faible et relativement constante tout au long du profil (Figure 13c) : elle présente une valeur un peu plus élevée en surface (2,7 me/100g) en raison de la présence de matière organique, mais à partir de 10 cm de profondeur, elle ne dépasse pas 1 à 1,5 me/100g.

La *saturation en bases* est faible tout au long du profil (30 %), excepté dans les trois premiers centimètres où elle est de l'ordre de 67 % (Figure 13d). L'acidité d'échange est pratiquement constante tout au long du profil et comprise entre 0,8 et 1,1 me/100g. En surface elle est due aux ions H^+ mais dès la base de l'horizon A_1 c'est l'aluminium échangeable qui devient prépondérant, avec des teneurs supérieures à 0,5 me/100g. Quant aux teneurs en phosphore assimilable, elles sont très faibles dès la surface (inférieures à 0,05 me/100g) (Tableau 4, Annexe 3).

3. Composition chimique totale

a. Les teneurs totales en Fe_2O_3, Al_2O_3, SiO_2 et TiO_2, exprimées en % de sol calciné à 1100°C, sont reportées au tableau II. Les éléments Mn, Mg, Ca, Na, et K représentent à eux tous moins de 0,5 % du sol quel que soit l'horizon considéré et n'ont pas été présentés. Les horizons de surface, pauvres en argiles, sont caractérisés par une forte teneur en silicium (83-87 %) et au contraire par de faibles quantités de fer, d'aluminium et de titane. En profondeur on observe nettement un

enrichissement progressif en titane, en fer et en aluminium . Entre la surface et l'horizon 150-160 cm, les facteurs d'accroissement sont respectivement de 2, 2,3 et 4.

Tableau II. - Teneurs en Fe_2O_3, Al_2O3, SiO_2 et TiO_2 totaux (en % d'oxydes dans le sol calciné à 1100° C)

Sols	Prof. (cm)	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2
Sol sous forêt	0-3	1,3	4,7	86,8	0,7
	3-10	1,4	6,8	85,5	1,0
	10-20	1,7	8,6	83,0	1,2
	30-40	2,0	11,5	76,0	1,3
	65-75	3,0	18,6	67,5	1,4
	150-160	3,1	19,5	67,0	1,5
Sol sous *Pennisetum*	0-4	1,3	4,9	86,0	1,0
	4-10	1,4	5,1	87,2	1,0
	10-20	1,6	6,1	86,5	1,2

b. Les formes du fer et de l'aluminium extraites par les réactifs chimiques sont présentées aux tableaux III et IV. Le calcul des quantités et pourcentages de ces formes du fer et de l'aluminium est donné à l'annexe 1.

En surface, plus de la moitié (55 %) du fer se trouve sous des formes minérales amorphes ou mal cristallisées. Leur pourcentage diminue avec la profondeur, tout en restant élevé dans l'horizon B (33 % à 70 cm). Les quantités de fer lié à la matière organique, principalement sous la forme de complexes hydroxyferriques, sont élevées en surface (près de 20 %) mais décroissent brutalement avec la profondeur. La teneur en oxydes de fer suit une évolution inverse de celle du fer amorphe : elle augmente nettement de la surface (26 %) vers la profondeur, où elle prédomine. On observe enfin une absence quasi-complète de fer dans les silicates tout au long du profil.

La quantité absolue d'aluminium amorphe est assez faible, mais elle augmente légèrement avec la profondeur (de 0,23 à 0,56 % du sol). Sa proportion par rapport à l'aluminium total reste constante et proche de 3 % tout au long du profil.

Tableau III.- Teneurs en fer (Fe_2O_3) et en aluminium (Al_2O_3) extraits par différents réactifs, exprimées en % de sol

Sols	Prof. (cm)	$Fe_{Ca\text{-}Bi}$*	Fe_{Tetra}*	Fe_{Tamm}*	Fe_{CBD}*	Al_{Tamm}*
Sol sous forêt	3-10	0,03	0,27	1,04	1,41	0,23
	30-40	0,01	0,01	0,90	2,04	0,34
	65-75	0,01	0,00	1,02	2,81	0,56
Sol sous *Pennisetum*	4-10	0,02	0,09	0,88	1,41	0,23
	30-40	0,01	0,02	1,11	1,96	0,39
	80-90	0,01	0,00	0,69	2,56	0,45
Sol sous hévéa et cacaoyer	3-10	0,02	0,03	0,12	0,76	0,20
	30-40	0,00	0,08	0,33	1,70	0,34
	65-75	0,01	0,00	0,17	1,92	0,39

* Les symboles renvoient à l'annexe I

Tableau IV.- Teneurs en fer "chélates", "complexes hydroxyferriques", "amorphe", "oxyde", et "silicate" et en Al "amorphe" du sol, exprimées en % de Fe_2O_3 et Al_2O_3

Sols	Prof. (cm)	$Fe_{Chél}$*	Fe_{CHyd}*	Fe_{Am}*	Fe_{Ox}*	Fe_{Sil}*	Al_{Am}*
Sous forêt	3-10	2,0	17,4	55,8	26,8	0,0	3,4
	30-40	0,4	0,0	44,9	57,6	0,0	2,9
	65-75	0,3	0,0	33,7	59,7	6,3	3,0
Sous *Pennisetum*	4-10	1,8	5,2	58,1	39,0	0,0	4,6

* Les symboles renvoient à l'annexe I

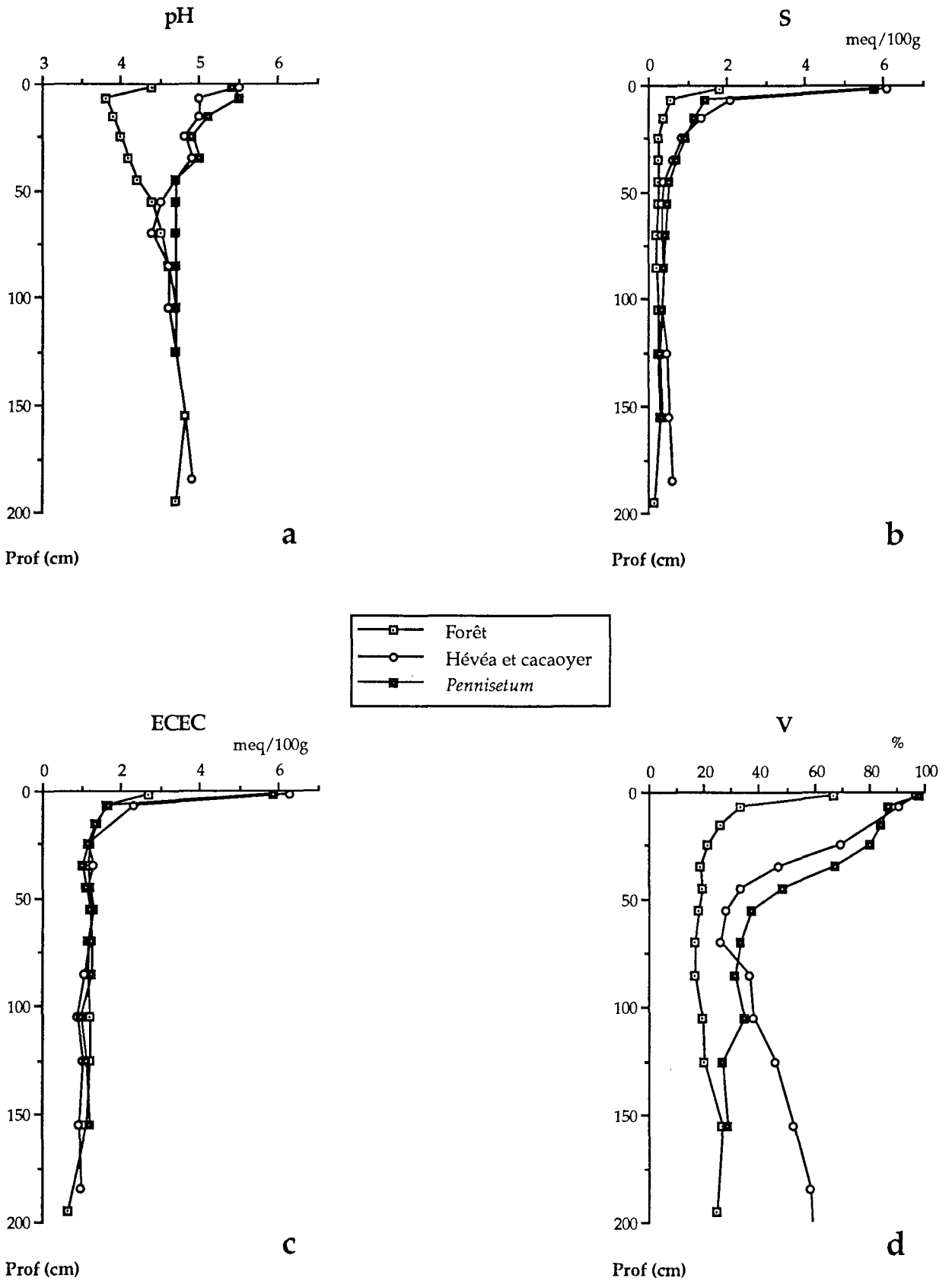


Figure 13.- Variations verticales des propriétés chimiques dans les trois sols étudiés. (a) pH ; (b) bases échangeables ; (c) capacité d'échange cationique, (d) taux de saturation.

B.- Sol sous *Pennisetum*

1. - Le pH : la figure 13a indique que le sol sous *Pennisetum* présente des valeurs de pH supérieures à celles du sol sous forêt dans les 40 premiers centimètres, avec un écart d'environ une unité. A partir de l'horizon B_1 la différence avec le pH du sol sous forêt diminue nettement.

2. Le complexe d'échange : comparativement au sol de forêt, le sol sous *Pennisetum* présente une quantité de bases échangeables plus élevée (Figure 13b), principalement en surface où elle triple (près de 6 me/100g en A_{11}). Comme sous forêt, le calcium est le cation le plus abondant et représente environ les deux tiers des bases échangeables. Les teneurs en magnésium et potassium sont plus élevées que sous forêt dans les trente premiers centimètres du profil et l'augmentation de la teneur en calcium est également sensible en profondeur. Seule la teneur en sodium ne présente pas de différence notable entre les deux profils.

La capacité d'échange cationique effective présente des valeurs et une évolution semblables à celles du sol sous forêt (Figure 13c). Ceci entraîne une saturation en bases plus élevée, principalement en surface, où elle est supérieure à 80 % dans les trente premiers centimètres, avant de décroître rapidement jusqu'à 25-30 % à partir de 65 cm (Figure 13d). L'acidité d'échange est plus faible que celle du sol sous forêt, cette différence étant surtout sensible dans la partie supérieure du profil, où l'aluminium échangeable est absent. Par contre dans les horizons B, les teneurs en aluminium échangeable sont voisines de celles du sol sous forêt.

3.- Composition chimique totale : Seuls les horizons de surface (0-20 cm) ont été analysés, et leur composition est semblable à celle des horizons de surface du sol sous forêt (Tableau II).

Enfin, sous *Pennisetum*, les différentes formes de fer et d'aluminium sont en quantités voisines de celles observées sous forêt (Tableaux III et IV). On note cependant en surface une proportion de fer complexé sensiblement moindre que sous forêt.

C.- Sol sous hévéa et cacaoyer

Dans les 50 premiers centimètres du profil, le pH est assez nettement supérieur à celui du sol sous forêt et proche en celà de celui du sol sous *Pennisetum*, en raison peut-être de l'influence des apports d'engrais (Figure 13a). A partir de l'horizon B_1, il devient semblable à celui des deux autres sols.

La ECEC présente des valeurs et une évolution très semblables à celle du sol sous *Pennisetum* (Figure 13c). La somme des bases (Figure 13b) et le taux de saturation en bases (Figure 13d) sont plus élevés que ceux des deux autres sols. Le taux de saturation est supérieur à 90 % en A_1 et diminue progressivement jusqu'à la base de l'horizon B_1, où il n'est plus que de 27 % ; il augmente ensuite à nouveau lentement avec la profondeur, où il atteint des valeurs supérieures à 50 %. L'acidité d'échange est plus faible que celle du sol de forêt, en raison principalement de quantités plus faibles d'aluminium échangeable.

La composition en fer et en aluminium totaux de ce sol n'a pas été déterminée. Seules les quantités de fer et d'aluminium extraites par les différents réactifs sont reportées dans le tableau III. On peut y observer que la quantité de fer extraite par le réactif de Tamm est nettement plus faible que pour les deux autres sols, indiquant par conséquent la moindre abondance des formes amorphes dans ce profil.

IV.-DISCUSSION

Parmi les différences observées entre les trois profils décrits, la première concerne la présence d'un niveau à concrétions et blocs ferrugineux. Ce niveau est absent sous hévéa et cacaoyer et présent respectivement à 2 et 1 mètres sous forêt et sous *Pennisetum*. Sous hévéa et cacaoyer l'horizon B_2 a une grande épaisseur et son caractère latosolique est bien exprimé, alors que sous forêt et sous *Pennisetum*, cet horizon est moins épais et son caractère latosolique moins marqué. Dans les trois profils cet horizon B_2 est surmonté par un ensemble compact, peu poreux et de densité apparente plus élevée. Sous forêt et sous *Pennisetum* l'observation micromorphologique met en évidence à ce niveau des phénomènes de redistribution du fer dans le plasma. La partie supérieure des trois profils porte les marques d'une hydromorphie temporaire, ce caractère étant plus marqué sous *Pennisetum* que sous forêt et moins exprimé sous hévéa et cacaoyer. Le sol sous forêt est un peu plus riche en argile, mais les trois profils présentent un fort gradient textural très voisin. La variation du degré de floculation avec la profondeur suit la même évolution dans les trois profils, cependant sous *Pennisetum* la zone de plus faible degré de floculation se situe un peu plus en profondeur.

Si l'on suppose que les caractéristiques chimiques des sols actuellement sous cultures et pâturage étaient identiques à celles du sol sous forêt avant déforestation, l'effet de cette dernière et des pratiques agricoles sont assez nettes sur ces caractéristiques. On note une augmentation du pH sur 50 cm, des bases échangeables sur 40 cm et des ECEC sur 10 à 20 cm. Il en résulte une augmentation du taux de saturation sur 50 cm. Outre l'effet du brulis après déforestation, les apports d'engrais (au

moins durant les premières années en ce qui concerne le *Pennisetum*) ont sans doute contribué à l'évolution observée.

L'analyse des différentes formes du fer a mis en évidence, principalement sous forêt et sous *Pennisetum*, la présence de fortes teneurs en fer amorphe. Dans les sols ferrallitiques typiques, les formes du fer amorphe et lié à la matière organique sont généralement très peu abondantes, le fer étant essentiellement présent sous forme d'oxydes (et parfois dans les silicates) (HERBILLON, 1980). Nous avons comparé nos résultats avec ceux concernant une toposéquence sols ferrallitiques-podzols de la région de Manaus, également formée sur sédiments Barreiras (BRAVARD, 1988 ; BRAVARD et RIGHI, 1989). Ces auteurs ont effectivement mis en évidence une augmentation des quantités relatives de fer amorphe et lié à la matière organique à mesure que le processus de podzolisation s'accentue, c'est à dire de l'amont vers l'aval de la toposéquence.

Les teneurs en fer, aluminium et titane totaux ainsi que des différentes formes du fer observées ici dans les horizons de surface seraient à mettre en relation avec le début d'un processus de podzolisation. Par contre, les teneurs des horizons B des sols de Capitão Poço proches de celles des horizons B des sols ferrallitiques typiques de la toposéquence, ne seraient pas encore touchés par ce phénomène. Cette crypto-podzolisation semble se développer avec moins d'intensité dans le sol sous hévéa et cacaoyer que dans les deux autres sols, en relation probablement avec le caractère moins hydromorphe de ce sol.

La dégradation observée dans la partie supérieure des profils, confirmée par les analyses physiques et chimiques n'affecte pas les trois profils avec la même intensité. L'hypothèse la plus probable est que ces différences sont plus dues à la variabilité spatiale des sols qu'aux types de couvertures végétales qui n'ont été modifiés que récemment (MARTINS *et al.*, 1991). Ainsi la morphologie des profils diffère, et l'existence d'un matériau moins sableux et donc moins filtrant en profondeur, ainsi que la présence d'un niveau épais (> 20 cm) de blocs ferrugineux entre 1 et 2 mètres de profondeur sous forêt et sous *Pennisetum* ont pu notamment favoriser un développement plus rapide de l'hydromorphie et de la redistribution du fer.

LES MATIÈRES ORGANIQUES

I.- LES LITIERES

Les quantités de litière déterminées en fin de saison sèche dans chaque site et la distribution pondérale de leurs constituants, ainsi que les quantités de carbone qui leur sont associées sont présentées au tableau V.

Tableau V. - Teneurs en matière sèche et en carbone des litières des sols forestiers.

			Matière sèche		C total	
			Poids sec T ha^{-1}	Teneurs en C %	Carbone T ha^{-1}	Prop. relative %
Forêt	Couche L	Feuilles	3,8	32,1	1,2	44,4
		Branches	1,8	34,4	0,6	22,5
		Fragments	2,6	35,0	0,9	33,1
		Total	*8,2*		*2,8*	
	Couche F	f > 2000 µm	3,1	40,0	1,2	67,0
		f 500-2000 µm	1,1	30,6	0,3	17,8
		f < 500 µm	1,6	16,7	0,3	15,1
		Total	*5,8*		*1,8*	
	Litière totale		14,0		4,6	
Hévéa + Cacaoyer	Couche L	Feuilles	4,8	28,3	1,4	60,7
		Branches	0,6	41,7	0,3	11,2
		Fragments	1,8	35,0	0,6	28,1
		Total	*7,2*		*2,3*	
	Couche F	f > 2000 µm	1,9	43,4	0,8	65,6
		f 500-2000 µm	1,3	24,4	0,3	25,6
		f < 500 µm	1,3	8,7	0,1	8,8
		Total	*4,5*		*1,2*	
	Litière totale		11,7		3,5	

Sous forêt, le poids sec total de litière est estimé à 14 T ha^{-1} dont 4,6 T ha^{-1} (33 %) de carbone. La couche L représente 60 % en poids de la litière et contient également 60 % du carbone de la litière. Les morceaux de bois mort, les feuilles entières et les fragments de feuilles identifiables à l'oeil ont été séparés. Les feuilles entières constituent la fraction la plus importante pondéralement avec 3,8 T ha^{-1} soit 46 % du poids total et 45 % du carbone de la couche L. Les fragments (constitués presque exclusivement de morceaux de feuilles) participent pour un tiers au poids ainsi qu'au carbone total de la couche L . La contribution du bois mort est de 22 % en poids et 22,5 % en carbone. Dans la couche F, estimée à 5,8 T ha^{-1} et qui contient 40 % du poids et du carbone de la litière, les constituants ont été séparés uniquement en fonction de leur taille, sans tenir compte de leur origine (feuilles, fruits, bois mort etc...) souvent malaisée à déterminer. Les débris de taille supérieure à 2 mm constituent la fraction prépondérante, qui représente 53 % du poids et 67 % du carbone de la couche F.

Sous hévéa et cacaoyer, le poids de la litière est légèrement plus faible que sous forêt et correspond à 11,7 T ha^{-1} dont 3,5 T ha^{-1} (30 %) de carbone. La couche L y représente 62 % du poids et 64 % du carbone de la litière. Les feuilles entières constituent la fraction prépondérante, avec 67 % du poids et 61 % du carbone de la couche L. Le bois mort ne représente que 8 % du poids et 11 % du carbone de cette couche. Le poids de la couche F (4,5 T ha^{-1}) est moindre que sous forêt. Cette diminution est principalement sensible pour la fraction supérieure à 2 mm qui contribue cependant à 42 % du poids et 66 % du carbone de cette couche F.

Les données concernant la production de litière en forêt amazonienne montrent une assez grande variabilité spatiale : selon KLINGE *et al.* (1975) elle oscille entre 10 et 12 T $ha^{-1}an^{-1}$, LUIZAO et SCHUBART (1987) mentionnent pour la région de Manaus des quantités nettement plus faibles, comprises entre 6 et 7,5 T $ha^{-1}an^{-1}$. CERRI et VOLKOFF (1987), sur un latosol jaune d'Amazonie centrale, ont estimé à 10 T ha^{-1} la quantité de litière en fin de saison des pluies. MARTINS (1987) a mis en évidence la grande variabilité des quantités de litière sur la station même de la présente étude. Il estime, en fin de saison sèche, pour trois sols situés sous la même forêt, à 14, 18 et 21 T ha^{-1} respectivement la quantité de litière présente à la surface du sol et explique ces différences par les variations du microrelief et de la qualité du drainage. Cette production de litière varie aussi fortement au cours de l'année, la saison sèche étant, bien que de courte durée, la période où la production de litière est la plus abondante. Il s'agit aussi de la période de l'année où les processus de décomposition sont les plus ralentis. Ces deux facteurs se combinent pour favoriser une accumulation de litière au cours de la saison sèche. La valeur de 14 T ha^{-1} de litière trouvée sous forêt dans le présent travail constitue sans doute un maximum annuel à l'endroit des prélèvements.

II.- LES SOLS

A.- Teneurs en Carbone et Azote

1. - Résultats

Les résultats concernant la distribution du carbone et de l'azote sont donnés sous forme de tableaux ou de figures. Dans ce dernier cas, les tableaux de données correspondants sont reportés en annexe 3.

Les profils de carbone et d'azote des trois sols ont été comparés dans la figure 14. Les teneurs en carbone (Figure 14a) sont voisines pour les 3 sols, même si en surface la teneur du sol sous hévéa et cacaoyer est un peu plus élevée (26,4 mg g^{-1}) que sous forêt et sous *Pennisetum* (20,9 mg g^{-1}). Ces teneurs diminuent rapidement dans les premiers 20 cm, en A_{12} et A_3, puis beaucoup plus lentement et régulièrement dans les horizons B, où elles sont comprises entre 2 et 3 mg g^{-1} à un mètre de profondeur.

Les teneurs en azote (Figure 14b) montrent une distribution très semblable à celle du carbone, avec en surface des valeurs un peu plus élevées sous hévéa et cacaoyer (1,94 mg g^{-1}) que sous forêt (1,54 mg g^{-1}) et sous *Pennisetum* (1,50 mg g^{-1}). La diminution est rapide dans les premiers 20 cm en A_{12} et A_3, puis beaucoup plus graduelle et régulière à partir des horizons B, où les teneurs en azote ne dépassent pas 0,4 mg g^{-1}. Dans l'horizon A_{11} des 3 profils les rapports C/N sont très voisins et compris entre 13,6 et 13,9. Sur toute la profondeur des trois profils les variations de ces rapports présentent une amplitude sensiblement supérieure, mais le rapport C/N reste compris entre 11 et 14 (Figure 14c).

A partir des teneurs en carbone et des densités apparentes (Figure 12b) nous avons déterminé les quantités de carbone contenues par unités de surface dans les sols étudiés (Tableau VI). Pour certaines couches de sol, les densités et les teneurs en carbone n'ayant pas été mesurées, nous avons déduit ces valeurs par interpolation des données des couches sus et sous-jacentes. La quantité totale de carbone contenue dans les deux premiers mètres du sol sous forêt est de 123 T ha^{-1}, dont 44 % sont présents dans les 50 premiers centimètres et 66 % dans le premier mètre. Sous hévéa et cacaoyer, la teneur en carbone de l'horizon A_{11} est plus élevée que celle du sol sous forêt, mais à partir du A_{12} et jusqu'à 2 m de profondeur, elle est toujours très légèrement inférieure. La quantité de carbone dans les horizons A_1 et A_3 est plus élevée sous hévéa et cacaoyer que sous forêt. Par contre, dans les horizons B des deux sols la quantité de carbone est moins élevée sous hévéa et cacaoyer que sous forêt. Sous *Pennisetum*, par comparaison avec le sol sous forêt, la teneur en carbone de l'horizon A_{11} est identique

et celles des horizons inférieurs légèrement plus basses, et la quantité de carbone présente dans le premier mètre du profil n'est que légèrement inférieure.

Tableau VI.- Comparaison des quantités de carbone (T ha^{-1}) dans les trois sols étudiés.

Sol Prof. (cm)	sous Forêt C (T ha^{-1})	sous Cacaoyer/Hévéa C (T ha^{-1})	sous *Pennisetum* C (T ha^{-1})
0-10	19,2	25,7	18,2
10-20	12,2	9,9	11,5
0-20	*31,4*	*35,6*	*29,7*
20-50	22,3	20,3	21,2
0-50	*53,7*	*55,9*	*50,9*
50-100	27,0	21,9	26,0
0-100	*80,7*	*77,7*	*76,8*
100-200	41,9	34,6	
0-200	*122,6*	*112,3*	

2.- Discussion

Les teneurs en carbone des horizons de surface sont assez voisines de celles observées dans d'autres sols d'Amazonie (VOLKOFF et CERRI, 1981 ; CHONE *et al.*, 1991). La distribution du carbone avec la profondeur est marquée par une décroissance rapide, commune à un grand nombre de sols brésiliens de climat tropical chaud et humide (VOLKOFF et CERRI, 1988).

Le sol sous forêt étudié dans ce travail contient dans le premier mètre 81 T ha^{-1} de carbone. Par rapport à d'autres sols sous forêt tropicale humide, il se situe en deça des quantités mesurées par KLINGE *et al.* (1975), CHAUVEL (1982), POST *et al.* (1982) et DETWILER (1986), comprises entre 114 et 180 T ha^{-1}, mais beaucoup plus près de celles de BROWN et LUGO (1980) et SANCHEZ *et al.* (1982b), qui indiquent respectivement des valeurs moyennes de 95 et 84 T ha^{-1}. Ces quantités assez faibles sont à relier à la texture sableuse des horizons de surface. On sait en effet que les teneurs en carbone des horizons de surface sont fonction de la texture et augmente avec la teneur en argile (FELLER *et al.*, 1991a). En dépit de la décroissance rapide des teneurs en carbone avec la profondeur, les horizons B contiennent des quantités non négligeables de carbone. Sous forêt, sur 2 mètres de profondeur la quantité de carbone a été estimée à 123 T ha^{-1}, alors que CERRI et VOLKOFF (1987) ont calculé pour un latosol de la région de Manaus une quantité de 170 T ha^{-1}, dont 120 dans le premier et 50 dans le second mètre du profil.

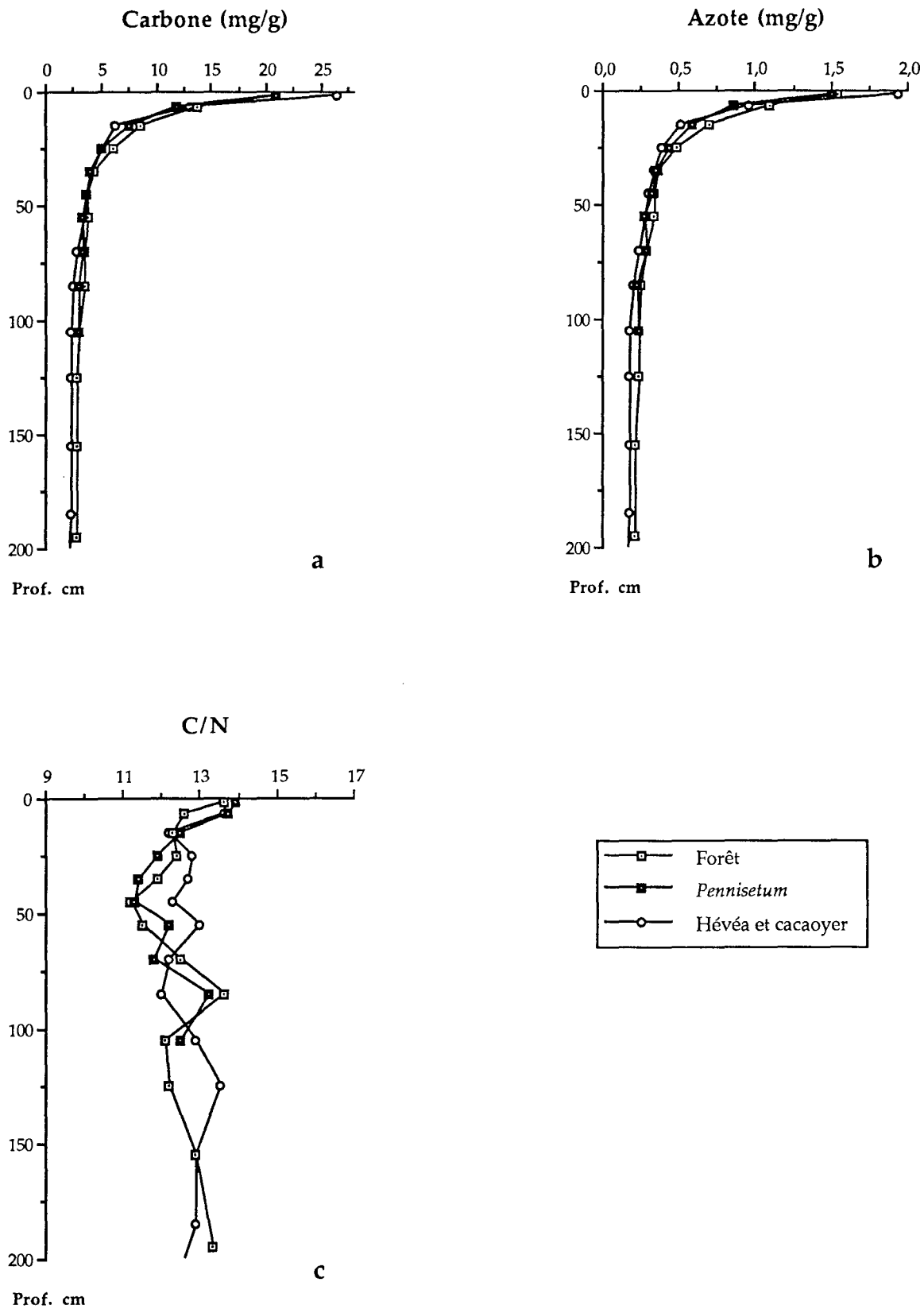


Figure 14.- Distribution des teneurs en carbone (a), azote (b) et du rapport C/N (c) dans les trois sols étudiés.

La teneur en azote des sols tropicaux varie fortement : SANCHEZ *et al.* (1982b) mentionnent pour 9 Udults de forêt tropicale des teneurs dans les quinze premiers cm variant entre 0,10 et 2,22 mg g^{-1}, avec une moyenne de 1,27 mg g^{-1}. Les teneurs mesurées dans les premiers centimètres du sol sous forêt sont voisines de cette valeur moyenne. Les valeurs du rapport C/N des horizons de surface, comprises entre 13,6 et 13,9, sont voisines de celles déjà rapportées par SANCHEZ *et al.* (1982b). Elles témoignent d'une minéralisation rapide et donc d'activités biologique et microbienne élevées dans ces horizons de surface. Les valeurs des rapports C/N des horizons de profondeur fluctuent entre 11 et 14, ce qui paraît surprenant au vu des résultats publiés par ailleurs. En effet, une décroissance assez nette entre la surface et la profondeur, et des valeurs du rapport C/N inférieures à 10 dans les horizons B sont fréquemment observées dans les sols ferrallitiques (LEVEQUE, 1967 ; DE BOISSEZON *et al.*, 1973 ; SANCHEZ *et al.*, 1982b).

Sur le site de Capitão Poço, les teneurs et les quantités de carbone n'ont apparemment pas été fortement modifiées par le déboisement et les dix années de mise en culture, qu'il s'agisse d'une plantation mixte d'hévéa et de cacaoyer, ou d'une parcelle de graminée fourragère. Ceci va à l'encontre de la majorité des résultats publiés dans la littérature qui montrent une nette décroissance du contenu en carbone des sols forestiers tropicaux utilisés à des fins agricoles (DETWILER, 1986). En général, cette diminution, lorsqu'elle est observée, affecte les 40 premiers centimètres superficiels ; elle intervient soit rapidement, dans la première année suivant le déboisement (KREBS, 1975 ; SANCHEZ *et al.*, 1982b), soit plus progressivement, sur 5 à 10 ans (BRAMS, 1971 ; AINA, 1979).

B.- Répartition granulométrique des matières organiques

Le fractionnement granulométrique a été réalisé sur les trois horizons de surface et quelques horizons profonds du sol sous forêt et du sol sous *Pennisetum*. Le sol sous hévéa et cacaoyer n'a pas été étudié car il présente une distribution du carbone et de l'azote très voisine de celle du sol sous forêt naturelle et avec des apports de matière organique semblables. De plus la dernière partie de l'étude étant basée essentiellement sur l'utilisation des techniques isotopiques du carbone 13, il importait de privilégier la comparaison de sols occupés par des végétations à cycles photosynthétiques différents.

La technique de fractionnement granulométrique, décrite à l'annexe 3, vise à altérer le moins possible la matière organique. Elle permet de séparer des fractions organiques naturelles selon leur degré de décomposition et d'humification (BRUCKERT *et al.*,1978). Les six fractions obtenues correspondent aux sables grossiers (200-2000 µm), sables fins (50-200 µm), limons grossiers (5-50 µm), limons fins (2-5 µm), argiles grossières (0,2-2 µm) et argiles fines plus hydrosolubles (0-0,2 µm). Elles ont été successivement séchées, pesées, observées en microscopie électronique à transmission, et dosées pour leurs teneurs en carbone et azote.

1. - Répartition pondérale des fractions

a. -Sol sous forêt

La figure 15 met en évidence l'importance des fractions grossières (50-200 et 200-2000 µm), particulièrement en surface. Les argiles grossières sont peu abondantes en surface (moins de 10 %), mais augmentent rapidement en profondeur, sans toutefois dépasser 30 % du poids total. Les fractions de limons tendent à augmenter avec la profondeur, mais dans une moindre mesure.

b. -Sol sous *Pennisetum*

La contribution de chaque fraction diffère légèrement sous *Pennisetum* et sous forêt (figure 15) et reflète les différences observées lors de l'analyse texturale. Le poids de la fraction de sables fins est plus élevé, notamment en profondeur, alors que les argiles grossières sont moins représentées. Les poids relatifs des fractions de limons sont très voisins pour les deux sols.

c.- Comparaison avec l'analyse texturale

La comparaison du fractionnement granulométrique de la matière organique (Fgr) avec l'analyse texturale de la fraction minérale (Atex) permet d'évaluer l'état de dispersion obtenu pour les fractions argileuses lors du fractionnement granulométrique (Tableau VII). On observe que le traitement effectué n'a pas permis une dispersion complète des constituants des sols, notamment de la fraction argileuse (< 2 µm) puisque celle-ci apparait moins abondante par rapport à l'analyse texturale. Une partie des argiles est restée associée aux limons puisque la fraction limoneuse (2-50 µm) est au contraire plus abondante et parvient même à doubler en profondeur. Cette fraction contient donc une proportion non négligeable de microagrégats stables à l'eau dans lesquels les particules sont fortement liées entre elles par des associations organo-minérales (TURCHENEK et OADES, 1979 ; ANDREUX *et al.*, 1980 ; ANDREUX et CORREA, 1983 ; TISDALL et OADES, 1982) et l'énergie apportée par l'agitation et le traitement aux ultrasons est insuffisante pour les détruire.

Le regroupement des sables fins et grossiers en une seule fraction (50-2000 µm) et des limons et argiles (0-50 µm) dans une autre montre que le traitement utilisé a été efficace pour rompre les macroagrégats initiaux de taille supérieure à 50 µm puisque les masses des fractions 50-2000 µm pour Atex et Frg sont à peu près identiques. On observe cependant encore un léger déficit de la fraction 0-50 µm pour l'horizon 3-10 cm du sol sous forêt et pour les différents horizons du sol sous *Pennisetum*.

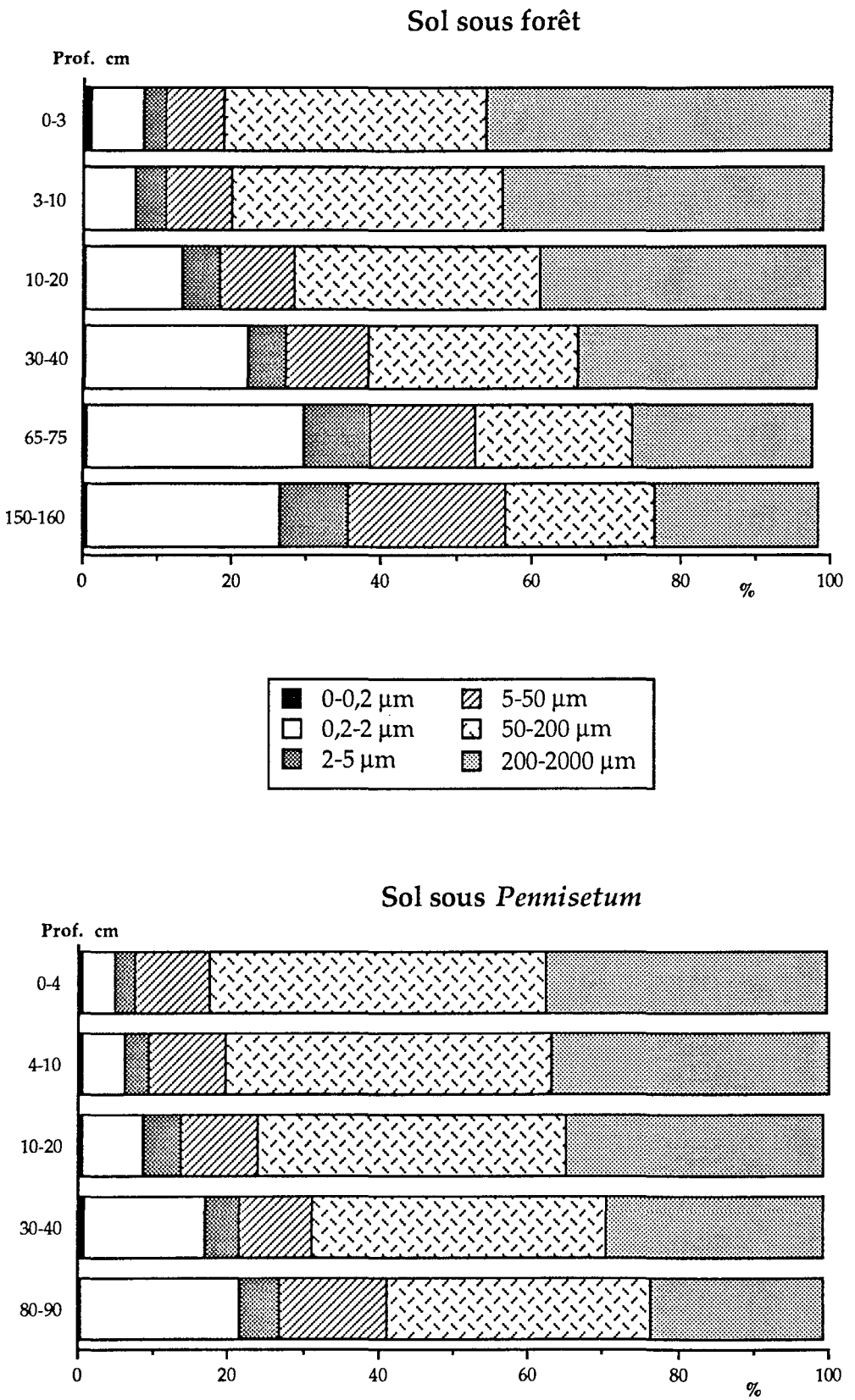


Figure 15.- Répartition pondérale des fractions des sols sous forêt et sous *Pennisetum*.

Tableau VII.- Comparaison de la répartition pondérale des fractions obtenues lors de l'analyse texturale (Atex.) et du fractionnement granulométrique (Fgr.) du sol sous forêt et du sol sous *Pennisetum*.

Prof. (cm)		Fractions (µm) 200-2000	50-200	50-2000	2-50	0-2	0-50
Sol sous forêt							
3-10	Atex.	43	30	73	9	19	27
	Fgr.	43	36	79	13	8	21
10-20	Atex.	40	29	69	7	24	31
	Fgr.	38	33	71	15	13	28
30-40	Atex.	35	26	61	10	29	39
	Fgr.	31	28	61	16	23	39
65-75	Atex.	26	21	47	11	42	53
	Fgr.	24	21	45	23	30	53
150-160	Atex.	24	19	43	12	45	57
	Fgr.	22	20	42	31	27	58
Sol sous *Pennisetum*							
0-4	Atex.	36	41	77	10	13	23
	Fgr.	37	43	80	13	7	20
10-20	Atex.	31	39	70	13	17	30
	Fgr.	34	42	76	15	9	24
30-40	Atex.	27	36	63	16	21	37
	Fgr.	29	39	68	14	17	31
80-90	Atex.	24	30	54	11	35	46
	Fgr.	23	35	58	20	22	41

2. - Observation microscopique des fractions granulométriques

Les fractions de deux horizons du sol sous forêt, l'un de surface (3-10 cm), l'autre de profondeur (150-160 cm) ont été observées en microscopie électronique à transmission (planches 3 et 4). La préparation des échantillons est décrite dans l'annexe 1.

PLANCHE 3

Microscopie électronique à transmission des fractions 200-2000 µm et 50-200 µm
de deux horizons du sol sous forêt

Fraction 200-2000 µm

photo 1 : surface.
Restes végétaux, parois (pv), pigments bruns (pb).
Perforations dues à l'activité fongique (ly)

photo 2 : surface.
Parois végétales dégradées libérant des granules (gr)

photo 3 : profondeur.
Parois de cellules racinaires, pigments bruns, liés à la matrice organo-minérale

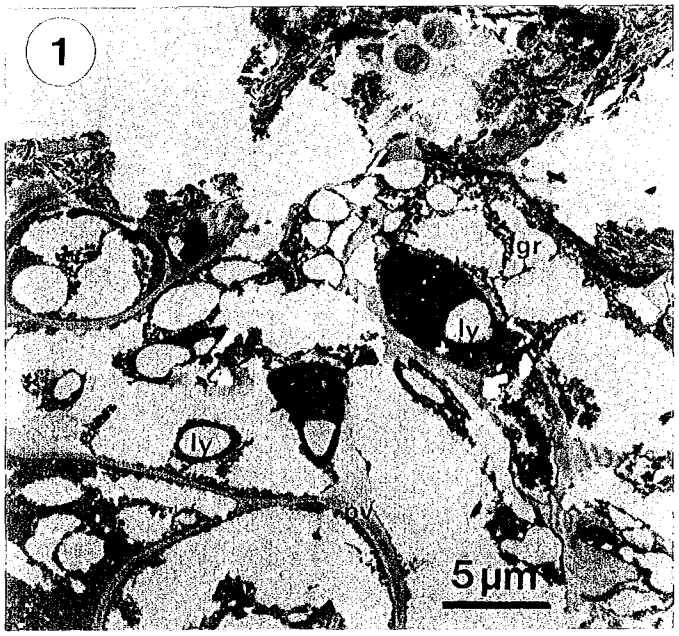
photo 4 : profondeur.
Pigments bruns en phase de dégradation

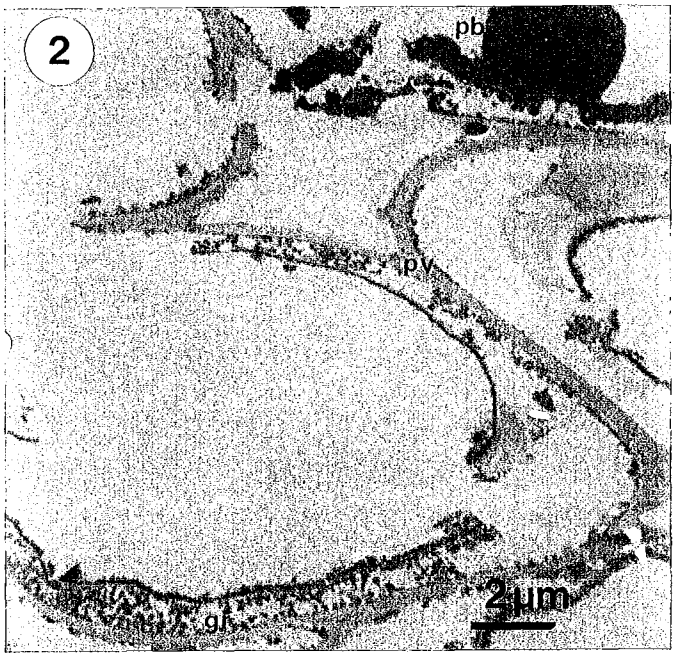
Fraction 50-200 µm

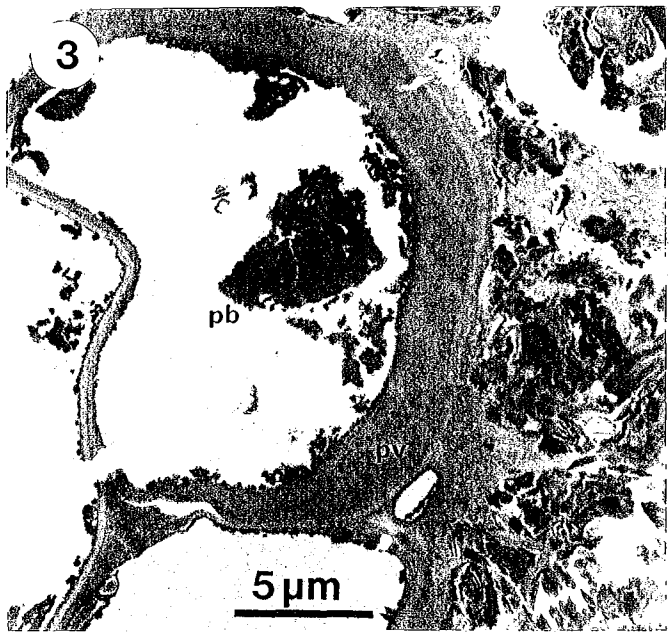
photo 5 : surface.
Débris végétaux en phase de dégradation associés à la matrice organo-minérale

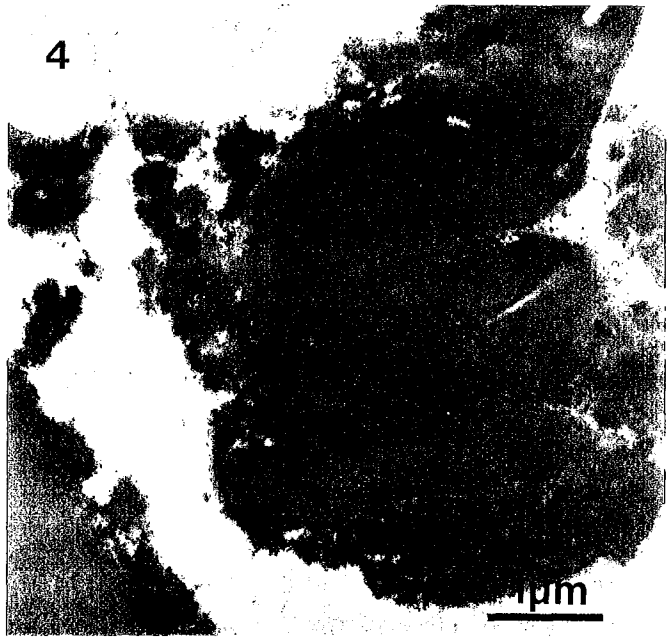
photo 6 : surface.
Matière organique en voie de dégradation

photo 7 : profondeur.
Bactéries (b) entourées de polysaccharides (ps) et de matériel minéral,
principalement des phyllites (ph)


1
gr
ly
ly
pv
5µm


2
pb
pv
gl
2µm


3
pb
pv
5µm


4
1µm


5
pb
pv
m
5µm


6
0,5µm

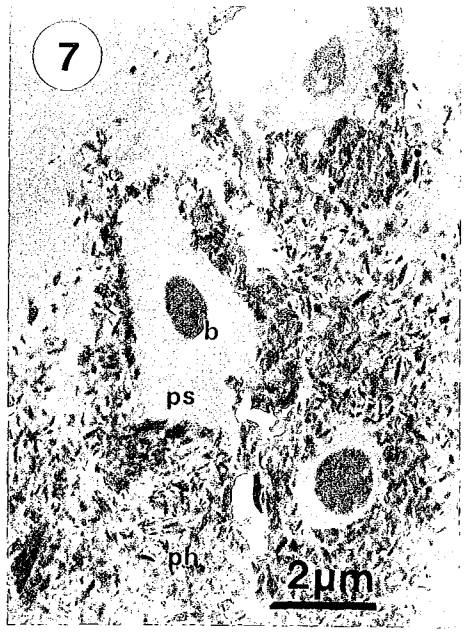

7
b
ps
ph
2µm

PLANCHE 4

Microscopie électronique à transmission des fractions 5-50 µm et 2-5 µm et 0-2 µm
de deux horizons du sol sous forêt

Fraction 5-50 µm

photo 8 : surface.
Vue d'ensemble de la fraction

photo 9 : profondeur.
Vue d'ensemble de la fraction., la matrice organo-minérale se présentant parfois sous forme d'agrégats

Fraction 2-5 µm

photo 10 : surface.
Vue d'ensemble de la fraction

photo 11 : surface.
Paroi végétale (pv) et bactérie (b)

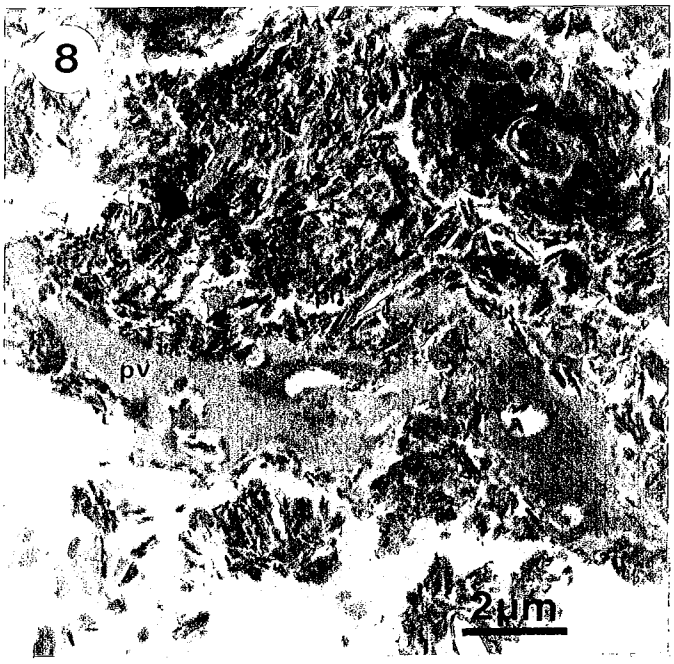
photo 12 : profondeur.
Vue d'ensemble de la fraction

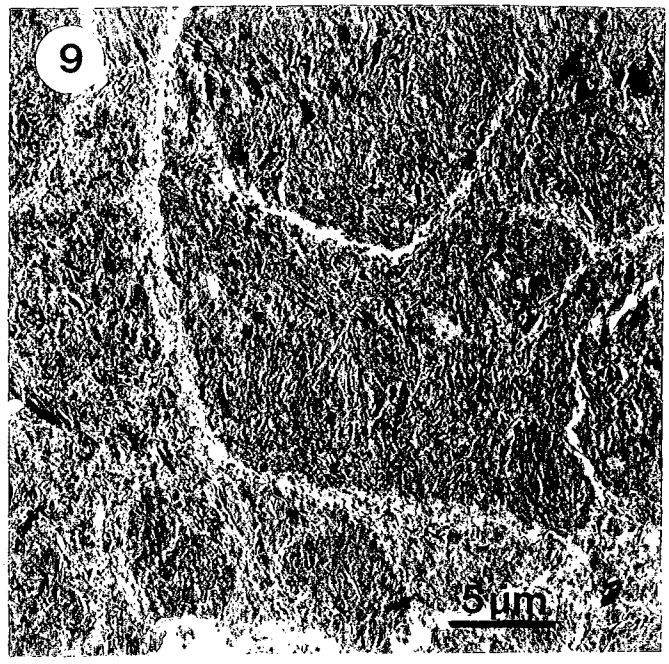
Fraction 0-2 µm

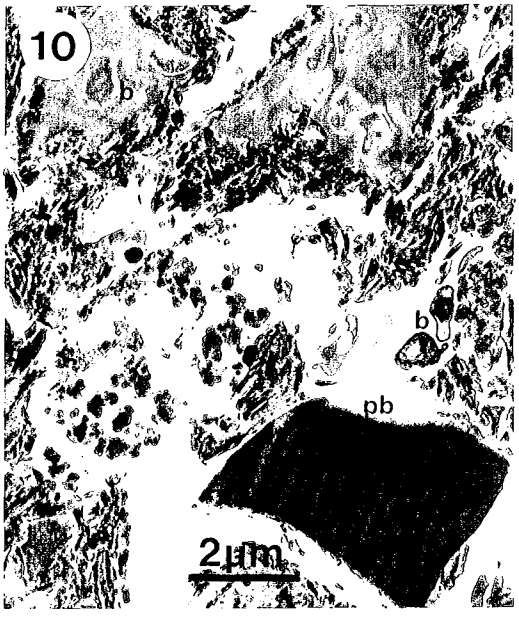
photo 13 : surface.
Vue d'ensemble de la fraction

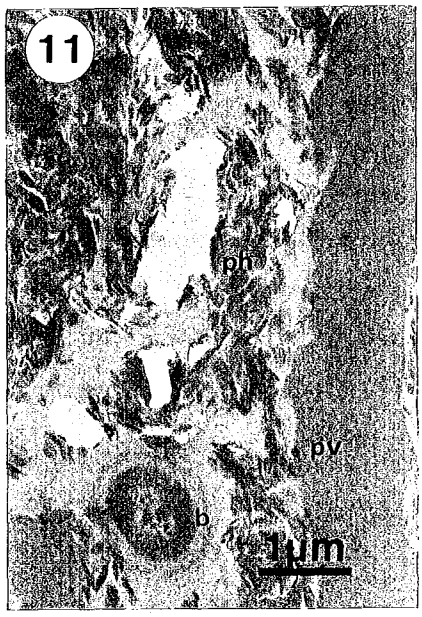
photo 14 : surface.
Reste végétal et phyllites

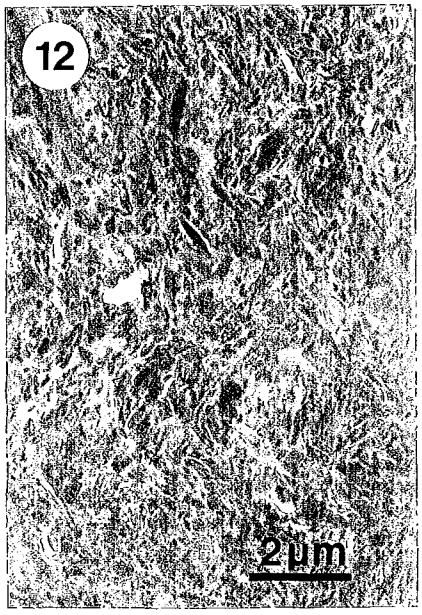
photo 15 : profondeur.
Vue d'ensemble de la fraction

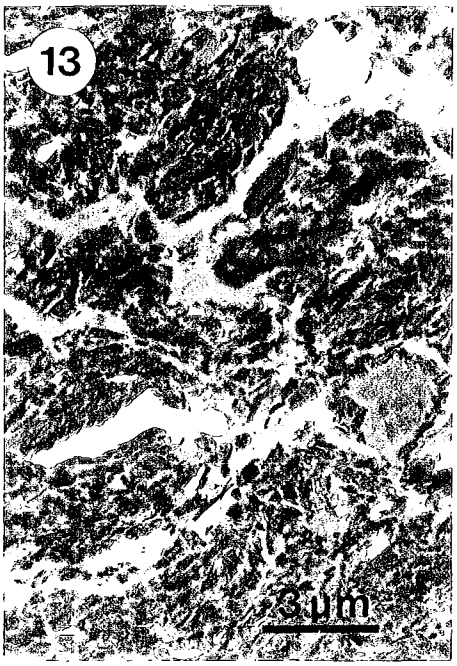

8
ph
pv
2µm


9
5µm


10
b
b
pb
2µm


11
ph
pv
b
1µm


12
2µm


13
3µm


14
1µm


15
ph
0,5µm

a. Fraction 200-2000 µm : seule la fraction légère, séparée par flottation dans l'eau a été observée. En surface, elle est constituée de débris végétaux, où l'on reconnait de nombreuses parois cellulaires, des vaisseaux ligneux et des produits bruns amorphes, le plus souvent peu décomposés mais qui peuvent l'être parfois en partie (photo 1). L'activité fongique semble importante et se manifeste notamment dans les épaississements ligneux et les produits bruns (photo 2). En profondeur, les débris végétaux sont beaucoup plus rares, mais on observe quelques parois de cellules végétales racinaires dans un mélange organo-minéral (photos 3 et 4).

b. Fraction 50-200 µm: comme pour la fraction précédente, nous avons observé uniquement la fraction légère séparée par flottation, qui concentre l'essentiel de la matière organique. On y reconnait également des débris cellulaires, principalement des parois (photo 5), dont l'état de dégradation est caractérisé par la présence de granules de biodégradation (photo 6). Quelques cellules vidées de leur contenu contiennent parfois un mélange organo-minéral dans lequel sont présents des filaments mycéliens et quelques bactéries (photo 5). En profondeur, très peu de restes organiques sont observés, mais des microrganismes sont présents entourés de minéraux (photo 7).

c. Fraction 5-50 µm : en surface on observe encore dans cette fraction de nombreux débris végétaux au milieu d'éléments minéraux constitués essentiellement de phyllites et de quelques quartz (photo 8). En profondeur, on peut noter que les débris végétaux sont beaucoup plus rares, de taille plus réduite qu'en surface et inclus dans une matrice minérale, qui parfois se présente sous forme d'agrégats de 20 à 30 µm (photo 9).

d. Fraction 2-5 µm : en surface, on observe dans cette fraction surtout des microagrégats constitués essentiellement de phyllites (photo 10). On y observe cependant quelques fins débris organiques figurés et des bactéries y sont assez fréquentes (photo 11) . En profondeur (photo 12), la matrice minérale semble moins agrégée , ce qui est sans doute dû à l'emploi de la soude lors de la séparation des fractions (voir annexe 1). Les débris figurés sont encore plus rares qu'en surface, la matière organique n'apparait pas sous forme figurée ; elle est soit liée aux argiles, soit sous forme de concentrations polysaccharidiques (FRANÇOIS, 1988 ; FELLER *et al.*, 1991b).

e. Fraction 0-2 µm : en surface, cette fraction est essentiellement composée de phyllites groupées en empilements de 2500 Å de largeur et d'épaisseur variant entre 250 et 2000 Å. La matière organique se présente principalement sous forme amorphe, mais quelques fragments figurés décomposés et peu identifiables sont encore observés, ainsi que des colonies bactériennes (photos 13 et 14). Par contre en profondeur (photo 15), on n'observe aucun débris figuré et la fraction est presque exclusivement composée d'argiles. Des observations similaires ont été faites pour d'autres sols tropicaux (FRANÇOIS, 1988 ; FELLER *et al.*, 1991b).

3. - Répartition du carbone et de l'azote dans les fractions granulométriques

a. -Sol sous forêt

• *Carbone*

Les teneurs en carbone des fractions sont reportées à la figure 16a. Quelle que soit la profondeur, les fractions de la taille des sables ont des teneurs nettement plus faibles que celles des autres fractions. A la différence des autres fractions, elles ont des teneurs plus faibles que celles des horizons correspondants non fractionnés. Pour toutes les fractions, on observe une décroissance des teneurs en carbone avec la profondeur, mais cette décroissance est d'autant plus forte que la fraction est grossière. Ainsi, les fractions grossières des couches situées en dessous de 30 cm ont des teneurs en carbone inférieures à 1 mg g^{-1}. La teneur en carbone de la fraction 2-5 µm est toujours légèrement supérieure à celle de la fraction 0,2-2 µm, mais cette différence se réduit régulièrement avec la profondeur. La fraction inférieure à 0,2 µm est très peu abondante, mais sa teneur en carbone est très élevée, même en profondeur (variation de 60 à 145 mg g^{-1}). Il convient de souligner que cette fraction contenant à la fois des argiles fines et des composés organiques hydrosolubles, sa teneur en carbone n'a sans doute pas une grande signification.

Lorsqu'on rapporte les teneurs au carbone total de chaque horizon (figure 17a) on constate qu'en surface, malgré des teneurs faibles, ce sont les fractions sableuses, prédominantes pondéralement, qui contiennent l'essentiel du carbone (46,2 % en A11 et 38,3 % en A12). La contribution des fractions limoneuses varie assez peu avec la profondeur, de 12 à 20 % pour la fraction 2-5 µm et de 12 à 22 % pour la fraction 5-50 µm. A partir de 10 cm, l'essentiel du carbone est contenu dans les fractions fines, particulièrement dans la fraction 0,2-2 µm qui, à partir de 30 cm, en contient plus de la moitié.

• *Azote*

Les teneurs en azote, présentées à la figure 16b, diffèrent fortement selon les fractions, les fractions grossières étant nettement les plus pauvres en azote. Cette différence s'accroît nettement avec la profondeur, les teneurs en azote des fractions grossières devenant très faibles voire négligeables à partir de 30 cm. On note aussi que la fraction 2-5 µm est légèrement plus riche en azote que la fraction 0,2-2 µm, quelle que soit la profondeur, mais cette différence est moins marquée que pour le carbone. La fraction inférieure à 0,2 µm est la fraction la plus riche en azote.

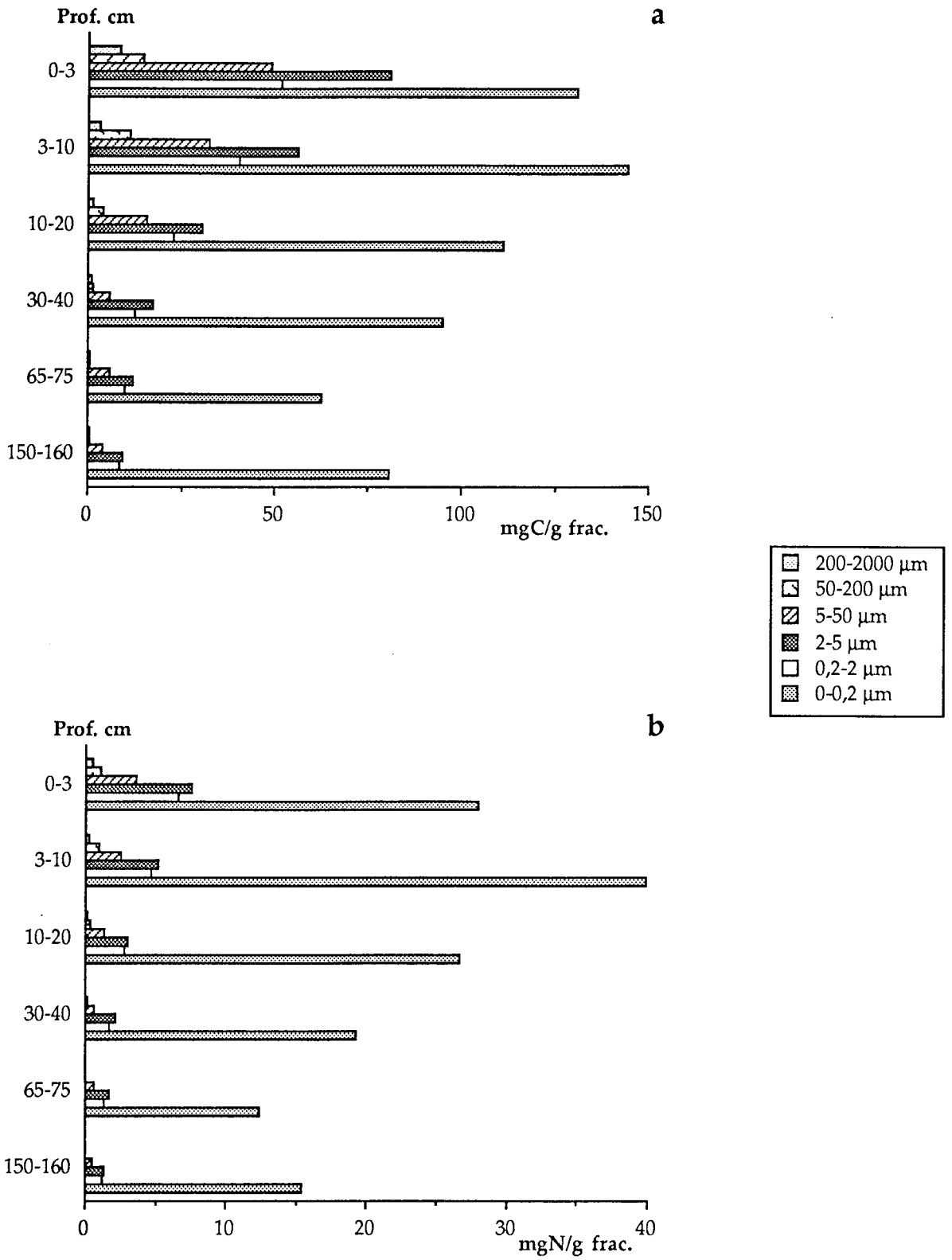


Figure 16.- Teneurs en carbone (a) et en azote (b) des fractions granulométriques du sol sous forêt, exprimées en mg g^{-1} de chaque fraction.

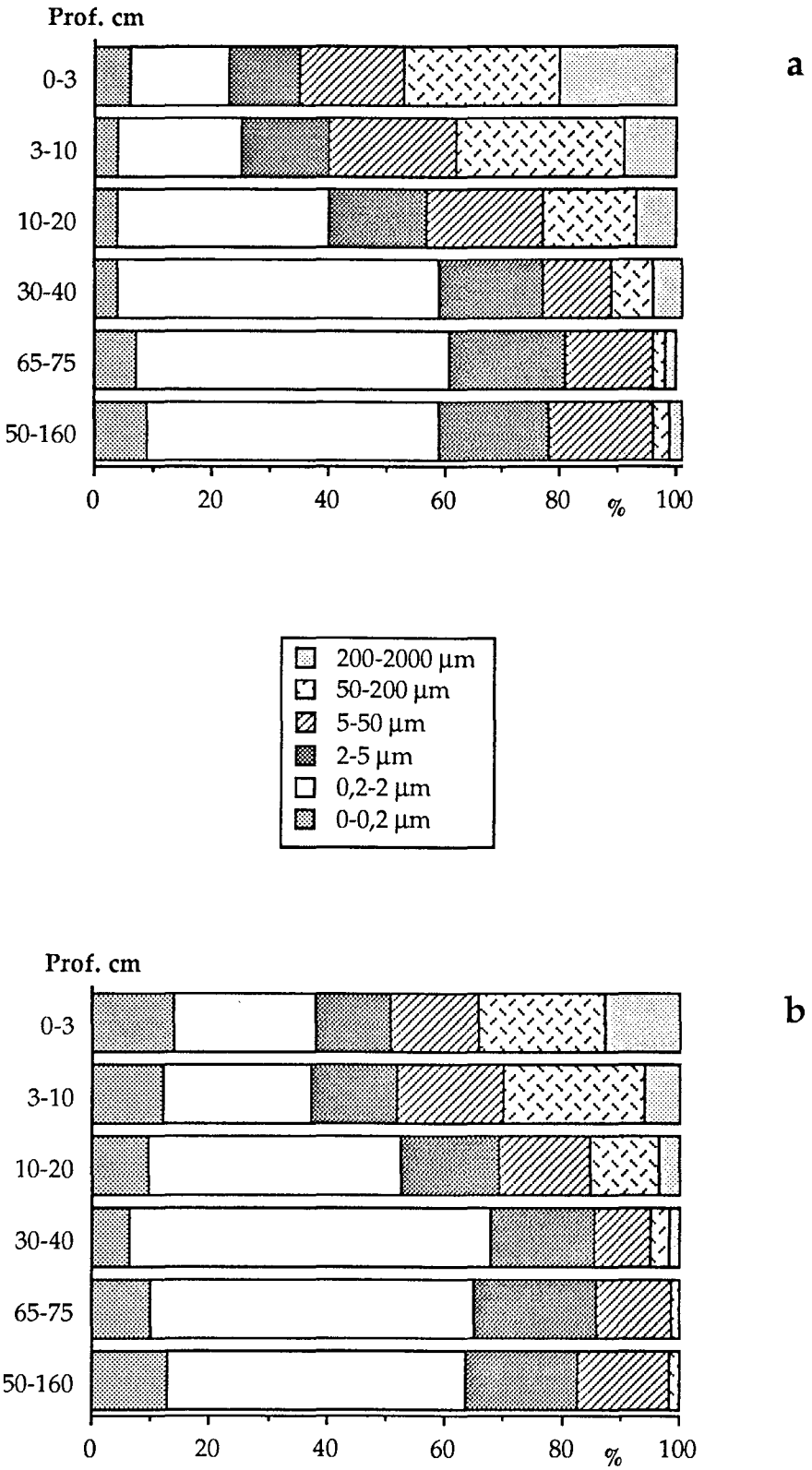


Figure 17.- Teneurs en carbone (a) et en azote (b) des fractions granulométriques du sol sous forêt, exprimées en % du carbone et de l'azote totaux.

Les résultats exprimés en pourcentage de l'azote total sont reportés à la figure 17b. Ils sont très proches de ceux décrits dans le cas du carbone. Dans la couche la plus superficielle, l'azote se répartit de façon assez homogène entre les différentes fractions : 34 % dans les fractions sableuses (> 50 µm), 28 % dans les fractions limoneuses (2-5 µm et 5-50 µm) et 38 % dans les fractions argileuses (< 2µm). A partir de 10 cm, l'essentiel de l'azote se concentre dans les fractions argileuses, particulièrement la fraction 0,2-2 µm, au détriment des fraction sableuses. Par contre la proportion d'azote contenue dans les fractions 2-5 µm et 5-50 µm reste relativement constante dans tout le profil.

• *Rapport C/N*

Pour une profondeur donnée, les rapports diminuent des fractions grossières vers les fractions fines (Tableau VIII). Leur variation avec la profondeur n'est pas identique pour toutes les fractions. La fraction 200-2000 µm présente les rapports C/N les plus élevés (entre 16,3 et 19,4) tandis que la fraction 50-200 µm présente des valeurs sensiblement plus basses (entre 12,4 et 14,8), mais pour ces deux fractions, ces valeurs ne s'ordonnent pas selon la profondeur. Le rapport de la fraction 5-50 µm d'abord identique à celui de la fraction 50-200 µm, baisse avec la profondeur, marquant un écart de 5 unités entre la surface (13,6) et 1,5 m de profondeur (8,7).

Tableau VIII.- Rapport C/N des fractions granulométriques du sol sous forêt et du sol sous *Pennisetum*.

Prof. (cm)	Fractions (µm)					
	0-0,2	0,2-2	2-5	5-50	50-200	200-2000
Sol sous forêt						
0-3	4,7	7,8	10,8	13,6	13,7	16,7
3-10	3,6	8,7	10,9	12,6	12,3	16,3
10-20	4,2	8,1	10,1	12,3	12,4	19,4
30-40	5,0	7,3	8,2	10,4	14,8	18,5
65-75	5,1	7,5	7,4	9,3	13,5	
150-160	5,2	7,1	7,1	8,7		
Sol sous *Pennisetum*						
0-4	8,3	8,1	11,0	13,1	13,9	17,6
4-10	6,3	8,5	10,3	12,5	13,7	19,9
10-20	6,7	8,4	9,7	12,7	13,9	17,9
30-40	7,7	7,8	8,3	12,0	14,4	
80-90	4,9	8,0	8,6	10,7	13,0	

En ce qui concerne la fraction 2-5 µm, le rapport C/N est bas dès la surface (10,8) et diminue avec la profondeur, pour se stabiliser aux environs de 7. La fraction 0,2-2 µm possède un rapport C/N qui diminue faiblement de 8 à 7 avec la profondeur. Enfin la fraction < 0,2 µm possède le rapport C/N le plus faible, inférieur ou égal à 5 à toutes les profondeurs.

b.- Sol sous *Pennisetum*

• *Carbone*

Les teneurs en carbone des fractions (figure 18a) présentent de grandes similitudes avec celles du sol sous forêt. Les teneurs des fractions sableuses (50-200 µm et 200-2000 µm) sont dès la surface nettement plus faibles que celles des fractions inférieures à 50 µm et sont généralement moindres que celles des horizons non fractionnés. Toutefois dans l'horizon A_{11} (0-4 cm), la fraction 200-2000 µm est deux fois plus riche en carbone que sous forêt, alors que les teneurs en C des fractions inférieures à 50 µm sont légèrement plus faibles que celles observées sous forêt. La décroissance des teneurs avec la profondeur est d'autant plus rapide que les fractions sont grossières. Comme sous forêt, la fraction 2-5 µm est toujours un peu plus riche en carbone que la fraction 0,2-2 µm, quel que soit l'horizon considéré.

Les résultats exprimés en pourcentage du carbone total sont reportés à la figure 19a. Ils mettent en évidence la contribution importante des fractions de la taille des sables dans les dix premiers centimètres du profil : 60,4 % en A_{11} et 43,1 % en A_{12}. Cette contribution est un peu plus importante que sous forêt. Cette contribution des fractions grossières décroît rapidement avec la profondeur, mais reste cependant un peu plus forte que sous forêt, notamment en ce qui concerne la fraction 50-200 µm. En surface (horizon A_{11}), la contribution de la fraction 0,2-2 µm à la quantité de carbone total est plus faible que sous forêt (9,9 % contre 17,4 %) mais elle augmente rapidement avec la profondeur pour représenter comme sous forêt, à partir de 30 cm, plus de 50 % de la quantité de carbone total.

• *Azote*

Les teneurs en azote des fractions (figure 18b) sont voisines de celles des fractions correspondantes du sol sous forêt, à l'exception de la fraction < 0,2 µm, assez nettement moins riche en azote . Comme pour le carbone, les teneurs en azote des fractions inférieures à 50 µm dans la couche superficielle sont légèrement plus faibles que sous forêt, alors que la fraction de sables grossiers présente au contraire une teneur légèrement plus élevée. Comme sous forêt, il y a une diminution des teneurs avec la profondeur d'autant plus marquée que la fraction est grossière. Comme sous forêt enfin, la fraction 2-5 µm est toujours un peu plus riche en azote que la fraction 0,2-2 µm, quel que soit l'horizon considéré.

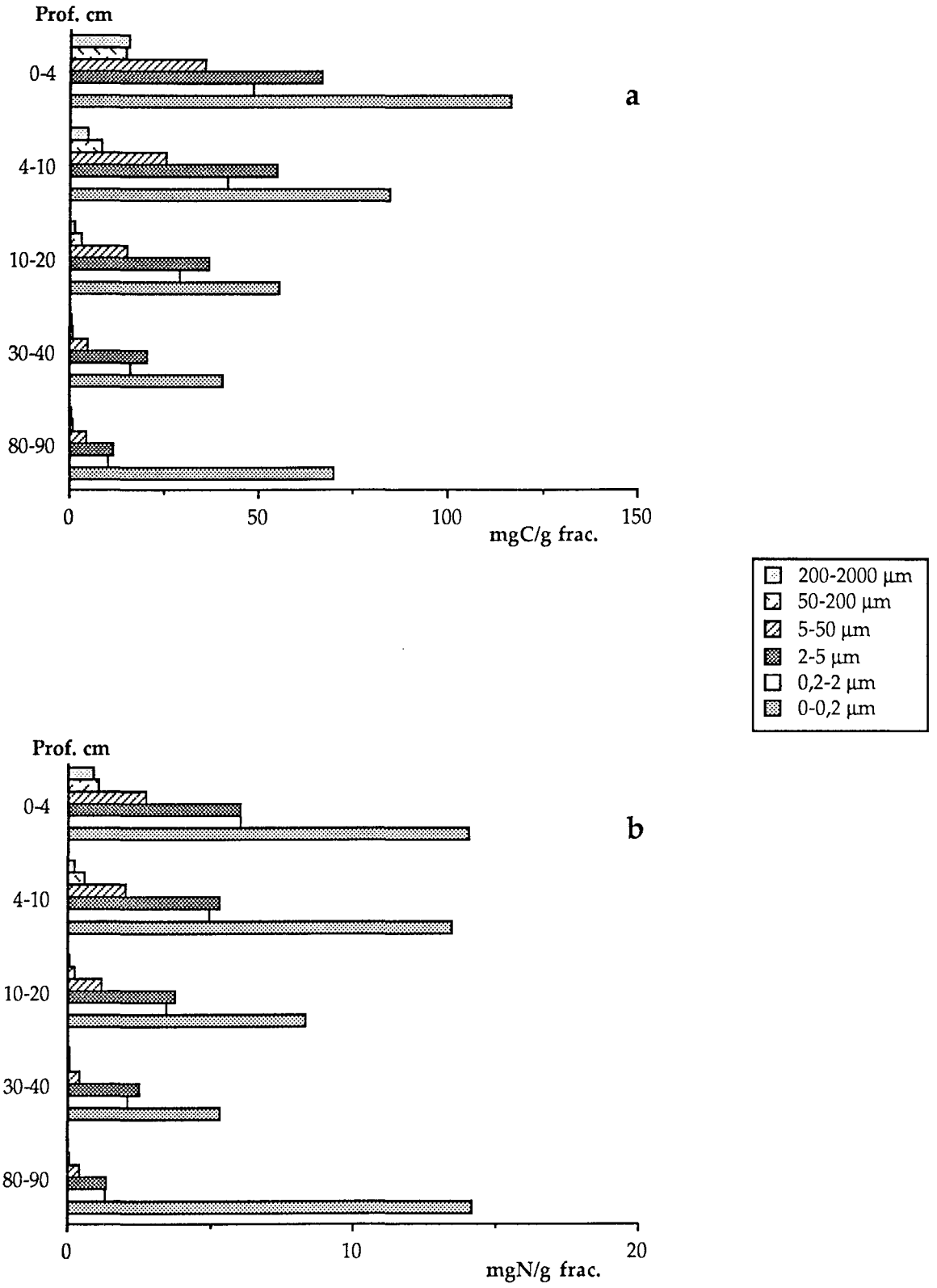


Figure 18.-Teneurs en carbone (a) et en azote (b) des fractions granulométriques du sol sous *Pennisetum*, exprimées en mg g^{-1} de chaque fraction.

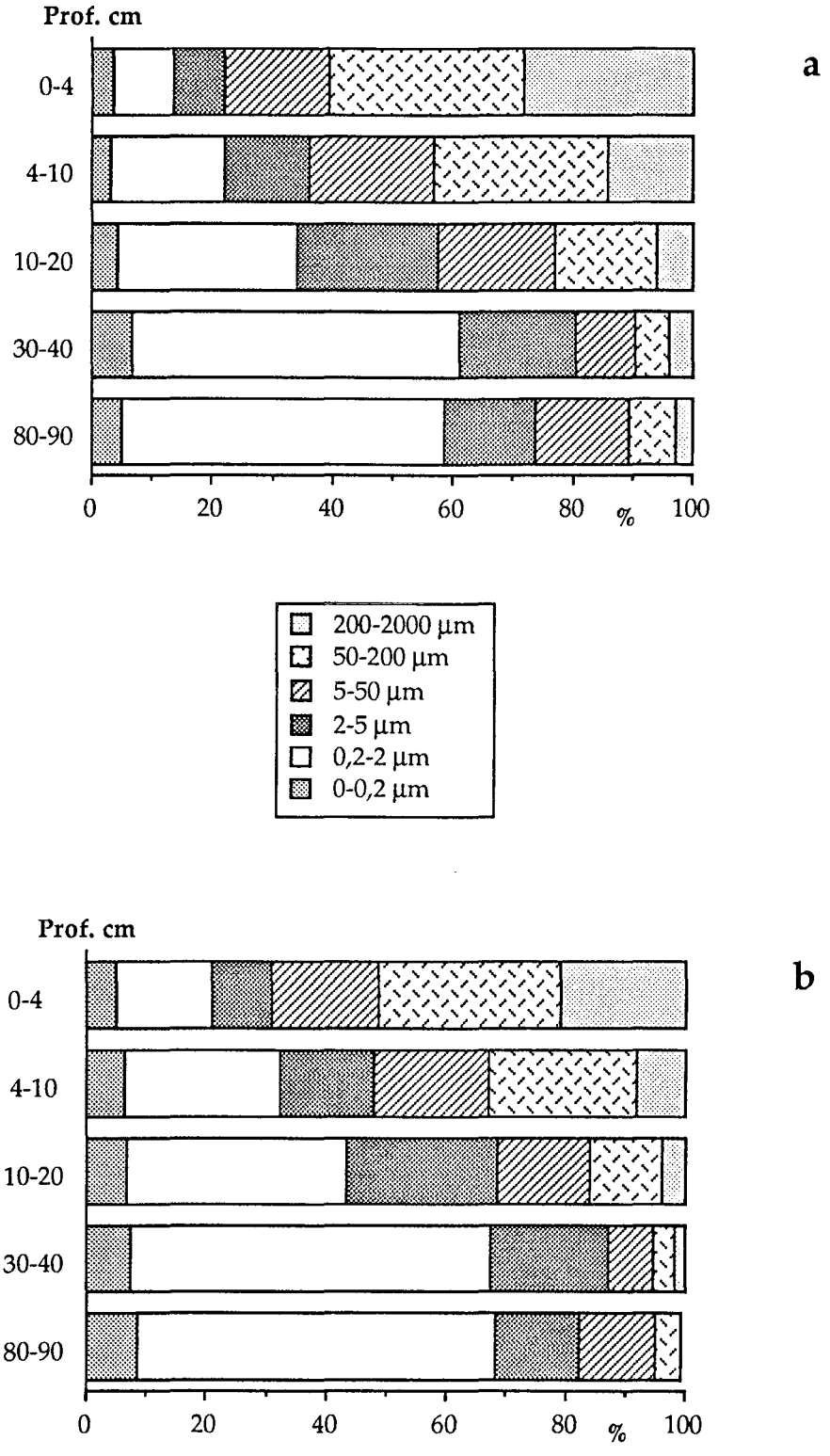


Figure 19.- Teneurs en carbone (a) et en azote (b) des fractions granulométriques du sol sous *Pennisetum*, exprimées en % du carbone et de l'azote totaux.

Exprimés en pourcentage de l'azote total (figure 19b) les résultats mettent en évidence dans les dix premiers centimètres une contribution des fractions grossières plus importante encore que sous forêt, au détriment des fractions argileuses. L'augmentation de la contribution de la fraction d'argiles grossières avec la profondeur est au moins aussi marquée que pour le carbone et est très voisine de celle observée sous forêt, à partir de 30 cm.

• *Rapport C/N*

Les rapports C/N des fractions sont très voisins de ceux observés sous forêt (Tableau VIII). On note cependant que les rapports C/N de la fraction d'argiles fines sont plus élevés dans les 40 premiers centimètres du profil que sous forêt. En outre, les rapports C/N des fractions 0,2-2 µm, 2-5 µm et 5-50 µm des horizons superficiels sont très voisins de ceux observés sous forêt, mais, pour les fractions 2-5 µm et 5-50 µm, leur diminution avec la profondeur est légèrement moins accentuée.

c. -Bilans de carbone et d'azote à l'issue du fractionnement granulométrique

Tableau IX.- Comparaison des teneurs en C et N (en mg g^{-1} de sol) et du rapport C/N des sols sous forêt et sous *Pennisetum*, obtenues dans l'horizon global ou en sommant les fractions (sf).

Prof. (cm)	C_{global}	C_{sf}	$\frac{C_{global}}{C_{sf}}$	N_{global}	N_{sf}	$\frac{N_{global}}{N_{sf}}$	C/N_{global}	C/N_{sf}
Sol sous forêt								
0-3	20,9	20,0	0,96	1,54	1,81	1,18	13,6	11,0
3-10	13,7	14,0	1,03	1,09	1,35	1,24	12,6	10,4
10-20	8,5	8,2	0,96	0,69	0,84	1,22	12,3	9,7
30-40	4,3	5,0	1,17	0,36	0,62	1,72	11,9	8,1
65-75	3,5	5,4	1,55	0,28	0,71	2,54	12,5	7,7
150-160	2,7	4,6	1,72	0,21	0,63	3,00	12,9	7,4
Sol sous *Pennisetum*								
0-4	20,9	20,7	0,99	1,50	1,58	1,05	13,9	13,1
4-10	11,8	12,5	1,06	0,86	1,09	1,27	13,7	11,5
10-20	7,4	7,9	1,07	0,59	0,76	1,29	12,5	10,4
30-40	4,0	4,8	1,20	0,35	0,55	1,57	11,4	8,8
80-90	2,9	4,2	1,43	0,22	0,47	2,14	13,2	8,9

Dans le tableau IX sont reportés les teneurs en carbone et azote et les rapports C/N des horizons étudiés par le fractionnement granulométrique, d'une part mesurés sur l'horizon entier, d'autre part calculés à partir des taux de carbone et d'azote des fractions séparées. Les valeurs présentées sont la moyenne de deux répétitions toujours très proches l'une de l'autre.

En ce qui concerne le carbone, pour les horizons de surface (0-20 cm) les bilans sont satisfaisants, et compris entre 95 et 107 %, que ce soit sous forêt ou sous *Pennisetum*. Dans les horizons profonds les sommes deviennent supérieures à l'analyse globale, l'excédent s'accroissant régulièrement avec la profondeur. Dans le cas de l'azote, les bilans excédentaires observés pour le carbone s'observent de manière encore plus accentuée. Dès la surface les sommes dépassent légèrement 100 % tandis qu'en profondeur elles sont 2 à 3 fois plus élevées que celles mesurées sur les horizons non fractionnés. Aucune explication n'a pu être donnée, qui permettrait de rendre compte de la différence obtenue entre les teneurs mesurées sur les horizons non fractionnés et celles obtenues en sommant les teneurs des fractions granulométriques.

En surface, les valeurs des rapports C/N obtenues en sommant les quantités de carbone et d'azote des différentes fractions sont un peu plus faibles que celles obtenues sur les horizons non fractionnés. Elles diminuent ensuite nettement avec la profondeur et atteignent dans les horizons profonds des valeurs faibles, respectivement inférieures à 8 sous forêt et à 9 sous *Pennisetum*, valeurs communément observées dans les horizons B des sols ferrallitiques.

4. - Discussion

Le fractionnement granulométrique des matières organiques permet de retrouver le contraste textural de ces sols, sableux et appauvris en argiles en surface, argileux en profondeur. Il permet également de séparer des entités organiques ou organo-minérales de natures différentes et que l'observation microscopique nous a permis dans un premier temps de préciser. La répartition et l'abondance relative des différentes fractions évoluent de façon importante avec la profondeur. En surface, en raison des apports de débris végétaux figurés provenant de la litière et aussi de la texture sableuse des horizons A_{11} et A_{12}, la plus grande partie du carbone et de l'azote sont contenus dans les fractions grossières (> 50 µm), bien que leurs teneurs intrinsèques soient faibles, comparées à celles des fractions fines. Associées à ces débris figurés, on observe fréquemment les traces d'une activité fongique. Dès l'horizon A_3, la contribution de ces fractions grossières devient beaucoup plus faible, ce qui s'explique à la fois par le changement de texture et par la raréfaction des débris figurés en profondeur. A partir de 10 cm, plus de 75 % du carbone et de 85 % de l'azote sont contenus dans les fractions fines (< 50 µm), dans lesquelles les débris figurés deviennent rares à inexistants ; la matière organique est essentiellement sous forme amorphe et des bactéries y sont associées.

Les quantités absolues et relatives de carbone et d'azote de ces différentes fractions varient assez largement. A toutes les profondeurs, la fraction < 0,2 µm est la plus riche en carbone et en azote, mais elle est toujours peu abondante, de sorte qu'elle ne contient jamais plus de 8 % du carbone et 20 % de l'azote d'un horizon. Son rapport C/N étant très bas, il pourrait s'agir de composés d'origine microbienne (MAC GILL *et al.*, 1975 ; AHMED et OADES, 1984 ; JOCTEUR-MONROZIER, 1984). Les teneurs en C et N de la fraction 2-5 µm sont toujours légèrement plus élevées que celles de la fraction 0,2-2 µm. Ceci a déjà été observé dans de nombreux sols (TURCHENEK et OADES, 1979 ; ANDREUX *et al.*, 1980 ; ANDREUX et CORREA, 1983 ; TIESSEN et STEWART, 1983). D'après OADES, (1988) cela est lié au fait que cette fraction est constituée d'agrégats très stables contenant des composés organiques très résistants, notamment des acides humiques. Cependant les quantités de carbone et d'azote associées aux argiles grossières sont plus élevées que celles associées aux limons très fins, en raison de la plus faible abondance pondérale de ces derniers.

Les différences observées entre les deux sols étudiés sont assez légères et concernent essentiellement la répartition du carbone et de l'azote dans les horizons de surface. C'est ce que traduisent les taux d'humification (défini comme le rapport du carbone ou de l'azote des fractions inférieures à 50 µm d'un horizon au carbone total ou à l'azote total de cet horizon) qui sont plus faibles dans les horizons sous *Pennisetum* que sous forêt (Tableau X). L'écart diminue cependant rapidement avec la profondeur et dès le niveau 10-20 cm, ces taux d'humification deviennent presque identiques pour les deux sols.

Tableau X.- Taux d'humification du carbone et de l'azote des sols sous forêt et sous *Pennisetum*.

Prof. (cm)	C Forêt	C *Pennisetum*	N Forêt	N *Pennisetum*
0-3	54		66	
0-4		40		49
3-10	62		70	
4-10		70		67
10-20	77	77	85	84
30-40	89	91	95	95
65-75	96		99	
80-90		89		96
150-160	95			

Les valeurs des rapports C/N des différentes fractions des horizons de surface sont voisines de celles rencontrées dans d'autres types de sols à activité biologique élevée. En effet, en milieu tempéré, ANDREUX *et al.* (1980) pour des chernozems d'URSS, ANDERSON *et al.* (1981) et TIESSEN et STEWART (1983) pour des Chernozems du Canada, et CHRISTENSEN (1985) et CHRISTENSEN et SORENSEN (1985) pour des sols cultivés du Danemark, ont obtenu les mêmes valeurs et les mêmes variations. En milieu tropical, TURCHENEK et OADES (1979) pour des sols bruns rouges d'Australie, CERRI *et al.* (1985) pour des oxisols du Brésil, ALBRECHT *et al.* (1986) et FELLER *et al.* (1986) pour des vertisols et des sols ferrallitiques argileux des Antilles ont également rencontré des rapports C/N de cet ordre. Le rapport C/N baisse nettement des fractions grossières aux fractions fines, ce qui s'explique à la fois par la diminution de la contribution des matières organiques figurées végétales, par le caractère plus humifié de la matière organique liée aux particules fines et par la probable origine microbienne d'une partie des matières organiques associées aux fractions fines. Les fractions limoneuses 2-5 µm et 5-50 µm montrent un abaissement sensible du rapport C/N avec la profondeur, sans doute dû au fait qu'en surface ces fractions contiennent des débris figurés de petite taille, débris qui disparaissent en profondeur.

On retiendra de cette étude que les dix ans de culture de Pennisetum n'ont pas apporté de modification majeure à la répartition et à la nature de la matière organique (carbone et azote) dans les différentes fractions granulomlétriques. Ces différences portent, en surface, dans le sol sous prairie, sur la quantité supérieure de débris figurés associées aux fractions sableuses, alors que la contribution des argiles grossières est un peu moins élevée que dans le sol sous forêt. Ces différences sont de faible amplitude, et il est difficile de les attribuer davantage au changement de végétation qu'aux différences texturales liées à la variabilité spatiale.

C. Distribution des composés humiques

Au vu des observations microscopiques et des rapports C/N des fractions, il ressort que pour les horizons compris entre 0 et 20 cm, les matières organiques associées aux fractions supérieures à 5 µm ont un caractère végétal figuré marqué alors que les matières organiques associées aux fractions inférieures à 5 µm ont essentiellement un caractère "amorphe" . On sait d'autre part que les réactifs acides ou alcalins peuvent solubiliser des constituants végétaux non humifiés. Il vaut donc mieux ne pas les appliquer sur les fractions supérieures à 5 µm. Par ailleurs la fraction 0-0,2 µm pose problème car elle englobe à la fois la matière organique effectivement associée aux argiles fines et celle qui est soluble et peut provenir de n'importe quelle fraction du sol. En conséquence, l'extraction alcaline à la soude 0,1 N a été effectuée sur la fraction 0,2-5 µm (regroupant les argiles grossières et les limons fins) qui contient de 18 à 74 % du carbone des différentes couches étudiées. On peut penser que la matière organique de cette fraction représente un ensemble relativement homogène par rapport à celle du sol total, notamment sous forme de complexe argilo-humique (BRUCKERT, 1979).

1. - Résultats

a. - Sol sous forêt

Les résultats sont reportés dans le tableau XI et sur la figure 20. Le taux d'extraction n'est pas très élevé, passant de 40 % en surface à 28 % en profondeur, et l'humine est donc toujours la fraction majoritaire, suivie des acides fulviques (AF), les teneurs en acides humiques (AH) étant faibles dès la surface (15 %) et décroissant très fortement en profondeur. La teneur absolue en AF est élevée en surface (17,9 mg g^{-1}), mais décroît nettement dans les horizons B (2,4 mg g^{-1} à 65 cm). En valeur relative le taux d'extraction des AF reste pratiquement constant (entre 25 et 34 %) tout au long du profil. Enfin le rapport AF/AH, voisin de 2 en surface, augmente fortement avec la profondeur jusqu'à une valeur supérieure à 10.

Tableau XI.- Répartition du carbone extractible et de l'humine de la fraction 0,2-5 µm des différents niveaux du sol sous forêt et sous *Pennisetum*.

Prof. (cm)	C_t mg g^{-1}	AF mg g^{-1}	AH mg g^{-1}	Humine mg g^{-1}	Bilan	$C_{ext.}$ %	AF %	AH %	Humine %	AF/AH
Sol sous forêt										
0-3	63,4	17,9	10,5	39,0	105,5	42,2	26,7	15,5	57,9	1,7
3-10	51,1	12,7	7,0	28,7	94,5	40,7	26,2	14,5	59,3	1,8
10-20	26,8	9,5	1,9	16,9	105,6	40,3	33,6	6,7	59,7	5,0
30-40	12,5	4,1	0,4	9,5	112,0	32,2	29,3	2,9	67,9	9,3
65-75	8,5	2,4	0,2	6,7	109,5	28,0	25,8	2,2	72,0	11,0
Sol sous *Pennisetum*										
0-4	58,0	12,8	9,4	40,3	107,8	35,5	20,5	15,0	64,5	1,4
4-10	48,7	13,4	5,7	30,3	101,4	38,6	27,1	11,5	61,3	2,4
10-20	32,7	10,6	3,9	19,6	104,3	42,5	31,1	11,4	57,5	2,8
30-40	16,8	5,0	0,7	11,4	101,8	33,3	29,2	4,1	66,7	7,0
80-90	8,0	3,4	0,3	6,8	131,3	35,3	32,4	2,9	64,8	13,0

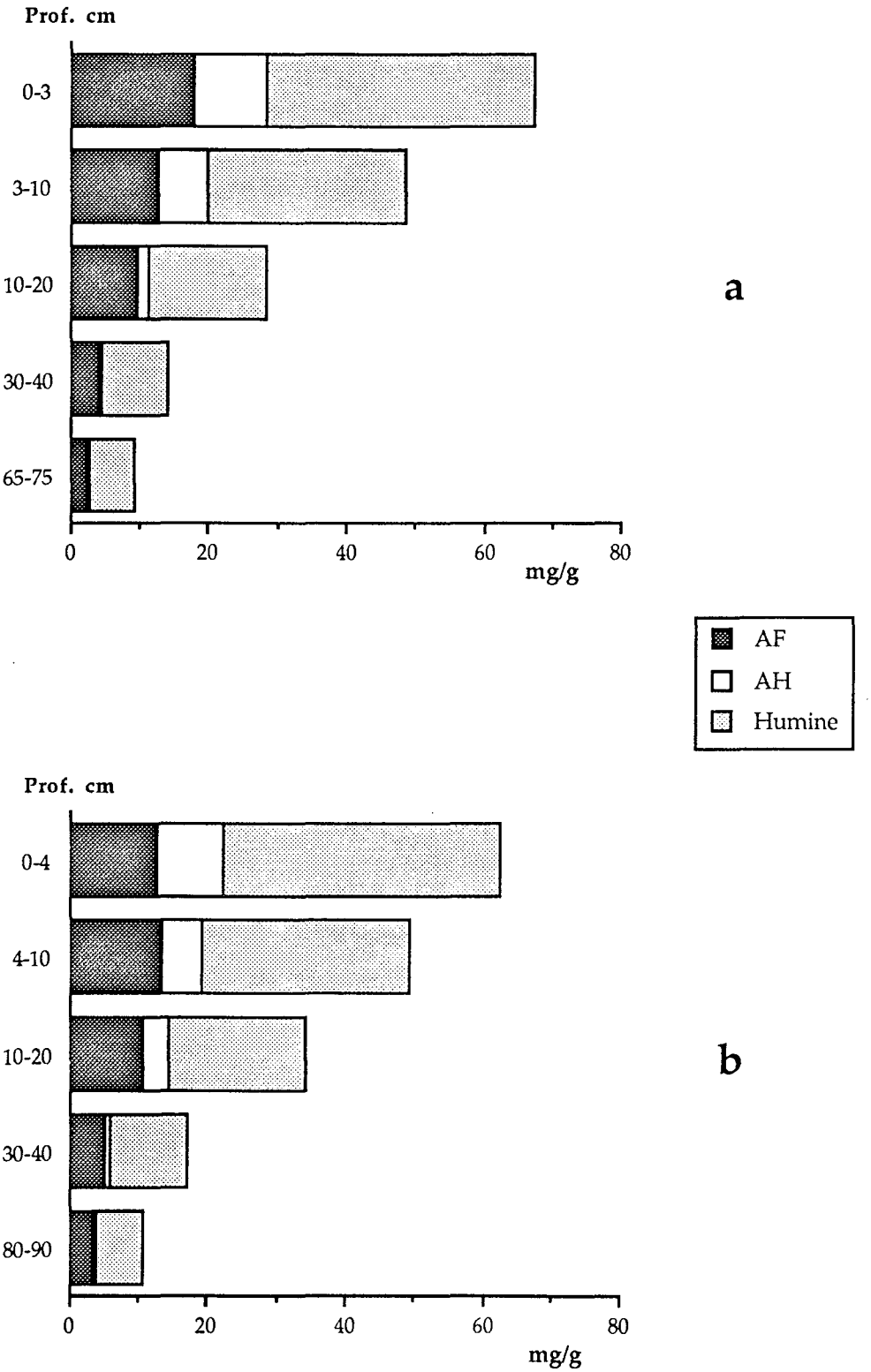


Figure 20.- Répartition du carbone extractible et de l'humine de la fraction 0,2-5 µm du sol sous forêt (a) et du sol sous *Pennisetum* (b).

b. - Sol sous *Pennisetum*

Les résultats (Tableau XI et Figure 20) sont voisins de ceux du sol sous forêt, qu'il s'agisse des teneurs absolues, des taux d'extraction ou du rapport AF/AH et de leurs variations avec la profondeur. On peut cependant noter que le taux d'extraction de l'horizon A11 parait plus faible sous Pennisetum que sous forêt, et qu'il varie peu avec la profondeur.

2. - Discussion

Les résultats du fractionnement chimique des matières organiques mettent en évidence une évolution de la composition des composés humiques avec la profondeur. On note tout d'abord le faible taux d'extraction qui, sous forêt, a tendance à décroître avec la profondeur. Sous les deux végétations, le taux d'extraction des acides humiques diminue fortement, alors que celui des acides fulviques est constant sous forêt et tend même à augmenter en profondeur sous *Pennisetum*. Ces résultats indiquent l'existence de migrations verticales d'acides fulviques. Une dépolymérisation des molécules les plus condensées de type acide humique peut être également envisagée (TURENNE, 1975 ; DABIN, 1980-1981). Si tel est le cas, ce phénomène serait donc légèrement plus accentué dans le sol déforesté et cultivé en *Pennisetum*. Cette possibilité a déjà été évoquée en Amazonie orientale, et sous culture annuelle, par MARTINS (1987) et MARTINS *et al.* (1991). Toutefois, quelle que soit la profondeur considérée, la plus grande part de la matière organique n'est pas extractible à la soude 0,1 N et se concentre dans l'humine. Cette humine représente en effet de 57 à 72 % du carbone total sous forêt et de 57 à 67 % sous *Pennisetum*. Les matières organiques associées à la fraction 0,2-5 µm sont donc très fortement liées aux constituants minéraux.

Une telle répartition des composés humiques est fréquemment observée dans l'humus des sols ferrallitiques normalement drainés (DE BOISSEZON, 1973 ; DABIN, 1980/1981). En Amazonie brésilienne notamment, ce type d'humus riche en humine et en acides fulviques, associé d'une part à un horizon A_1 peu épais et d'autre part à une décroissance rapide du taux de carbone dans les horizons A_3 et B, a été décrit (VOLKOFF et CERRI, 1981 ; VOLKOFF *et al.*, 1982) mais on peut le rencontrer aussi dans d'autres régions du Brésil à climat moins chaud et moins humide (VOLKOFF et CERRI, 1988).

III.- DISCUSSION

La comparaison quantitative et qualitative de la matière organique de trois sols développés respectivement sous une végétation forestière naturelle, sous une culture mixte de cacaoyer et d'hévéa et sous une pâture "d'herbe à éléphant" (*Pennisetum purpureum*) montre que les dix ans de culture ou de pâturage n'ont pas provoqué de changement notable des teneurs et quantités de carbone

et d'azote. Sous plantation de cacao et d'hévéa, la végétation forestière a été remplacée peu après la déforestation par une végétation arborescente qui protège le sol de l'action directe de la pluie et du soleil. La très grande majorité de la biomasse aérienne produite est restituée au sol sous forme de litière foliaire puisque seuls les fruits du cacao et le latex de l'hévéa sont utilisés. Bien que la quantité de litière recouvrant le sol soit légèrement moindre que sous forêt, elle constitue pour les horizons de surface un apport régulier de matière organique, auquel s'ajoute le système racinaire fortement développé en surface.

En Amazonie, les pâtures représentent un type de mise en culture qui, après quelques années, induit dans la majorité des cas une diminution du stock organique du sol (FEARNSIDE, 1980 ; FALESI et DA VEIGA, 1986). Certaines cultures bien conduites peuvent toutefois limiter ou empêcher cette diminution comme semblent le montrer les résultats obtenus en Amazonie par CHONE *et al.* (1991) où, sous une pâture de *Brachiaria humidicola* de 8 ans, les teneurs en carbone sont apparues plus élevées que sous forêt. La parcelle de *Pennisetum* représente un cas un peu particulier dans la mesure ou elle a cessé d'être exploitée en pâture depuis quelques années. On se trouve donc également en présence d'un agrosystème où toute la matière organique produite est incorporée au sol, sans exportation.

Il est possible dans les deux systèmes post-forestiers, que les teneurs en carbone aient dans un premier temps diminué, mais il n'existe pas de données concernant les premières années de mise en culture. En tous cas, dans ces sols aux textures grossières en surface, les quantités d'humus mesurées sous forêt peuvent être considérées comme moyennes à faibles par rapport au reste de l'Amazonie, et aucun indice net de changement de ces quantités n'est révélé dans les deux systèmes. Sur près de 80 T ha^{-1} accumulés dans le premier mètre de chaque sol, près de 30 T ha^{-1} le sont entre 50 et 100 cm. Par rapport à la matière organique de surface, constituée principalement de résidus végétaux grossiers, cette matière organique de profondeur est plus humifiée, et associée aux argiles et aux limons fins.

Les différences dans la répartition de ces différentes formes organiques entre le sol sous forêt et celui sous *Pennisetum* sont assez faibles. Elles concernent essentiellement les horizons de surface dans lesquels la quantité de débris figurés associés aux fractions grossières est plus élevée dans le sol sous *Pennisetum* que dans le sol sous forêt, ce qui peut être une conséquence de la mise en culture. Au contraire, il y a plus de carbone et d'azote associé aux fractions argileuses dans les horizons de surface du sol sous forêt. La matière organique associée aux fractions fines continuerait donc, dans une certaine mesure, à se minéraliser sans être remplacée totalement par les apports dûs au *Pennisetum*. On peut penser en outre qu'un léger ralentissement de l'humification a pu avoir lieu à la suite de l'augmentation de l'hydromorphie superficielle. Ce ralentissement entrainerait l'augmentation de la proportion des acides fulviques, que l'on peut considérer comme le principal indice de migration et de dépolymérisation des composés humiques par la suite de la mise en culture.

ABONDANCE NATURELLE DU CARBONE 13 ET DATATIONS AU CARBONE 14

I.- VEGETATION

Dans le tableau XII est reportée la composition isotopique en carbone de quelques espèces forestières non déterminées botaniquement et des cultures étudiées. Pour la forêt, les valeurs de $\delta^{13}C$, qu'il s'agisse des feuilles ou des branches, sont comprises entre - 31,2 ‰ et - 37,7 ‰. Pour une espèce donnée la valeur de $\delta^{13}C$ des feuilles est un peu plus négative que celle des branches. La valeur de $\delta^{13}C$ des racines prélevées dans l'horizon A_{11} (sans distinction d'espèces) est nettement moins négative (- 27,7 ‰) que celle des parties aériennes .

Tableau XII.- Valeurs de $\delta^{13}C$ dans la végétation.

Forêt		Hévéa et Cacaoyer		*Pennisetum*	
Végétation	$\delta^{13}C$ ‰	Végétation	$\delta^{3}C$ ‰	Végétation	$\delta^{13}C$ ‰
Feuille esp. A	- 31,2	Feuilles Cacaoyer	- 32,0	Feuilles	- 11,2
Feuille esp. B	- 35,0	Branches Cacaoyer	- 31,9	Racines	- 13,0
Feuille esp. C	- 37,7	Feuilles Hévéa	- 26,2		
Feuille esp. D	- 32,1	Branches Hévéa	- 27,6		
Branches esp.B	- 34,1	Racines	- 29,3		
Branches esp.C	- 36,0				
Branches esp. D	- 31,6				
Branches esp. E	- 31,4				
Racines	- 27,7				

Ces données concordent bien avec celles publiées dans la littérature : d'une manière générale les feuilles sont plus appauvries en carbone 13 que les autres organes des végétaux (DEINES, 1980). Ainsi VITORELLO *et al.* (1989) dans une forêt subtropicale du sud du Brésil ont observé une différence importante entre le $\delta^{13}C$ des feuilles (- 31,3 ‰) et celui des racines (- 25,5 ‰). Les racines des arbres de la forêt amazonienne vénézuélienne étudiée par VAN DER MERWE et MEDINA (1989) possèdent un rapport isotopique nettement moins négatif que les feuilles situées près du sol (respectivement - 31 et - 36 ‰). EHLERINGER *et al.* (1987), dans une forêt subtropicale de Chine ont également mesuré des valeurs de $\delta^{13}C$ des feuilles fréquemment inférieures à - 30 ‰. Ces auteurs mettent d'autre part en évidence des différences dans les rapports isotopiques des feuilles d'espèces en C3 selon leur habitat : les espèces vivant en milieu forestier fermé possèdent des valeurs de $\delta^{13}C$ plus négatives (souvent inférieures à - 30 ‰) que les espèces se développant en milieu ouvert. Deux hypothèses sont avancées par ces auteurs pour expliquer cette observation : le rapport isotopique du carbone de la source de CO_2 peut différer selon l'habitat à cause notamment du recyclage du CO_2 respiratoire. Dans les différents habitats, en raison des quantités différentes d'énergie lumineuse, les feuilles peuvent fonctionner avec des concentrations intercellulaires en CO_2 différentes, or ces variations ont une influence sur le rapport isotopique du carbone.

Il existe un gradient des rapports isotopiques en fonction de la hauteur pour les espèces forestières (VOGEL, 1978 ; MEDINA et MINCHIN, 1980), ce gradient étant plus prononcé en forêt dense tropicale : VAN DER MERWE et MEDINA (1989) ont mesuré une différence de 6 unités δ entre des feuilles situées près du sol (- 36‰) et celles prélevées dans la voûte forestière (- 30 ‰). La forêt de Capitão Poço, comme celle étudiée par VAN DE MERWE et MEDINA est une forêt dense tropicale et on peut penser qu'il existe également un gradient isotopique. Si tel est le cas, les résultats présentés dans le tableau XII, concernant des feuilles et des branches prélevées entre le sol et une hauteur de deux mètres ne sont sans doute pas représentatifs de l'ensemble du matériel végétal tombant sur le sol, qui doit être globalement moins appauvri.

Le cacao et l'hévéa sont deux espèces cultivées originaires de la forêt. Les valeurs du rapport isotopique des feuilles et des branches du cacao sont quasiment identiques (respectivement - 32 et - 31,9 ‰) et proches de celles des espèces de forêt. L'hévéa présente des valeurs nettement moins négatives, les branches étant légèrement plus appauvries (- 27,6‰) que les feuilles (- 26,2 ‰) à la différence des autres espèces analysées. Les racines prélevées dans l'horizon A_{11} sans distinction entre les deux espèce présentent une valeur de $\delta^{13}C$ de - 29,3 ‰. Le *Pennisetum* présente des valeurs de $\delta^{13}C$ typiques de plante en C4, comprises entre - 13 ‰ pour les racines et - 11,2 ‰ pour les feuilles.

II.- LITIERES

Dans le tableau XIII sont reportées les valeurs de $\delta^{13}C$ de différents constituants de la litière. Sous forêt, les feuilles sèches entières de la couche L possèdent une valeur de $\delta^{13}C$ encore très négative (- 30,5 ‰) mais déjà supérieure à celles des feuilles fraîches. Dans la couche F, les fragments grossiers (> 2 mm) de feuilles présentent des valeurs supérieures à celles des feuilles de la couche L et inférieures à celles des fragments plus fins (0,5-2 mm et < 0,5 mm). Sous cacaoyer et hévéa, la tendance est identique mais moins nette : chaque fraction présente une valeur de $\delta^{13}C$ supérieure de une à deux unités par rapport aux fractions respectives de la litière forestière.

Ces résultats mettent en évidence l'existence d'un léger fractionnement isotopique intervenant avant l'incorporation des résidus végétaux dans le sol, lors des premières étapes de la décomposition des litières. Ce phénomène a déjà été mentionné par CERRI (1986), MELLILO *et al.* (1989), VITORELLO *et al.* (1989). MELLILO *et al.* (1989) expliquent cette augmentation du $\delta^{13}C$ des constituants de la litière par la perte de composés hydrosolubles et de composés non polaires appauvris en ^{13}C.

Tableau XIII.- Valeurs de $\delta^{13}C$ dans les litières.

Forêt		Hévéa et Cacaoyer	
Litière	$\delta^{13}C$ ‰	Litière	$\delta^{13}C$ ‰
Couche L		Couche L	
Feuilles entières	- 30,5	Feuilles entières	- 28,6
Bois mort	- 26,5		
Couche F		Couche F	
f > 2000 µm	- 29,6	f > 2000 µm	- 28,9
500 < f < 2000 µm	- 28,9	500 < f < 2000 µm	- 28,0
f < 500 µm	- 29,0	f < 500µm	- 28,1

III.-SOLS

A.- Composition isotopique globale

1. - Abondance naturelle du carbone 13

La composition isotopique globale des trois sols est reportée dans le tableau XIV et à la figure 21. Sous forêt, l'horizon A_{11} possède une valeur de $\delta^{13}C$ de - 28,5 ‰, légèrement moins négative que celles des différents composants de la litière. On observe une augmentation régulière avec la profondeur, évolution plus marquée dans la partie supérieure du profil : elle est en effet de deux unités δ dans les 50 premiers centimètres alors qu'entre 0,5 et 2 mètres elle est d'environ une unité δ. Le $\delta^{13}C$ semble se stabiliser autour d'une valeur proche de - 25,5 ‰, soit une différence de trois unités avec l'horizon de surface.

Tableau XIV.- Valeurs de $\delta^{13}C$ dans les sols

Forêt		Hévéa et Cacaoyer		*Pennisetum*	
Hor.	$\delta^{3}C$ ‰	Hor.	$\delta^{13}C$ ‰	Hor.	$\delta^{13}C$ ‰
0-3	- 30,5	0-3	- 28,2	0-4	- 19,1
3-10	- 28,3	3-10	- 28,4	4-10	- 21,6
10-20	- 27,7	10-20	- 27,9	10-20	- 23,9
20-30	- 27,2	20-30	- 27,4	20-30	- 25,7
30-40	- 26,7	30-40	- 27,3	30-40	- 26,1
40-50	- 26,4	40-50	- 26,9	40-50	- 26,3
50-60	- 26,4	50-60	- 26,3	50-60	- 26,4
65-75	- 26,0	65-75	- 26,4	65-75	- 26,0
80-90	- 25,6	80-90	- 26,3	80-90	- 25,8
100-110	- 25,7	100-110	- 26,6	100-110	- 26,3
120-130	- 25,7	120-130	- 25,9		
150-160	- 25,3	150-160	- 26,2		
190-200	- 25,5	180-190	- 25,9		
		220-230	- 25,5		
		270-280	- 25,7		

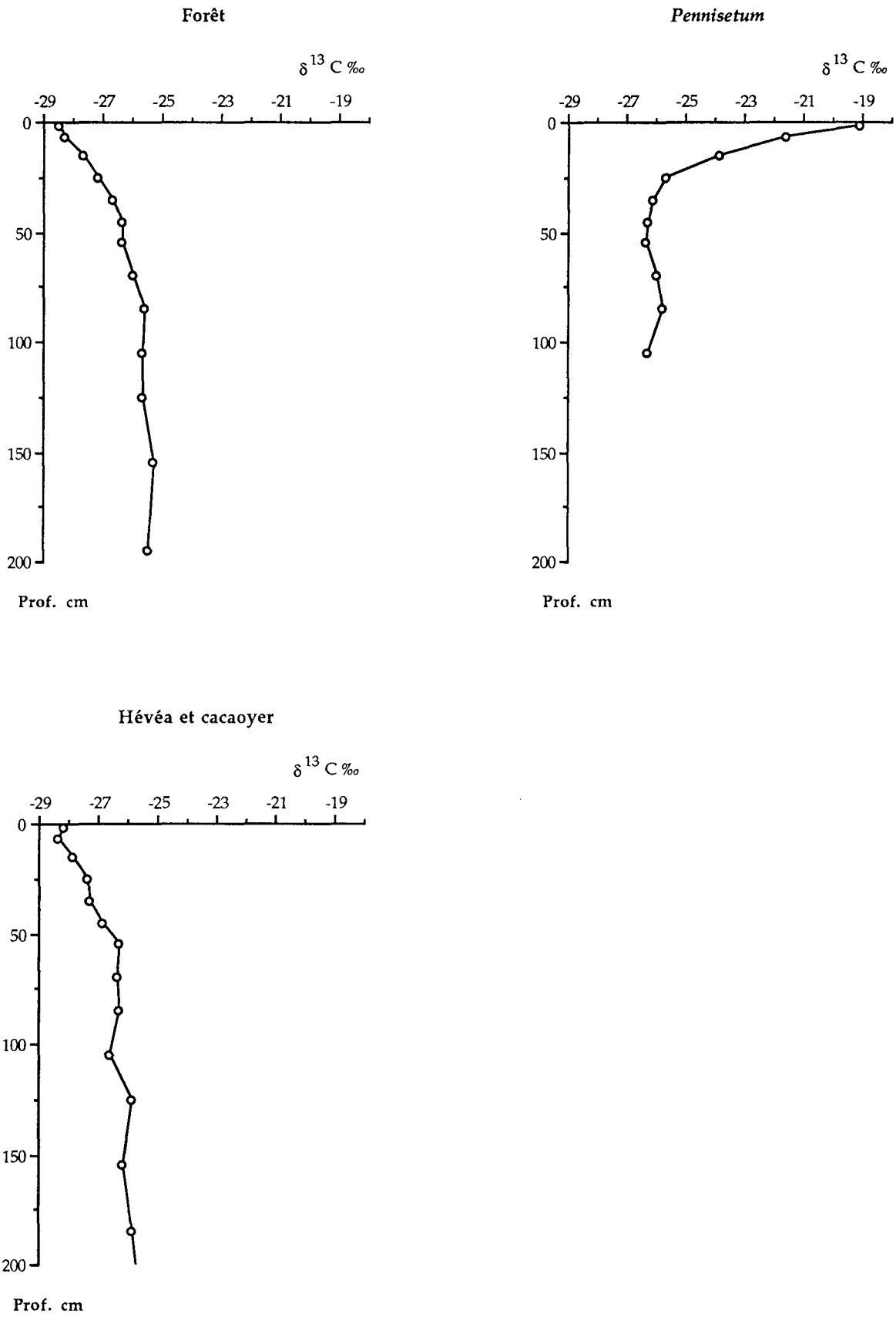


Figure 21.- Profils de $\delta^{13}C$ des sols sous forêt, *Pennisetum*, Hévéa et Cacaoyer.

Dans le sol sous hévéa et cacaoyer, la distribution de l'isotope ^{13}C avec la profondeur est très voisine de celle observée dans le sol sous forêt. Pour une profondeur donnée les valeurs sont presque toujours légèrement plus négatives, sauf en surface et entre 50 et 60 cm, mais la différence est toujours inférieure à une, voire 0,5 unité δ.

Dans le sol sous *Pennisetum* les valeurs de $\delta^{13}C$ des horizons de profondeur (à partir de 40 cm environ) sont très proches de celles des sols sous les deux autres végétations. Dans les 40 premiers centimètres du profil, par contre, on observe une différence qui s'accroît nettement à mesure que l'on remonte vers la surface. Dans l'horizon A_{11}, le $\delta^{13}C$ est légèrement supérieur à -20 ‰, soit une valeur intermédiaire entre celle de l'horizon A_{11} du sol sous forêt et celle de la graminée, ceci étant évidemment dû aux entrées dans le sol de matière organique issue de la graminée. La quantification de ces entrées sera discutée page 111.

2.- Mesure de l'activité du carbone 14

Les mesures globales d'activité ^{14}C ont été effectuées sur les horizons tamisés à 500 µm du sol sous forêt ; les valeurs de $\delta^{14}C$ mesurées sont indiquées dans le tableau XV. Le fractionnement isotopique du ^{14}C étant le double de celui du ^{13}C (CRAIG, 1954), nous avons corrigé l'activité mesurée en utilisant la formule :

$$\Delta^{14}C\ ‰ = \delta^{14}C - (2\delta^{13}C + 50) (\frac{1+ \delta^{14}C}{1000})$$

$\Delta^{14}C$ donne la valeur de l'activité d'un échantillon par rapport à l'activité du carbone moderne de référence, après les corrections d'effet isotopique. Sont mentionnés également dans le tableau XV les âges apparents ^{14}C et, pour les horizons de surface dont le $\delta^{14}C$ est positif, les âges corrigés de l'intervention du ^{14}C d'origine thermonucléaire. La figure 22 donne le profil des activités et des âges en fonction de la profondeur. Les valeurs de l'activité $\Delta^{14}C$ sont positives dans les 20 premiers centimères en raison du carbone d'origine thermonucléaire. La décroissance de l'activité est très rapide avec la profondeur et correspond à un profil des âges relativement linéaire, avec une pente d'environ 3400 ans par mètre. Dans les dix premiers centimètres l'âge moyen des matières organiques est de l'ordre de 72 ans. L'âge le plus ancien, obtenu pour l'échantillon prélevé dans l'horizon B_2 entre 150 et 160 cm, est de 5013 ans.

Tableau XV.- Activité $\delta^{14}C$, âge apparent et âge corrigé des différents horizons du sol sous forêt.

Hor.	Prof.	$\delta^{14}C$ ‰	$\Delta^{14}C$ ‰	Age apparent	Age corrigé
A11	0-3	+ 107 ± 7	+ 115 ± 7	présent	70 ± 5
A12	3-10	+ 105 ± 8	+ 112 ± 8	présent	72 ± 5
A3	10-20	+ 11 ± 8	+ 16 ± 8	présent	240 ± 30
B1	65-75	- 268 ± 8	- 267 ± 8	2576 ± 91	
B2	150-160	- 455 ± 11	- 455 ± 11	5013 ± 171	

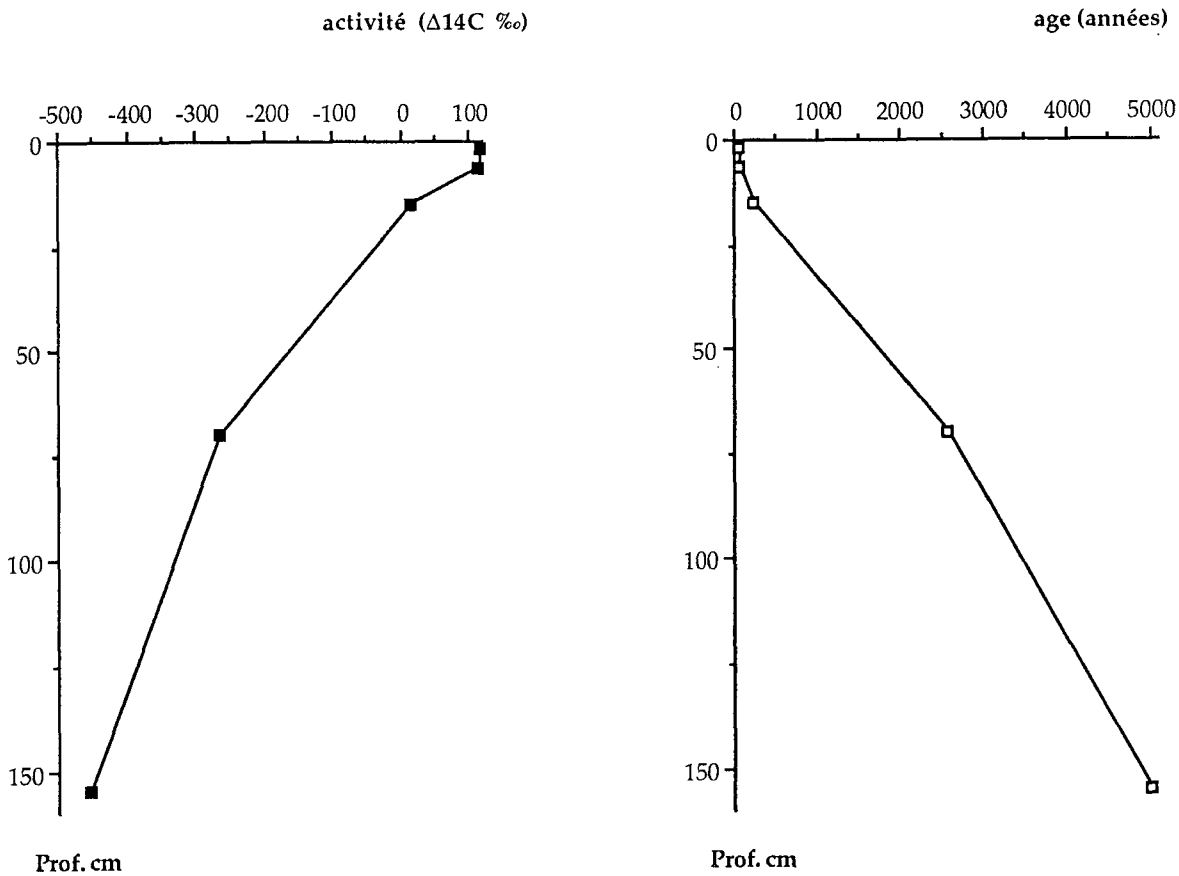


Figure 22.- Profils des activités et des âges corrigés du sol sous forêt.

B. Composition isotopique des fractions granulométriques

Comme nous l'avons signalé précédemment, le fractionnement granulométrique et l'extraction des composés humiques n'ont été réalisés que sur les sols sous forêt et sous *Pennisetum*. D'une part parce que les quantités de carbone et d'azote du sol sous hévéa et cacaoyer sont très voisines de celles du sol sous forêt et du sol sous *Pennisetum* et d'autre part parce que le cacaoyer et l'hévéa étant deux arbres possédant le même cycle photosynthétique que les arbres de la forêt, il était impossible d'utiliser l'analyse isotopique pour quantifier les matières organiques originaires respectivement de la forêt de la culture de cacaoyer et hévéa.

Pour chaque horizon étudié, deux fractionnements granulométriques ont été réalisés, et l'analyse isotopique a été effectuée pour chacune des fractions sur les deux échantillons isolés. les résultats complets figurent au tableau 10 de l'annexe 3. Les résultats obtenus sont dans l'ensemble satisfaisants puisque pour 75 % des fractions séparées la différence entre les valeurs de $\delta^{13}C$ des 2 échantillons est inférieure à 1 ‰. Il apparaît d'autre part que les différences sont plus faibles pour les fractions des horizons superficiels : pour les horizons compris entre 0 et 20 cm, 90 % des différences sont inférieures à 1 ‰ et aucune n'excède 1,2 ‰. Pour les niveaux inférieurs, seulement 56 % des différences sont inférieures à 1 ‰ et 20 ‰ sont supérieures à 1,5 ‰.

1. - Sol sous forêt

Les valeurs des différentes fractions du sol de forêt sont reportées sur la figure 23. Deux tendances principales se dégagent de ces résultats : pour une fraction donnée on observe un enrichissement en isotope lourd ^{13}C avec la profondeur ; pour une profondeur donnée on observe un enrichissement en isotope lourd ^{13}C des fractions grossières vers les fractions fines.

L'enrichissement avec la profondeur est net pour toutes les fractions, son amplitude étant cependant un peu moindre pour les fractions grossières que pour les fractions fines. Dans les 20 premiers centimètres les valeurs de $\delta^{13}C$ des fractions 200-2000 µm, 50-200 µm et 5-50 µm sont comprises entre - 28 et - 29 ‰, soit très voisines de celles des constituants de la litière. Entre 30 et 40 cm, la fraction 200-2000 µm possède encore une valeur de $\delta^{13}C$ proche de celle des constituants de la litière ; plus en profondeur, le $\delta^{13}C$ augmente assez nettement et atteint des valeurs proches de - 25 ‰. Les fractions 50-200 µm et 5-50 µm présentent une évolution très semblable. La fraction 2-5 µm présente en surface des valeurs de $\delta^{13}C$ également assez proches de celles des constituants de la litière, quoique légèrement supérieures, avant d'augmenter avec la profondeur, dès la partie supérieure de l'horizon A_3 (niveau 10-20 cm). L'amplitude de la variation des valeurs de $\delta^{13}C$ avec la profondeur est de 5 unités δ pour les fractions 5-50 µm et 2-5 µm, soit légèrement supérieure à celle des fractions 50-200 µm et 200-2000 µm (4 unités). Dès la surface, les fractions de la taille des argiles

(0,2-2 µm et 0-0,2 µm) présentent des valeurs de $\delta^{13}C$ nettement moins négatives (- 26,5 ‰) que celles des fractions plus grossières. La variation avec la profondeur du $\delta^{13}C$ de la fraction 0,2-2 µm est régulière et d'une amplitude voisine de celle de la fraction 2-5 µm (5 unités). La fraction 0-0,2 µm présente par contre une augmentation très marquée du $\delta^{13}C$ avec la profondeur, pour atteindre une amplitude voisine de 10 unités δ.

2. - Sol sous Pennisetum

Les 10 années de culture de *Pennisetum* ont provoqué d'importants changements de la composition isotopique des différentes fractions granulométriques du sol (Figure 23). Ces changements sont très nets en surface, décroissent rapidement avec la profondeur et n'affectent pas les différentes fractions avec la même amplitude. D'une manière générale ce sont les fractions grossières qui ont subi les plus grandes variations de composition isotopique.

Dans l'horizon de surface toutes les fractions présentent des valeurs de $\delta^{13}C$ comprises entre - 18 ‰ (fraction 200-2000 µm) et - 21,5 ‰ (fraction 2-5 µm), très différentes de celles du sol sous forêt : l'écart est compris entre 8 et 11 unités δ pour les fractions supérieures à 5 µm et entre 5 et 7 unités δ pour les fractions inférieures à 5 µm.

Entre 4 et 10 cm, les valeurs de $\delta^{13}C$ sont comprises entre - 21,2 ‰ (fraction 200-2000 µm) et - 23 ‰ (fraction 2-5 µm). Les différences entre les valeurs de $\delta^{13}C$ des deux sols sont encore très nettes pour toutes les fractions, quoique d'une amplitude plus réduite : entre 6 et 7,5 unités δ pour les fractions supérieures à 5 µm et entre 4 et 5 unités δ pour les fractions fines inférieures à 5 µm.

Entre 10 cm et 20 cm les valeurs de $\delta^{13}C$ varient de - 21,6 ‰ pour la fraction 200-2000 µm à - 25 ‰ pour la fraction 0-0,2 µm. Les différences entre les valeurs de $\delta^{13}C$ des deux sols sont nettement plus marquées pour les fractions grossières que pour les fractions fines : ces différences sont comprises entre 4,5 et 5,5 unités δ pour les fractions supérieures à 5 µm et inférieures à 2,5 unités δ pour les fractions inférieures à 5 µm.

Entre 30 et 40 cm seules les fractions 200-2000 µm et 50-200 µm possèdent des valeurs de $\delta^{13}C$ nettement supérieures à celles du sol sous forêt, - 22,5 et - 24,6 ‰ contre -27,6 et -27,0 ‰ respectivement, soit une différence de 5,1 et 2,4 unités δ. Les fractions inférieures à 50 µm présentent des valeurs comprises entre - 24,9 et - 26,8 ‰, très voisines de celles du sol sous forêt.

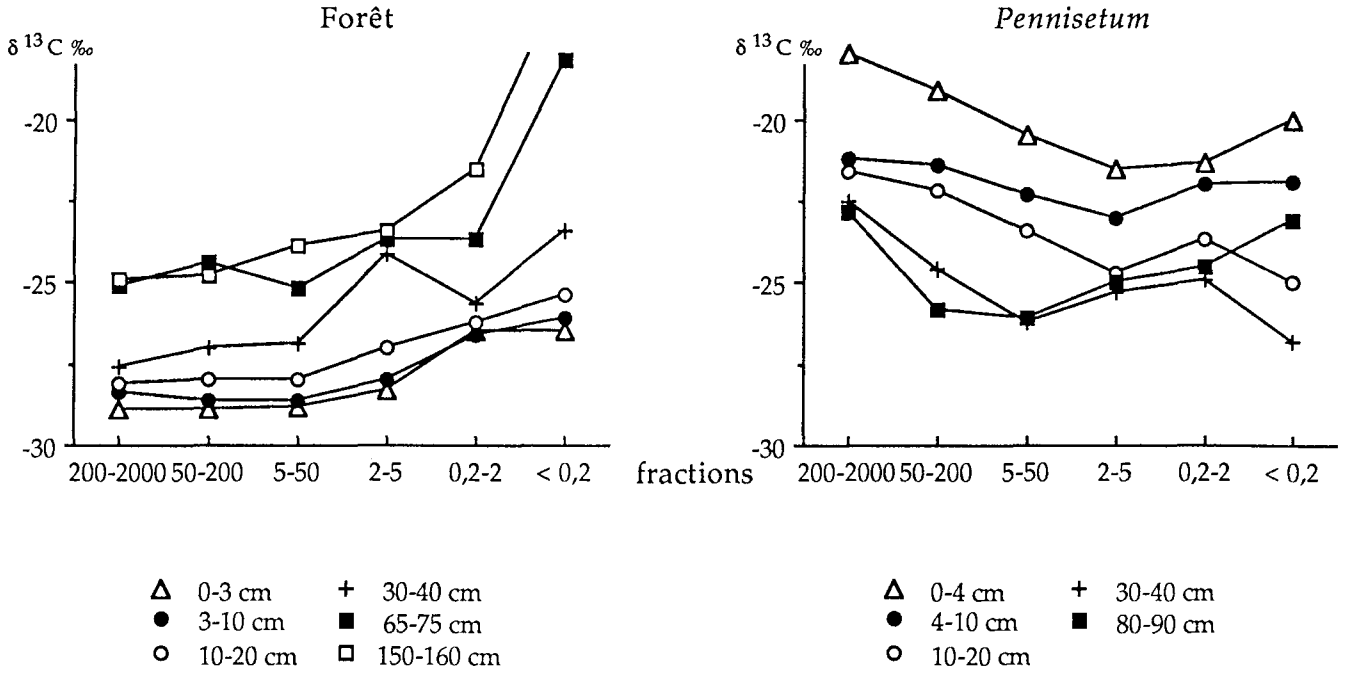


Figure 23.- Valeurs de $\delta^{13}C$ des fractions granulométriques du sol sous forêt et du sol sous *Pennisetum*.

Plus en profondeur, mise à part la fraction 200-2000 µm ($\delta^{13}C$ = - 22, 8 ‰) , les différentes fractions du sol sous *Pennisetum* présentent des valeurs de $\delta^{13}C$ légèrement plus négatives que celles du sol sous forêt, comprises entre - 23,1 et - 26,1 ‰.

C. - Composition isotopique des composés humiques de la fraction 2-5 µm

Comme pour le fractionnement granulométrique, la séparation des composés humiques a été réalisée deux fois. L'analyse isotopique a été faite sur les deux échantillons des fractions obtenues (sauf pour le niveau 30-40 cm, ou en raison des faibles quantités d'acides humiques et fulviques obtenues, nous avons regroupé les échantillons pour effectuer une seule mesure). Les résultats des deux mesures figurent en annexe : pour 75 % des fractions les différences entre les valeurs de $\delta^{13}C$ des deux échantillons sont inférieures à 1 ‰ et aucune n'excède 1,9 ‰.

1. Sol sous forêt

Sur les fractions on observe une augmentation plus ou moins marquée du $\delta^{13}C$ avec la profondeur (Figure 24). Cette augmentation est forte pour l'humine, et dépasse quatre unités δ entre la surface et 40 cm. Pour les acides humiques, une augmentation de plus faible amplitude, de 2,2 unités δ, est observée entre la surface et 20 cm, suivie d'une légère diminution. Les valeurs de $\delta^{13}C$ des

acides fulviques augmentent faiblement, de moins d'une unité δ entre la surface et 40 cm. En surface, les différences entre les compartiments humiques sont faibles, l'humine étant appauvrie d'une unité environ par rapport aux acides fulviques et humiques, lesquels présentent des valeurs presque identiques. Mis à part cet horizon le plus superficiel, les acides humiques sont toujours un peu plus enrichis en isotope lourd que les acides fulviques. En profondeur, contrairement à la surface, l'humine est le constituant le plus enrichi en isotope lourd.

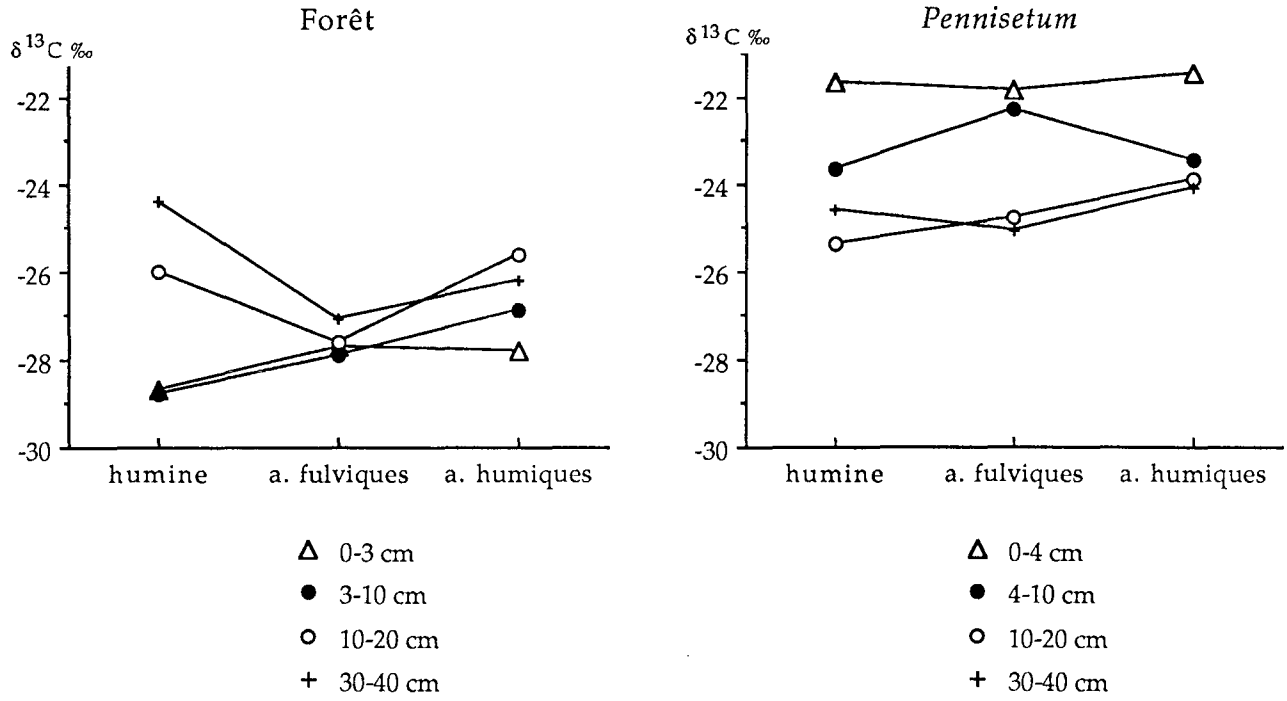


Figure 24.- Valeurs de $\delta^{13}C$ des composés humiques de la fraction 0,2-5 µm.

2. Sol sous pâturage

En surface, les valeurs de $\delta^{13}C$ des différents composés sont toutes supérieures à - 22 ‰ et très proches les unes des autres (Figure 24). L'écart entre ces valeurs et celles des fractions équivalentes du sol sous forêt est élevé, compris entre 5,8 et 7,0 unités δ. Pour tous ces composés on observe une diminution des valeurs de $\delta^{13}C$ avec la profondeur, légèrement plus marquée pour l'humine (3,7 unités δ) que pour les acides fulviques (3,2 unités δ) et les acides humiques (2,6 unités δ). Entre 30 et 40 cm, le $\delta^{13}C$ de l'humine sous pâturage est pratiquement égal ou très légèrement inférieur à celui de l'humine sous forêt, alors que le $\delta^{13}C$ des acides humiques et acides fulviques de ce même niveau sous pâturage est supérieur d'environ deux unités à celui des fractions homologues issues de la forêt.

D.-Aspects dynamiques de l'humification

1. - Variations de la composition isotopique des horizons, des fractions granulométriques, et des composés humiques du sol sous forêt

L'augmentation régulière des valeurs de $\delta^{13}C$ avec la profondeur dans des sols aérés recouverts par une végétation naturelle à cycle photosynthétique en C3 est un phénomène fréquemment observé comme il a été exposé dans la première partie (page18). L'exemple des sols de Capitão Poço ne diffère pas à cet égard des autres sols présentés dans cette partie. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cet enrichissement en isotope lourd de la matière organique de ces sols avec la profondeur :

1- des changements au cours du temps de la composition isotopique des entrées de matière organique.

Nous avons vu dans la première partie que certains sols actuellement sous forêt présentent en profondeur des augmentations brutales des valeurs de $\delta^{13}C$ qui semblent témoigner de la présence passée de végétations de cycle photosynthétique en C4. Ici les variations sont régulières et de faible amplitude. Il parait peu probable qu'il y ait eu succession de végétations dans ces conditions. Une même végétation forestière a pu aussi voir sa composition isotopique changer au cours du temps (MARTIN *et al.*, 1990). On a en effet enregistré une augmentation de la concentration en CO_2 de l'atmosphère et un abaissement concomitant du $\delta^{13}C$ de ce CO_2 de 1 à 2 ‰ dans les cernes annuels de troncs d'arbres (FREYER, 1979) et dans les glaces polaires (FRIEDLI *et al.*, 1984) au cours du dernier siècle. D'autre part les mesures d'abondance naturelle ^{14}C ont mis en évidence l'âge apparent élevé des matières organiques des horizons B dans lesquels on observe justement un enrichissement isotopique de trois unités. Les variations de la composition isotopique du CO_2 de l'atmosphère dans un passé récent ne peuvent donc suffire à expliquer les variations observées dans le sol.

2- une illuviation de composés enrichis en ^{13}C en profondeur.

Cette hypothèse, avancée par BECKER-HEIDMAN et SCHARPENSEEL (1986) notamment, pour des sols de type sols lessivés de climat tempéré dans lesquels l'illuviation de matière organique intervient avec une grande intensité, ne semble pas pouvoir expliquer les variations observées ici. En effet les acides fulviques, qui peuvent être l'objet de migrations verticales ne se différencient pas, par leur composition isotopique, des autres composés humiques.

3- une discrimination globale contre l'isotope lourd ^{13}C au cours de la décomposition de la matière organique et

4- une préservation différentielle de certains composés organiques riches en ^{13}C au cours de l'humification

Le CO_2 ou le CH_4 libérés par les processus microbiens peuvent être appauvris en ^{13}C à la suite d'un fractionnement isotopique. Les composés microbiens deviennent plus riches en ^{13}C que le substrat initial (ROSENFELD et SILVERMAN, 1959 ; SMEJKAL *et al.*, 1971 ; SCHLESER et POLHING, 1980). Les composés biochimiques des plantes ne sont pas non plus isotopiquement identiques : la lignine et les lipides sont appauvris en ^{13}C par rapport au carbone total de la plante (GALIMOV, 1980 ; DEINES, 1980 ; BENNER *et al.*, 1987). Inversement, le matériel protéique est plus riche en ^{13}C que les autres composés (BROWN *et al.*, 1972 ; WINKLER *et al.*, 1978). Un enrichissement isotopique peut donc être lié à une dégradation différentielle des composés biochimiques ou des groupes fonctionnels (MARTIN *et al.*, 1990). L'accumulation de matériel protéique dans les fractions argilo-humiques au cours de l'humification (ANDREUX *et al.*, 1980 ; JOCTEUR-MONROZIER *et al.*, 1983) va à l'appui de cette hypothèse, tout comme l'augmentation du $\delta^{13}C$ lorsqu'on passe des fractions grossières aux fractions fines, autrement dit des débris figurés aux composés les plus humifiés. Dans les sols bien aérés, acides, et où la décomposition de la litière est rapide, la lignine se décompose à une vitesse égale, voire supérieure à celle de la cellulose, contrairement à ce qui se passe dans certains sols saturés en eau (DUCHAUFOUR, 1977 ; BENNER *et al.*, 1987). On peut donc penser, comme le suggèrent MELLILO *et al.* (1989), que l'augmentation du $\delta^{13}C$ avec la décomposition est due à la disparition préférentielle de composés appauvris en ^{13}C comme la lignine.

En ce qui concerne la composition isotopique des composés humiques, il existe peu de références dans la littérature et les résultats publiés concernent des sols situés sous des végétations à cycle photosynthétique C3. NISSENBAUM et SCHALLINGER (1974) ont constaté un appauvrissement relatif d'environ 0,9 unités δ des acides humiques par rapport aux acides fulviques dans les horizons de surface de plusieurs types de sols d'Israël. DZUREC *et al.* (1985) observent dans un aridisol la même tendance plus accentuée, la différence entre acides fulviques et humiques pouvant atteindre 3 unités δ, l'humine possédant des valeurs intermédiaires. En Nouvelle-Zélande, GOH *et al.* (1976) obtiennent également des $\delta^{13}C$ des acides fulviques supérieurs à ceux des acides humiques, mais les humines sont en général plus appauvries que les acides humiques. Dans d'autres sols de Nouvelle-Zélande, GOH *et al.* (1977) ont observé une assez grande variabilité dans les valeurs de $\delta^{13}C$ des composés humiques. Dans plusieurs de ces sols, les acides fulviques présentent les valeurs les plus négatives, l'appauvrissement par rapport aux acides humiques et à l'humine pouvant être de deux unités δ. Ces classements observés en surface se confirment dans certains cas pour les horizons minéraux ; dans d'autres cas, ils se modifient sans que des tendances nettes se dégagent.

Les résultats du présent travail, ainsi que ceux publiés dans la littérature, montrent que les composés séparés par extraction alcaline ont des compositions isotopiques souvent voisines et relativement difficiles à ordonner, contrairement à ce que l'on a pu observer pour les fractions granulométriques.

2. - Estimation des entrées et des pertes de carbone dans le sol sous Pennisetum

a. Principe

La matière organique du sol cultivé depuis 10 ans en *Pennisetum* a une origine mixte, et son rapport isotopique dépend donc des proportions relatives des matières organiques issues des deux sources, forestière et graminéenne. Le $\delta^{13}C$ du sol ou d'une de ses fractions s'exprime donc en fonction du carbone des deux sources de la manière suivante:

$$\delta = \delta_1 (x/100) + \delta_0 (1-x/100)$$

x étant la proportion de carbone provenant du *Pennisetum*,
δ_1 le $\delta^{13}C$ de la matière organique issue du *Pennisetum*,
δ_0 le $\delta^{13}C$ de la matière organique restant de la forêt.

On en déduit le pourcentage x de carbone provenant de la culture de *Pennisetum* :

$$x = 100 . \frac{(\delta - \delta_0)}{(\delta_1 - \delta_0)}$$

La valeur δ est mesurée directement, selon les cas, sur l'horizon global ou les fractions du sol cultivé. La valeur δ_0 est mesurée sur l'horizon ou la fraction correspondants du sol de référence sous forêt. Il s'agit d'une approximation, puisque la composition isotopique de la matière organique issue de la forêt et restant dans le sol cultivé après les 10 ans de culture peut avoir subie de légères modifications, certaines fractions ayant pu disparaître préférentiellement. MARTIN *et al.* (1990) estiment que l'erreur possible sur δ_0 peut être d'environ 1 ‰. Le choix de la valeur δ_1 est plus problématique. En effet la valeur réelle de δ_1 serait celle de l'horizon (ou la fraction) d'un sol identique et recouvert de la végétation en C4 depuis un temps suffisant pour que toute la matière organique du sol soit issue de cette végétation en C4. En l'absence d'une telle référence on utilise la moyenne des valeurs mesurées sur les racines et les feuilles de la plante en C4 (CERRI, 1986 ; BALESDENT *et al.*, 1987). Cependant puisqu'un léger enrichissement isotopique intervient lors des premières étapes de l'humification, il peut paraître plus logique de choisir une valeur légèrement plus positive. Ainsi, BALESDENT *et al.* (1988) utilisent une valeur δ_1 supérieure de 0,6 ‰ à celle mesurée sur le matériel végétal. Une fois cette valeur δ_1 choisie pour l'horizon de surface, on peut

l'utiliser pour les horizons sous-jacents. Cependant il peut paraître plus logique d'utiliser une différence δ_1-δ_0 constante, si l'on estime que l'humification affecte de la même manière la composition isotopique de la matière organique issue des deux sources végétales.

Dans les tableaux XVI etXVIII sont reportées les proportions x de carbone provenant de la graminée, calculées en utilisant deux valeurs de δ_1 et en considérant l'écart δ_1- δ_0 soit constant, soit variant avec la profondeur, pour les horizons non fractionnés et les fractions granulométriques. La première valeur de δ_1 est celle obtenue en faisant la moyenne des valeurs mesurées sur les racines et les feuilles. La seconde valeur est déduite en considérant un enrichissement isotopique de 1 ‰. Il apparaît que l'utilisation de ces différentes valeurs n'entraîne pas de variations très importantes sur les valeurs de x. En ce qui concerne les horizons non fractionnés, la différence la plus importante, observée en surface, n'est que de 3 %. Les différences sont parfois un peu plus élevées pour les fractions des horizons en raison des différences de valeurs de $\delta^{13}C$ existant tant entre ces fractions que par rapport à l'horizon non fractionné. Elles ne sont cependant jamais supérieures à 8 % .

Tableau XVI.- Proportions de carbone issu de la graminée dans les différents horizons (en % du carbone total de l'horizon)

Prof. (cm)	1	2	3	4
0-4	57	57	54	54
4-10	41	41	39	39
10-20	24	23	23	22
20-30	10	9	9	9
30-40	4	4	4	3

1 : δ_1 = - 12,1 ; (δ_1 - δ_0) varie avec la profondeur, avec le δ_0 de l'horizon.
2 : δ_1 = - 12,1 ; (δ_1 - δ_0) est constant quelle que soit la profondeur, avec le δ_0 de l'horizon de surface .
3 : δ1 = - 11,1 ; (δ_1 - δ_0) varie avec la profondeur, avec le δ_0 de l'horizon.
4 : δ1 = - 11,1 ; (δ_1 - δ_0) est constant quelle que soit la profondeur, avec le δ_0 de l'horizon de surface .

b. Les horizons non fractionnés

Cp étant la quantité de carbone présent dans le sol sous *Pennisetum* et Cf la quantité de carbone du sol de référence sous forêt, on peut calculer la quantité de carbone issu de la

forêt encore présent dans le sol sous *Pennisetum* (CdF), la quantité de carbone issu du *Pennisetum* (CdP), et la quantité de carbone provenant de la forêt perdue depuis dix ans (CdF perdu) :

$$CdF\ perdu = 100 - [(1-x)(Cp/C_f)]$$

Après dix années de culture de la graminée, la présence de carbone provenant de la graminée se manifeste jusqu'à 40 cm environ (Tableaux XVI et XVII, Figure 25). Ces entrées sont surtout importantes dans les vingt premiers centimètres, où elles constituent entre 37 et 39 % du carbone total, soit entre 11 et 11,6 T ha^{-1}. Dans les 10 premiers centimètres la proportion est plus élevée, comprise entre 46 et 49 % soit entre 8,4 et 8,9 T ha^{-1}. Dans les quatre centimètres superficiels plus de la moitié du carbone (entre 54 et 57 %) est issue de la graminée.

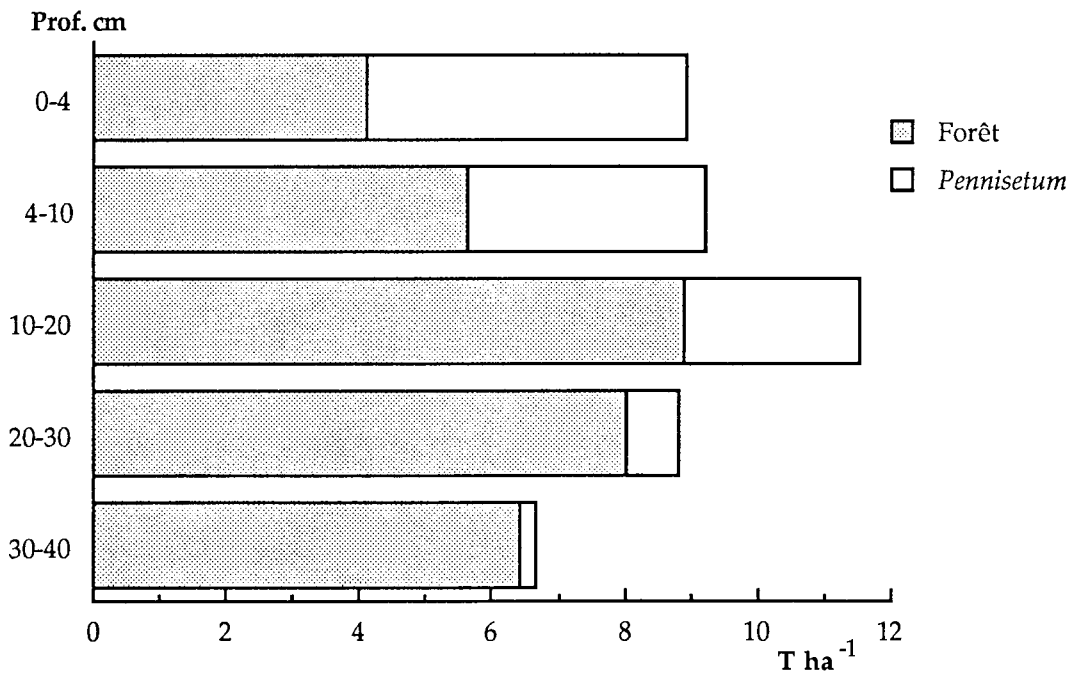


Figure 25.- Quantités de carbone issu de la forêt et du *Pennisetum* sur les horizons non fractionnés.

Sur l'ensemble de la couche 0-20 cm la perte de carbone issu de la végétation forestière est comprise entre 40 % et 43 %, soit entre 12,7 et 13,4 T ha^{-1} (Tableau XVII). Cette disparition de la matière organique issue de la végétation en C3 se manifeste surtout près de la surface. Dans les dix centimètres supérieurs la proportion du carbone issu de la forêt et disparu est comprise entre 49 et 52 % soit entre 9,5 et 9,9 T ha^{-1}, contre respectivement 26 et 28 % et 3,2 et 3,5 T ha^{-1} dans la couche 10-20 cm. Ceci peut s'expliquer soit par des conditions pédoclimatiques plus favorables à la minéralisation en surface qu'en profondeur (MARTIN *et al.*, 1990) soit par des humus différents, celui de la couche 10-20 cm étant plus riche en matière organique humifiée, moins aisément minéralisable, que celui de la couche 0-10 cm.

Tableau XVII.- Estimation des quantités de carbone originaire de la forêt perdues (CdF perdu), des quantités de carbone de la forêt encore présentes (CdF) et des quantités de carbone issu de la graminée incorporées (CdP).

Prof. (cm)	Ct initial (T ha^{-1})	Ct actuel (T ha^{-1})	CdP (%)	CdP (T ha^{-1})	CdF (%)	CdF (T ha^{-1})	CdF perdu (%)	CdF perdu (T ha^{-1})
0-10	19,2	18,2	49 *	8,9 *	51	9,3	52	9,9
			46 **	8,4 **	54	9,7	49	9,5
10-20	12,2	11,5	24	2,8	76	8,8	28	3,5
			22	2,5	78	9,0	26	3,2
0-20	31,4	29,7	39	11,6	61	18,1	43	13,4
			37	11,0	63	18,7	40	12,7

* correspond aux proportions et quantités de carbone calculées avec l'estimation maximum du tableau XVI
** correspond aux proportions et quantités de carbone calculées avec l'estimation minimum du tableau XVI

On ne dispose encore que de peu de données susceptibles d'être comparées à celles-ci : dans une autre région d'Amazonie, près de Manaus, huit ans après l'installation d'un pâturage (*Brachiaria humidicola*) sur un oxisol antérieurement sous végétation forestière, dans les dix premiers cm et dans la couche 0-20 cm, respectivement 56 % et 48 % (46 T ha^{-1}) du carbone provenait de la graminée (CHONE *et al.*, 1991) contre 48 et 38 % ici. Dans le même temps 44 % (40 T ha^{-1}) du carbone issu de la végétation forestière ont disparu dans les vingt centimètres superficiels. Bien qu'il s'agisse de sols plus riches en matière organique que ceux étudiés ici, on peut observer une grande similarité dans les proportions trouvées.

Par contre dans le sud-est du Brésil, sous un climat subtropical, sous une culture de canne à sucre de 12 ans succédant à une végétation forestière, 19 % (8,6 T ha^{-1}) seulement du carbone de la couche 0-20 cm d'un oxisol provient de la culture C4, tandis que 50 % (36 T ha^{-1}) du carbone présent dans le sol lors du défrichement et de l'installation de la culture ont disparu pendant ces douze ans (CERRI *et al.*, 1985 ; CERRI et ANDREUX, 1990). En Côte d'Ivoire sous un climat tropical, MARTIN *et al.* (1990), dans le cas du passage d'une savane en C4 à une forêt en C3, ont estimé qu'après 16 ans, dans la couche 0-25 cm d'un ferralsol, 44 % (12,5 T ha^{-1}) du carbone dont 55 à 70 % dans les dix premiers cm, proviennent de la nouvelle végétation forestière. Dans le même temps, 48 % (14,5 T ha^{-1}) du carbone initial de la savane a été minéralisé dans les 25 cm supérieurs du profil dont 59 %, soit 8 T ha^{-1} dans les dix premiers cm . Enfin sous climat tempéré, BALESDENT *et al.* (1987) ont montré qu'après 13 ans de culture de maïs, dans les 30 cm supérieurs d'un sol alluvial du sud de la France, 22 % du carbone provient de la culture alors que 30 % seulement du carbone issu de la prairie

antérieure à la culture a disparu. Egalement sous climat tempéré, aux Etats-Unis, dans un ochraqualf après 27 ans de mise en culture (blé, trèfle, phléole, fertilisés ou non), la proportion de carbone provenant de la culture dans les 10 cm supérieurs oscille entre 27 et 50 % (BALESDENT *et al.*, 1988).

La comparaison de ces résultats est assez difficile, s'agissant de types de sols différants par leurs caractéristiques physiques et chimiques, les quantités de matière organique présentes dans le sol avant la mise en culture ou la reforestation , en raison également du nombre d'années passées depuis le changement de végétation qui varie selon les cas. Il semble cependant que sous climat tropical et subtropical, sur une période allant de 8 à 16 ans, la proportion du carbone initial perdu dans les horizons superficiels (0-20 ou 0-25 cm) soit supérieure à celles observées en climat tempéré, et comprise entre 42 et 50 % dans les situations mentionnées. Les quantités de carbone du sol variant assez largement, cette proportion correspondrait en fait à des quantités de carbone minéralisé comprises, selon les cas, entre 11 et 40 T ha^{-1}. Les proportions et les quantités de matière organique issues de la nouvelle végétation sont plus variables, ce qui peut s'expliquer en partie par le type de culture mis en place. Ainsi dans l'agrosystème canne à sucre, où une grande partie de la matière végétale produite est exportée, la proportion est plus faible (20 %) que dans des systèmes de pâturages ou des zones de reforestation (38 à 48 %) où une grande partie de la matière végétale produite est restituée au sol.

c. Les fractions granulométriques

Les proportions relatives de carbone issues respectivement de la forêt et de la graminée varient fortement selon les différentes fractions granulométriques (Tableau XVIII, Figure 26). En surface, les entrées du carbone de la graminée sont élevées dans toutes les fractions. Elles constituent plus de 50 % du carbone des fractions supérieures à 5 µm. Parmi les fractions fines, c'est la fraction 0,2-2 µm qui contient la plus faible proportion de matière organique issue de la graminée, entre 30 et 36 %. A partir de 10 cm, la différence entre les fractions supérieures et inférieures à 5 µm est plus marquée : pour les premières entre 27 et 42 %, pour les secondes moins de 18 % du carbone proviennent de la graminée. Entre 30 et 40 cm, seules les fractions les plus grossières sont affectées de façon sensible par les entrées de matière organique provenant de la graminée, principalement la fraction 200-2000 µm (de 29 à 35 %). Ces fractions ne représentent qu'une très faible proportion de la matière organique totale de ce niveau du sol. Il s'agit de débris figurés sans doute d'origine racinaire. Les fractions fines de ce niveau contiennent très peu de carbone originaire de la graminée, ce qui peut traduire que l'incorporation biologique, notamment par l'action des vers de terre ou des termites est faible. Si elle existait toutes les fractions granulométriques auraient été affectées de façon plus homogène par les entrées du carbone graminéen.

Tableau XVIII.- Proportions de carbone issu de la graminée dans les fractions granulométriques (en % du C total des fractions).

Prof. (cm)	Fractions	1	2	3	4	5	6
0-4	200-2000 µm	65	66	66	61	63	63
	50-200 µm	58	60	60	55	56	56
	5-50 µm	50	51	51	47	48	48
	2-5 µm	42	41	41	40	39	39
	0,2-2 µm	36	32	32	34	30	30
	0-0,2 µm	45	40	40	42	37	37
4-10	200-2000 µm	44	44	44	42	42	41
	50-200 µm	44	44	44	41	42	41
	5-50 µm	38	39	38	36	37	36
	2-5 µm	31	32	30	30	29	29
	0,2-2 µm	32	28	28	30	27	26
	0-0,2 µm	30	26	26	28	27	27
10-20	200-2000 µm	41	42	40	38	39	37
	50-200 µm	37	37	35	34	35	33
	5-50 µm	29	29	28	27	28	26
	2-5 µm	15	15	14	14	14	13
	0,2-2 µm	18	16	15	17	15	14
	0-0,2 µm	3	3	2	3	2	2
30-40	200-2000 µm	33	35	31	31	33	29
	50-200 µm	16	16	15	15	15	14
	5-50 µm	5	5	4	4	4	4
	2-5 µm	0	0	0	0	0	0
	0,2-2 µm	5	5	4	5	4	4
	0-0,2 µm	0	0	0	0	0	0

1 : δ_1 = - 12,1 ; (δ_1 - δ_0) varie avec la profondeur, avec le δ_0 de la fraction considérée.
2 : δ_1 = - 12,1 ; (δ_1 - δ_0) varie avec la profondeur, avec le δ_0 de l'horizon non fractionné.
3: δ_1 = - 12,1 ; (δ_1 - δ_0) est constant quelle que soit la profondeur, avec le δ_0 de l'horizon de surface.
4 : δ_1 = - 11,1 ; (δ_1 - δ_0) varie avec la profondeur, avec le δ_0 de la fraction considérée.
5: δ_1 = - 11,1 ; (δ_1 - δ_0) varie avec la profondeur, avec le δ_0 de l'horizon non fractionné.
6 : δ_1 = - 11,1 ; (δ_1 - δ_0) est constant quelle que soit la profondeur, avec le δ_0 de l'horizon de surface .

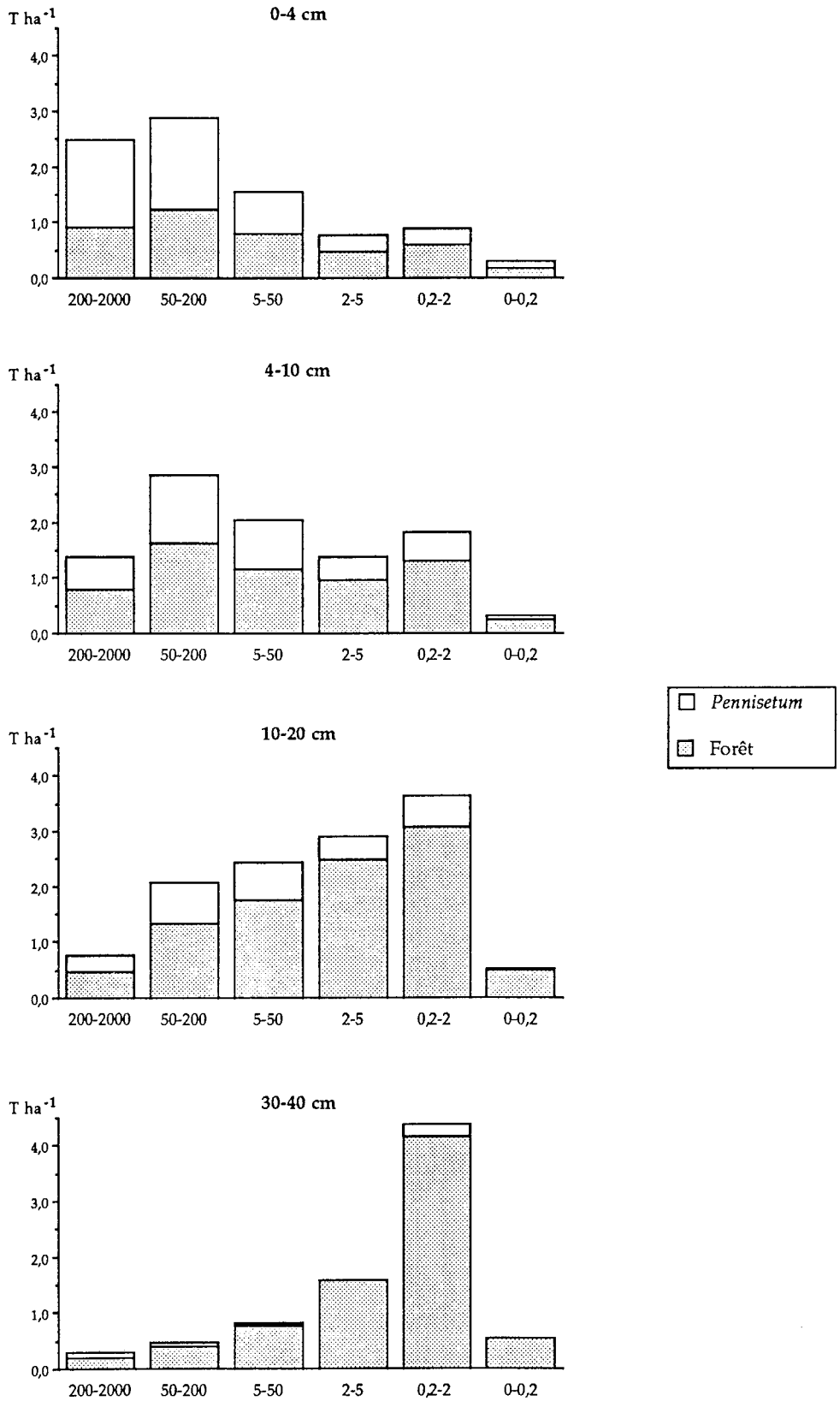


Figure 26.- Quantités du carbone issu de la forêt et du *Pennisetum* dans les fractions granulométriques. (les quantités ont été calculées en utilisant les moyennes des valeurs présentées dans le Tableau XVIII)

Les fractions les plus grossières (> 50 µm) sont composées essentiellement de débris organiques figurés qui se dégradent facilement et se renouvellent rapidement. Ceci a déjà été montré à l'aide de la même technique isotopique par CERRI *et al.* (1985), BALESDENT *et al.* (1987, 1988) et MARTIN *et al.* (1990). La matière organique de la fraction 5-50 µm dans les vingt premiers centimètres du profil, est constituée elle aussi en grande partie de débris organiques figurés qui se renouvellent rapidement (plus de 40 % du carbone de cette fraction provient de la graminée). En profondeur, où la proportion de débris figurés est beaucoup plus faible, ce renouvellement de la fraction 5-50 µm est nettement inférieur (voisin de 5 %). Les fractions inférieures à 5 µm sont constituées essentiellement de matière organique humifiée et liée aux colloïdes minéraux, plus résistante à la biodégradation. Dans les dix premiers centimètres le renouvellement du carbone de ces fractions (2-5 µm, 0,2-2 µm et 0-0,2 µm) est cependant assez élevé et de 30 à 45 % du carbone est originaire du *Pennisetum*. A partir de 10 cm de profondeur, le renouvellement de la matière organique de ces fractions fines diminue nettement et devient pratiquement nul vers 30 cm de profondeur.

d. Les composés humiques

Dans le tableau XIX et la figure 27 figurent les proportions x de carbone provenant de la graminée dans les composés humiques. Comme pour les fractions granulométriques, il ne s'agit que d'une approximation puisque la valeur δ_1, correspondant au $\delta^{13}C$ des différents composés humiques d'un sol de référence sous une végétation C4 n'est pas connue. Cependant nous avons vu que sous végétation C3, l'écart entre les différents $\delta^{13}C$ des composés humiques n'est pas très élevé notamment en surface. D'autre part nous avons observé lors du calcul des entrées de carbone issu de la graminée dans les différentes fractions granulométriques, que des variations de 2 à 3 unités δ de la valeur choisie pour δ_1 ou la différence $\delta_1 - \delta_0$ entraînent une variation relativement limitée de la valeur x obtenue.

Dans les dix premiers centimètres, l'augmentation du $\delta^{13}C$ à la suite du changement de végétation et durant les dix années de culture de la graminée se répercute de la même façon sur tous les composés. Entre 0 et 4 cm, de 35 à 42 % du carbone de ces fractions proviennent de la graminée ; entre 4 et 10 cm, cette proportion varie de 22 à 35 %. Ce comportement peu différencié traduit une stabilité voisine de ces différents composés, les quantités de carbone de ces derniers ayant peu changé après dix années de pâturage. En profondeur, entre 10 et 20 cm, puis entre 30 et 40 cm, les entrées de carbone issu de la graminée dans l'humine deviennent très faibles, puis nulles, alors qu'elle restent non négligeables dans les acides fulviques et humiques (entre 12 et 17 %). Ceci est interprété comme le signe d'une plus grande stabilité de l'humine en profondeur, les entrée de carbone dans l'horizon 0-20 cm se faisant essentiellement sous forme d'humine et dans l'horizon 30-40 cm sous forme de composés humiques.

Tableau XIX- Proportions de carbone issu de la graminée dans les composés humiques (en % du C total des composés).

Prof. (cm)		0-4	4-10	10-20	30-40
Humine	1	42	31	4	0
	2	40	29	4	0
A.H.	1	40	23	13	15
	2	38	22	12	14
A.F.	1	37	35	18	13
	2	35	33	17	13

1 : δ_1 = - 12,1 ; 2 : δ_1 = - 11,1

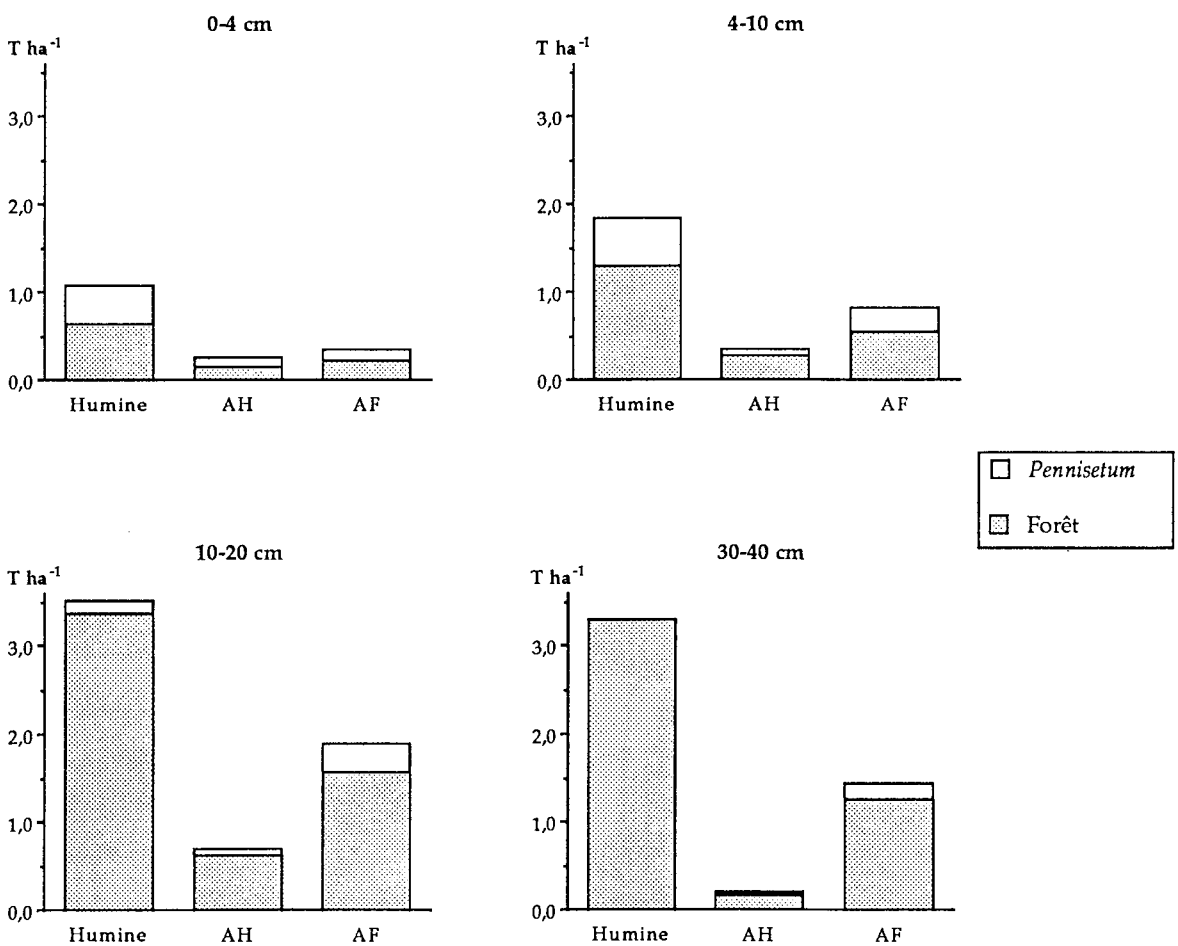


Figure 27.- Quantités de carbone issu de la forêt et du *Pennisetum* dans les composés humiques.

IV.- DISCUSSION

Dans le sol sous forêt, parallèlement à la décroissance rapide de la teneur en carbone observée depuis la surface vers la profondeur, la décroissance de l'activité ^{14}C est observée. Il lui correspond une augmentation presque linéaire de l'âge apparent des matières organiques jusqu'à une valeur maximale de 5300 ans, à 1,5 mètres. En revanche, les valeurs de $\delta^{13}C$ des matières organiques sont plus élevées au sol que dans la végétation. Elles augmentent dans la litères, de la couche L vers la couche F, puis de la litière vers l'horizon A_1 du sol et finalement dans le sol, avec la profondeur. Un enrichissement en isotope lourd semble donc se produire au cours des différentes étapes de la décomposition et de l'humification des matières organiques, avant que celles-ci ne s'incorporent au sol mais également une fois incorporées au sol.

La composition isotopique des fractions granulométriques confirme ce phénomène puisque dans tous les horizons du profil étudié, s'observe également une augmentation des valeurs de $\delta^{13}C$ des fractions grossières, contenant des débris figurés, aux fractions fines renfermant essentiellement de la matière organique humifiée. Si cette hypothèse s'avère exacte, la composition isotopique de composés humiques séparés chimiquement peut être mise en relation avec leur degré d'humification. Dans ce cas, l'humine de la fraction 0,2-5 µm de l'horizon de surface, appauvrie en ^{13}C par rapport aux acides fulviques et humiques, serait principalement constituée de composés organiques peu humifiés, y compris quelques débris organiques figurés végétaux ou microbiens observés en microscopie électronique à transmission. Au contraire, en profondeur, l'humine est enrichie en isotope lourd par rapport aux acides fulviques et humiques, ce qui suggère qu'elle contiendrait en majorité des composés plus humifiés.

Dans l'agrosystème, des modifications importantes de la composition isotopique de la matière organique du sol se sont produites à la suite de la mise en culture, le *Pennisetum purpureum*, plante à cycle photosynthétique en C4, apportant un enrichissement en isotope lourd par rapport à la végétation forestière initiale. Les compositions isotopiques de ces végétations et des sols étant connues il a été possible de calculer les transferts, entrées et sorties des matières organiques issues de la végétation forestière et du *Pennisetum*, intervenus au cours des dix ans de culture.

Les entrées de matière organique provenant du *Pennisetum* sont décelées jusqu'à 40 cm de profondeur, mais elles sont surtout sensibles dans les vingt premiers centimètres où 38 % du carbone sont originaires de la graminée. Les analyses isotopiques montrent que ce carbone issu de la graminée s'incorpore dans toutes les fractions granulométriques. Toutefois ce sont les fractions grossières qui contiennent la plus grande proportion de carbone d'origine graminéenne, la différence entre les fractions grossières et les fractions fines s'accentuant avec la profondeur. La plus grande part de la

matière organique issue de la graminée incorporée au sol est donc constituée de composés encore peu humifiés, ce qui peut s'expliquer à la fois par la jeunesse de l'agrosystème et par un ralentissement de l'activité biologique, suite au changement de couverture végétale.

En surface, les proportions de carbone issu de la graminée sont assez semblables dans les acides fulviques, les acides humiques et l'humine et comprises entre 35 et 40 %. En profondeur on note une plus grande incorporation de carbone d'origine graminéenne dans les acides fulviques et humiques que dans l'humine, ce qui semble confirmer que dans cette dernière, le remplacement des composés stables et évolués d'origine forestière par des composés issus de la graminée, s'opère plus lentement qu'en surface.

CONCLUSION DE LA SECONDE PARTIE

Les sols d'Amazonie Orientale étudiés sont, dans la classification brésilienne, des sols "PVA" (Podzolico vermelho-amarelo), ou des latosols podzolisés selon certains auteurs. Ces sols sont caractérisés notamment par la présence d'un horizon B oxique en profondeur et semblant subir à des degrés variables une dégradation dans les horizons de surface, en fonction de la présence ou non d'un niveau de blocs ferruginisés en profondeur. Cette dégradation, peut-être liée aux déficiences du drainage et à une hydromorphie temporaire, se manifeste par un net appauvrissement en argile en surface, sans illuviation visible en B, une compactation au sommet de l'horizon B et l'apparition d'une crypto-podzolisation mise en évidence par une amorphisation de l'aluminium et du fer. La mise en pâture semble aggraver légèrement ce phénomène en accentuant l'hydromorphie. Ces observations confirment celles faites par MARTINS (1987), pour les mêmes sols, sous cultures annuelles. En revanche, quand la dégradation est moins prononcée sous forêt naturelle, l'installation d'une culture arborée ne semble pas induire de dégradation.

Les quantités de carbone et d'azote sous forêt naturelle sont relativement faibles, comparées à d'autres sols d'Amazonie : 81 T ha^{-1} dans le premier mètre alors que des quantités supérieures à 100 T ha^{-1} sont communes (KLINGE *et al.*, 1975 ; CHAUVEL, 1982). Après dix ans de mise en culture, les quantités de carbone et d'azote sont presque identiques à celles observées sous végétation forestière. De 40 à 43 % du carbone d'origine forestière dans la couche supérieure 0-20 cm ont été perdus, et remplacés par le carbone provenant de la nouvelle végétation. Ceci peut s'expliquer par l'abondance des restitutions organiques des types de culture étudiés. Par contre des parcelles de défriche récentes manquent dans cette étude pour préciser la cinétique des phénomènes.

Le fractionnement granulométrique met en évidence, dans le cas de la mise en pâture, une légère modification, limitée aux horizons les plus superficiels, de la distribution des matières organiques. Une tendance d'un certain rajeunissement de l'humus est en effet observé : la quantité de débris figurés associés aux fractions grossières est plus élevée sous la parcelle de *Pennisetum*, alors qu'une moins grande quantité de carbone est associée aux fractions argileuses.

Dans le sol sous Pennisetum, l'utilisation des techniques isotopiques a permis de quantifier au sein de l'humus les soustractions de matière organique issues de la graminée d'origine forestière et leur remplacement par celles issues de la graminée. Ce remplacement est maximum dans les horizons de surface : ainsi dans les vingt premiers centimètres, 38 % du carbone (soit 12 T ha^{-1}) ont été renouvelés. L'incorporation du carbone de la graminée s'effectue principalement dans les fractions grossières, sous forme de débris organiques figurés, et la proportion du carbone d'origine graminéenne associé aux fractions fines décroît avec la profondeur plus rapidement que celle du carbone d'origine forestière. Une fraction du carbone d'origine forestière associé aux fractions fines (près de 40 % pour les vingt premiers centimêtres) s'est minéralisée aux cours des dix années de culture et ce départ n'a pas été compensé par des entrées équivalentes de carbone d'origine graminéenne dans ces mêmes fractions. En revanche les entrées de carbone d'origine graminéenne sous formes de débris organiques grossiers ont pu être privilégiées, et un ralentissement de l'humification, dû à l'engorgement de surface observé en saison des pluies, freiner leur transformation et leur passage dans les fractions fines.

Il apparaît également qu'en surface les entrées de carbone d'origine graminéenne sont sensiblement équivalentes dans l'humine, les acides humiques et les acides fulviques de la fraction 0,2-5 µm. En profondeur, les entrées de carbone sont plus élevées dans les acides humiques et fulviques que dans l'humine, celle-ci semblant constituée de composés plus stables et plus évolués se renouvelant plus lentement.

Si les quantités totales de carbone ont peu évolué après dix années de mise en culture, les fractionnements physiques et chimiques et l'utilisation des techniques isotopiques mettent en évidence un léger ralentissement de l'humification dans le sol sous Pennisetum. Il en résulte une plus faible proportion de carbone dans les composés les plus humifiés des fractions fines, et une prépondérance accrue des composés fulviques peu polymérisés. Ces résultats ne nous permettent cependant pas de savoir si l'agrosystème a atteint un nouvel état d'équilibre ou bien si la légère perte d'humus observée est amenée à se poursuivre.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La couverture pédologique du domaine tropical brésilien présente une grande variabilité. Les sols ferrallitiques "latossolos" et "solos podzolicos" y constituent les types de sols les plus fréquemment représentés. Répartis dans un pays couvrant plus de huit millions de km^2, ces sols ferrallitiques sont soumis actuellement à des conditions climatiques variées et la température semble avoir une influence marquée sur les teneurs et la distribution du carbone total. Ainsi on a pu distinguer, parmi quinze sols sélectionnés, trois groupes dans lesquels la pénétration du carbone en profondeur augmente depuis la zone tropicale jusqu'à la zone tempérée.

La mesure de la composition isotopique ^{13}C de la matière organique de ces sols nous a permis de mettre en évidence l'existence de relations entre les profils organiques et l'histoire de la végétation et du climat. Il apparaît que pour la majorité des sols étudiés, la végétation est installée depuis une période ancienne. Pour quelques sols, des alternances ou des mélanges de végétations forestière (plantes en C3) et graminéenne (plante en C4) dans le passé ont pu être mise en évidence. Ces alternances de végétation faisant suite à des modification climatiques ont eu lieu principalement dans la région Centre-Sud-Est du Brésil, mais également au Sud de la région amazonienne. Bien que ces phénomènes n'aient pas été datés dans le cadre du présent travail, on sait que les principales périodes correspondant à ces changements se situent dans ces régions au cours des derniers 10 000 ans (SOUBIES, 1980 ; SERVANT *et al.*, 1989). En Amazonie cependant, pour l'essentiel des sols étudiés, la végétation forestière actuelle apparaît en équilibre depuis plusieurs milliers d'années : l'âge apparent le plus élevé (^{14}C) des matières organiques d'origine forestière, mesuré en Amazonie orientale sur le site de la présente étude, est de l'ordre de 5 000 ans.

Cette situation d'Amazonie Orientale a été choisie pour étudier l'impact d'un changement récent de végétation d'origine anthropique sur les propriétés des sols et particulièrement sur la matière organique de ces sols. Les sols étudiés sont des sols "PVA" montrant une dégradation dans les horizons de surface, liée à une déficience du drainage durant une partie de l'année. Ces sols sont relativement pauvres en matière organique par rapport à d'autres sols ferrallitiques du bassin amazonien. Il apparaît que, dans le cas de cultures permettant un apport important de retombées végétales au sol (hévéa et cacaoyer, pâture de *Pennisetum*), les teneurs et quantités de carbone et d'azote des sols sont très voisines, dix ans après la déforestation, de celles mesurées dans les sols sous végétation forestière. L'absence de données au cours de ces dix années de mise en culture ne permet pas

d'avoir une idée complète de la dynamique actuelle de la matière organique. Sous *Pennisetum*, on observe néanmoins une légère variation qualitative de cette matière organique dans les horizons de surface, la quantité de débris organiques figurés associés aux fractions grossières augmentant légèrement, au détriment des matières organiques humifiées associées aux fractions argileuses. On note également une légère augmentation des acides fulviques au détriment des acides humiques, ce qui peut être le signe d'une dépolymérisation des molécules humiques les plus condensées et d'une destabilisation du complexe argilo-humique. Ce dernier aspect a déjà été observé de manière plus accentuée pour ces mêmes sols, sous cultures annuelles (MARTINS, 1987).

La mesure de la composition isotopique ^{13}C de la matière organique totale et de ses fractions constitutives permet de mettre en évidence, malgré la constance des quantités de matière organique, le remplacement de près de la moitié du carbone d'origine forestière par du carbone d'origine graminéenne. Ce remplacement, décelable jusqu'à quarante centimètres, est surtout sensible dans les horizons de surface. Il concerne principalement le carbone associé aux fractions grossières mais une fraction non négligeable, souvent supérieure à 10 %, du carbone associé aux fractions argileuses a été remplacée. En surface, l'analyse isotopique des constituants humiques des fractions fines met en évidence un remplacement assez semblable du carbone des acides fulviques, des acides humiques et de l'humine. Plus en profondeur, l'humine renferme les composés les plus stables et les plus évolués, se renouvelant plus lentement que les acides fulviques et humiques.

Dans l'ensemble après dix ans de pâturage, la végétation secondaire a remplacée la forêt comme source d'humus, mais des changements quantitatifs d'assez faible amplitude ont été mis en évidence pour les teneurs en carbone total. Ce constat paraît se situer à mi-chemin entre deux types d'observation. D'une part, plusieurs auteurs ont mis en évidence une diminution des réserves organiques à la suite de l'installation de pâturages (FEARNSIDE, 1980 ; JORDAN, 1989 ; MARIE,1990). D'autre part, certains résultats récents (CHONE *et al.*, 1991) ont montré que dans des fermes expérimentales bien gérées, les quantités de matière organique peuvent augmenter après une phase de déclin, et dépasser, après 8 ans, celles existant initialement sous forêt. Dans le cas présent, le sol de départ était déjà relativement pauvre en matière organique et sujet à une dégradation en surface. Il semble que la mise en herbage ait contribué à amplifier légèrement le phénomène, accentuant ainsi la dégradation.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

AB'SABER A.N., 1977 - Espacos ocupados pela expensão dos climas secos na America do Sul, por ocasião dos periodos glaciais quaternarios. **Paleoclimas, Universidade São Paulo, Instituto de Geografia, 3, 1-19.**

ABSY M.L., VAN DER HAMMEN T., SOUBIES F., SUGUIO K., MARTIN L., FOURNIER M. et TURCQ B., 1989 - Data on the history of vegetation and climate in Carajàs, Eastern Amazonia. *In* : **International Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary : Past-Present-Future.** São Paulo (Brazil), May 8-12, 129-131.

AHMED M. et OADES J.M., 1984- Distribution of organic matter and adenosine triphosphate after fractionation of soils by physical procedures. **Soil Biol. Biochem., 16, 465-470.**

AINA P.O., 1979 - Soils changes resulting from long-term management practices in western Nigeria. **Soil Sci. Soc. Am. J., 43, 173-177.**

ALBRECHT A., BROSSARD M. et FELLER C., 1986- Etude de la matière organique des sols par fractionnement granulométrique. 2. Augmentation par une prairie à *Digitaria decumbens* du stock organique de vertisols cultivés en Martinique. **C.R. 13e Congr. AISS**, Hambourg, 2 , 14-215.

ANDERSON D.W., SAGGAR S., BETTANY J.R. et STEWART J.W.B., 1981 - Particle size fractions and their use in studies of soil organic matter : I. The nature and distribution of forms of carbon, nitrogen and sulfur. **Soil Sci. Soc. Am. J., 45, 767-772**

ANDREUX F. et CERRI C.C., 1989 - Current trends in the research on soil changes due to deforestation, burning and cultivation in the brazilian tropics. **Toxicological and Environmental Chemistry, 20-21, 275-283.**

ANDREUX F., CERRI C.C., VOSE P.B. et VITORELLO V.A., 1990 - Potential of stable isotope, ^{15}N and ^{13}C, methods for determining input and turnover in soils. *In* : **Nutrient cycling in terrestrial ecosystems** (Harrison A.F., Ineson P. et Heal O.W., eds) Elsevier Applied Science, London and New York, 259-275.

ANDREUX F., BRUCKERT S., CORREA A. et SOUCHIER B., 1980 - Sur une méthode de fractionnement physique et chimique des agrégats des sols : origines possibles de la matière organique des fractions obtenues. **C.R. Acad. Sci., Paris, série D, t. 291, 381-384.**

ANDREUX F. et CORREA A., 1983 - Caractères généraux de la matière organiques de sols eutrophes et mésotrophes affectés ou non par des migrations particulaires. *In* : **Proc. Coll. Int. CNRS n° 303 "Migrations organo-minérales dans les sols tempérés"** Nancy, France, Sept. 1979, Editions du CNRS, Paris, 329-339.

ARAUJO J.V., VIERA L.S., ARAUJO M.P. et MARTINS J.S., 1973- Levantamento exploratorio de solos da folha SA.23 São Luis e parte da folha SA. 24. Fortaleza. *In* : **Projeto RADAM. Levantamento de Recursos Naturais.** Brasil, Departamento Nacional de Produção mineral. Rio de Janeiro, v. 3.

BALESDENT J., MARIOTTI A. et GUILLET B., 1987 - Natural ^{13}C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. **Soil Biol. Biochem., 19, 25-30.**

BALESDENT J., WAGNER G.H. et MARIOTTI A., 1988 - Soil organic matter turnover in long-term field experiments as revealed by Carbon 13 natural abundance. **Soil Sci. Soc. Am. J., 52, 118-124.**

BARBOSA G.V. et PINTO M.N., 1973 - Geomorfologia da folha SA.23 São Luis e parte da folha SA. 24. Fortaleza. *In* : **Projeto RADAM. Levantamento de Recursos Naturais.** Brasil, Departamento Nacional de Produção mineral. Rio de Janeiro, v.3

BARNES P.W., TIESZEN L.L. et ODE D.J., 1983 - Distribution, production and diversity of C3 and C4 dominated communities in a mixed prairie. **Can. J. Bot., 61, 741-751.**

BECKER-HEIDMANN P. et SCHARPENSEEL H.W., 1986 - Thin layer $\delta^{13}C$ and $\Delta^{14}C$ monitoring of "lessivé" soil profile. **Radiocarbon, 28, 383-390.**

BENDER M.M., 1971 - Variations in the $^{13}C/^{12}C$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. **Phytochemistry, 10, 1239-1244.**

BENNEMA J., CAMARGO M. et WRIGHT A.C.S., 1962 - Regional contrasts in South American soil formation in relation to soil classification and soil fertility. **Intern. Soil Conf., New Zealand, 2-15.**

BENNER R., FOGEL M., SPRAGUE E.K. et HODSON R.E., 1987 - Depletion of ^{13}C in lignin and its implications for stable c arbon isotope studies. **Nature, 329, 708-710.**

BIROT P., 1970 - **Les régions naturelles du Globe.** Masson et C^{ie} Paris, 380 p.

BLAIR N., LEU A., MUNOZ E., OLSEN J., KWONG E. et DES MARAIS D., 1985 - Carbon isotope fractionation in heterotrophic microbial metabolism. **Appl. Environ. Microbiol., 50, 996-1001.**

BRACEWELL J.M., ROBERTSON G.W., 1984 - Characteristics of soil organic matter in temperate soils by Curie point pyrolysis-mass spectroscopy. I. Organic matter variations with drainage and mull humification in A horizons. **Soil Sci., 35, 549-558.**

BRAMS E.A., 1971 - Continuous cultivation of West Africa soils : organic matter diminution and effects of applied lime and phosphorus. **Plant and Soil, 35, 401-414.**

BRAUN O.P.G., 1971 - Contribução a geomorfologia do Brasil central. **Rev. bras. de Geogr., 33, 3-37.**

BRAVARD S., 1988 -Podzolisation en Amazonie brésilienne. Etude d'une séquence sol ferrallitique-podzol de la région nord de Manaus. **Thèse Doct. Uni. Poitiers, 198p + annexes.**

BRAVARD S. et RIGHI D., 1989 - Geochemical differences in an Oxisol-Spodosol toposequence of Amazonia, Brazil. **Geoderma, 44, 29-42.**

BROWN F.S., BAEDECKER M.J., NISSENBAUM A. et KAPLAN I.R., 1972 - Early diagenesis in a reducing Fjord, Saanich Inlet, British Columbia. III : Changes in organic constituents of sediment. **Geochim. Cosmochim. Acta, 36, 1185-1203.**

BROWN S. et LUGO E., 1980 - **The role of the tropical forests on the world carbon cycle** (Brown S. et Lugo E. et Leigel B. eds.) Center for wetlands, Univ. Florida, Gainesville, USA.

BROWN S. et LUGO A.E., 1990 - Effects of forest clearing and succession on the carbon and nitrogen content in Puerto Rico and U.S. Virgin Islands. **Plant and Soil , 124, 53-64.**

BRUCKERT S., 1979 - Analyse des complexes organo-minéraux des sols. *In* : **Pédologie 2. Constituants et propriétés du sol** (M. Bonneau et B. Souchier eds) Masson. 187-209.

BRUCKERT S., ANDREUX F., CORREA A. et AMBOUTA J.M.K., 1978 - Fractionnement des agrégats appliqué à l'analyse des complexes organo-minéraux des sols. **XI^e Congrès Int. Assoc. Sc. du Sol**, Edmonton, Canada, 6, 88-89.

CAMARGO M.N., KLAMT E. et KAUFMANN J.H., 1987 - Sistema brasileiro de classificação de solos. **Boletim inf. Soc. bras. Ci. Solo, Campinas, 12, 11-33.**

CERRI C.C., 1979 - Altéração e pedogênese em areas graniticas situadas sob diferentes condicões climaticas encontradas no Brasil. **Thèse Doctorat, ESALQ-USP Piracicaba, 233 p.**

CERRI C.C., 1986 - Dinâmica da matéria orgânica do solo no agrosistema cana de açucar. **Thèse Livre Docência, ESALQ-USP Piracicaba, 197 p.**

CERRI C.C., FELLER C., BALESDENT J., VICTORIA R. et PLENNECASSAGNE A., 1985a - Application du traçage isotopique naturel en ^{13}C àl'étude de la matière organique dans les sols. **C. R. Acad. Sci. Paris, t. 300, série II, 423-428.**

CERRI C.C., VOLKOFF B. et EDUARDO B.P., 1985b - Efeito do desmatamento sobre a biomassa microbiana em latossolo amarelo da Amazônia. **Rev. bras. Ci do solo, 9, 1-4.**

CERRI C.C et VOLKOFF B., 1987 - Carbon content in a yellow Latosol of central Amazon rain forest. **Acta Oecologica, Oecologia Gener., 8, 29-42.**

CERRI C.C. et ANDREUX F., 1990 - Changes in organic carbon content in oxisols cultivated with sugar cane and pasture, based on ^{13}C natural abundance measurement. *In* : **Trans. 14th Int. Cong. Soil Sci., ISSS, Kyoto, 1990, Vol. VI, Comm. 4, 98-103.**

CERRI C.C., VOLKOFF B. et ANDREUX F., 1991 - Nature and behaviour of organic matter in soils under natural forest, and after deforestation, burning and cultivation near Manaus. **Forest Ecol. Man., 38, 247-257**

CHAUVEL A., 1982 - Os latossolos amarelos alicos argilosos dentro dos ecosistemas das bacias experimentais do INPA e da região vizinha. **Acta amazonica, supl. 12, 47-60.**

CHESHIRE M.V., 1979 - **Nature and origin of carbohydrates in soils.** Academic Press, London, 216p.

CHONE T., ANDREUX F., CORREA J.C., VOLKOFF B. et CERRI C.C., 1991 - Changes in organic matter in an oxisol from the central Amazonian forest during eight years as pasture, determined by isotopic composition. *In* : **Proc. 8th International Symposium on Environmental Biochemistry (ISEB)**, J. Berthelin (Ed.), Elsevier, Amsterdam Publ., 397-405.

CHRISTENSEN B.T., 1985 - Carbon and nitrogen in particle size fractions isolated from Danish arable soils by ultrasonic dispersion and gravity sedimentation. **Acta Agric. Scand., 35, 175-187.**

CHRISTENSEN B.T. et SORENSEN L.H., 1985 - The distribution of native and labelled carbon between soil particle size fractions isolated from long-term incubation experiments. **J. Soil Science, 36, 219-229.**

CHRISTENSEN B.T et SORENSEN L.H., 1986 - Nitrogen in particle size fractions of soils incubated for five years with ^{15}N ammonium and ^{14}C hemicellulose. **J. Soil Science, 37, 241-247.**

C.P.C.S., 1967 - Classification des sols, 87 p.

CRAIG H., 1954 - Carbon-13 in plants and the relationships between carbon-13 and carbon-14 variations in nature. **J. Geol., 62, 115-149.**

DABIN B., 1980/1981 - Les matières organiques dans les sols tropicaux normalement drainés. **Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XVIII, 197-215.**

DANTAS M., RODRIGUES I.A. et MULLER N.M.R., 1980 - Estudos fitosociologicos do tropico umido brasileiro. Aspectos fitosociologicos de mata sobre latossolo amarelo em Capitão Poço, Para, Belem. **EMBRAPA-CPATU boletim de pesquisa n°9, 23 p.**

DE BLIC P. et MOREAU R., 1979 - Structural characteristics of ferrallitic soils under mechanical cultivation in the marginal forest areas of the Ivory Coast. *In* : **Soil physical properties and crop production in the Tropics**, R. Lal et D.J. Greenland (Eds), John Wiley & Sons, 111-122.

DE BOISSEZON P., MOUREAUX C., BOQUEL G. et BACHELIER G., 1973 - **Les sols ferrallitiques** (tome 4) La matière organique et la vie dans les sols ferrallitiques (ORSTOM ed.) 146 p.

DEINES P., 1980 - The isotopic composition of reduced organic carbon. *In* : **Handbook of environmental isotope geochemistry** (P. Fritz et J.C. Fontes, eds) Elsevier, Amsterdam, Vol. 1, 329-406.

DELIBRIAS G., 1985 - Le carbone 14. *In* : **"Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels : applications"**. (E. Roth et B. Poty eds), Masson, 421-458.

DEMATTE J.L.I., 1988 - **Manejo de solos ácidos dos tropicos umidos - Região Amazônica.** Fundação Cargill, Campinas, SP, Brasil, 215 p.

DETWILER, R.P., 1986 - Land use change and the global carbon cycle : the role of the tropical soil. **Biogeochemistry, 2, 67-93.**

DUCHAUFOUR P., 1977 - **Pédologie. T.1. "Pédogénèse et Classification"**. Masson, Paris, 477 p.

DZUREC R.S., BOUTTON T.W., CALDWELL M.M., et SMITH B.N., 1985 - Carbon isotopic ratios of soil organic matter and their use in assessing community composition change in Curlew Valley, Utah. **Oecologia, 66, 17-24.**

EHLERINGER J.R., LIN Z.F., FIELD C.B., SUN G.C. et KUO C.Y., 1987 - Leaf carbon isotope ratios of plants from a subtropical monsoon forest. **Oecologia, 72, 109-114.**

FALESI I.C. et DA VEIGA J.B., 1986 - O solo na Amazonia e as pastagens cultivadas. *In* : **Pastagens na Amazonia**, A.M. Peixoto, J.C. de Moura et V.P. de Faria (Eds), FEALQ, Piracicaba, São Paulo, Brasil, 1-26.

FAO-Unesco, 1988 - **Soil map of the world**, revised legend, Rome, 119p.

FEARNSIDE P.M., 1980 - Os efeitos da pastagens sobre a fertilidade do solo na Amazônia brasileira : consequências para a sustentabilidade de produção bovina. **Acta Amazonica, 10, 119-132.**

FEARNSIDE P.M., 1982 - Desmatamento na Amazônia brasileira : com que intensidade vem occorendo? **Acta Amazonica, 12, 579-590.**

FEARNSIDE P.M., 1984 - Agriculture in Amazonia *In* : **Key Environments : Amazonia,** G.T. Prance et T.E. Lovejoy (Eds) Pergamon Press, Oxford, 393-418.

FEARNSIDE P. M., 1985 - Brazil's amazon forest and the global carbon problem. **Interciencia, 10, 179-186.**

FELLER C., CHEVIGNARD T. et ANDREUX F., 1986 - Etude de la matière organique des sols par fractionnement granulométrique. 3 - Reconstitution de la matière organique de ferrisols tronqués en Martinique. *In* : **Trans. 13th Int. Soil Sci. Cong., Hamburg, 286-287.**

FELLER C., BURTIN G., GERARD B. et BALESDENT J., 1991a - Utilisation des résines sodiques et des ultrasons dans le fractionnement granulométrique de la matière organique des sols. Intérêt et limites. **Science du Sol,** 77-93.

FELLER C., FRANCOIS C., VILLEMIN G., PORTAL J.M., TOUTAIN F. et MOREL J.L., 1991b - Nature des matières organiques associées aux fractions argileuses d'un sol ferrallitique. **C. R. Acad. Sci. Paris,** (sous presse).

FLEXOR J.M. et VOLKOFF B., 1977 - Distribution de l'isotope stable ^{13}C dans la matière organique d'un sol ferrallitique de l'état de Bahia (Brésil). **C. R. Acad. Sci. Paris, 284, D, 1655-1657.**

FOURNIER M., PRESSINOTI M.N., SOUBIES F., SUGUIO K. et TURCQ B., 1987 - Dépôts fluviatiles du Quaternaire récent au Brésil. Datations ^{14}C. **Séminaire "Paléolacs-paléoclimats" ORSTOM, Bondy, 55-58.**

FRANCOIS C., 1988 - Devenir à cours terme de différentes formes d'azote (urée, végétaux, sol) dans un ferrisol (Martinique). Cractérisation de l'azote organique par fractionnement granulométrique. Etude avec ^{15}N. **Thèse Doct. Uni. Nancy I, 173p + annexes.**

FREYER H.D., 1979 - Variations in the atmospheric CO_2 content. *In* : **"The global carbon cycle, Scope 13"** (B. Bolin, .E.T Degens, S. Kempe et P. Ketner eds.), J. Wiley, New-York, 79-99.

FRIEDLI H., MOOR E., OESCHGER H., SIEGENTHALER U. et STAUFFER B., 1984 - $^{13}C/^{12}C$ ratios in CO_2 extracted from Antarctic ice. **Geophysical Research Letters, 11, 1145-1148.**

FRITZ P. et FONTES J. C., 1980 - **Handbook of Environmental Isotope Geochemistry.** Vol. 1. Elsevier, 545 p.

GALIMOV E.M., 1980 - $^{13}C/^{12}C$ in kerogen. *In* : **"Insoluble organic matter from sedimentary rocks"** (B. Durand ed.), Technip, 272-299.

GHADIRI H. et PAYNE D., 1979 - Raindrop impact and soil splash. *In* : **Soil physical properties and crop production in the Tropics,** R. Lal et D.J. Greenland (Eds), John Wiley & Sons, 95-104.

GOEDERT W.J. et BEATTY M.T., 1971 - Caracterização de grumossolos no sudoeste do Rio Grande do Sul. III. Morfologia e classificação. **Pesq. agropec. bras., Ser. Agron., 6, 243-251.**

GOH K.M., RAFTER T.A., STOUT J.D. et WALKER T.W., 1976 - The accumulation of soil organic matter and its carbon isotope content in a chronosequence of soils developed on aeolian sand in New Zealand. **J. Soil Sci, 27, 89-100.**

GOH K.M., STOUT J.D. et RAFTER T.A., 1977 - Radio carbon enrichment of soil organic matter fractions in New Zealand soils. **Soil Science, 123, 385-391.**

GUILLET B., FAIVRE P., MARIOTTI A. et KHOBZI J., 1988 - The ^{14}C date and $^{13}C/^{12}C$ ratios of soils organic matter as a mean of studying the past vegetation in intertropical regions : examples from Colombia (South America). **Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., 65, 51-58.**

HERBILLON A.J., 1980 - Mineralogy of oxisols and oxic materials. *In* : **Soils with variable charges** (B.K.G. Theng ed.). New Zealand Soc. Soil Sci. Publ. 109-126.

HETCH, S.B., 1982 - Agroforestry in the Amazon basin : practice, theory and limits of a promising land use, *In* : **Amazonia : agriculture and land-use research,** Hetch S.B. (Ed.)(Cali, Colombia, Centro internacional de agricultura tropical), 331-371.

HIGA N.T., 1989 - Caracterização das fases solida e liquida de solos e arenas derivados do granito sob floresta tropical amazônica (Terra nova do norte - MT). **Thèse Doutorado, Universidade São Paulo, 237 p.**

JENKINSON D.S., 1981 - The fate of plant and animal residues in soil. *In* : **"The chemistry of soil processes"** (Greenland D.J. et Hayes M.H.B. eds., J. Wiley & Sons, 505-561.

JENKINSON D.S. et ANAYABA A., 1977 - Decomposition of carbone-14 labelled plant material under tropical conditions. **Soil Sci. Soc. Am. J., 41, 912-915.**

JENNY H., BINGHAM F. et PADILLA-SAVARIA B., 1948 - Nitrogen and organic matter content of equatorial soils of Colombia, South America. **Soil science, 66, 173-186.**

JOCTEUR-MONROZIER L., 1984 - Nature et évolution de l'azote organique dans les sols et les sédiments marins récents. **Thèse Doct. Etat, Univ. Nancy I, 176 p + annexes.**

JOCTEUR-MONROZIER L., JEANSON P., PILLON P. et ANDREUX F., 1983 - Combinaisons organo-minérales stabilisées dans les sols et les sédiments marins récents. *In* : **Proc. Coll. ATP Géochime-Métallogénie**, Paris, CNRS, 215-230.

JORDAN C.F., 1989 - **An Amazonian rain forest. The structure and function of nutrient stressed ecosystem and the impact of slash and burn agriculture.** UNESCO, Man and Biosphere series, Vol. 2, 176 p.

KING, 1957 - A geomorfologia do Brasil oriental. **Rev. bras. de Geogr., 18, 147-263.**

KLINGE H., RODRIGUES W.A., BRUNIG E. et FITTKAU E.T., 1975 - Biomass and structure in a central amazonian rain forest. *In* : **Tropical Ecological Systèms, Ecological Studies 11,** (Golley F.B. et Medina E. eds) Springer-Verlag New York, USA, 115-122.

KREBS J.E., 1975 - A comparison of soils under agriculture and forests in San Carlos, Costa Rica. *In* : **Tropical Ecological Systèms, Ecological Studies 11,** (Golley F.B. et Medina E. eds) Springer-Verlag New York, USA, 381-390.

LAL R., 1979 - Physical characteristics of soils of the Tropics : determination and management. *In* : **Soil physical properties and crop production in the Tropics,** R. Lal et D.J. Greenland (Eds), John Wiley & Sons, 7-44.

LAUDELOUT H., MEYER J. et PEETERS A., 1960 - Les relations quantitatives entre la teneur en matière organique du sol et le climat. **Agricultura (Louvain), 8, 103-140.**

LEPRUN J.C., 1985 - La conservation et la gestion des sols dans le Nordeste brésilien. Particularités, bilan et perspectives. **Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XXI, 257-284.**

LEVEQUE A., 1967 - **Les sols ferrallitiques de Guyane française.** (ORSTOM ed.), 168 p.

LUIZAO F.J. et SCHUBART H.O.R., 1987 - Litter production and decomposition in a terra-firme forest of Central Amazonia. **Experientia, 43, 259-265.**

MAACK R., 1968 - O revestimento vegetal do Estado do Parana. *In* : **Geografia fisica do estado do Parana.** Universidade federal do Parana, 192-247.

MAC GILL W.B., SHIELDS J.A. et PAUL E.A., 1975 - Relation between carbon and nitrogen turnover in soil organic fractions of microbial origin. **Soil Biol. Biochem., 7, 57-63.**

MALINGREAU J.P. et TUCKER C.J., 1988 - Large-scale deforestation in the Southeastern Amazon Basin of Brazil. **Ambio, 17, 49-55.**

MANARINO R.P., VOLKOFF B. et CERRI C.C., 1982 - Comparação do humus de capoeira e de floresta natural em Latossolos amarelos da região Amazônica, Brasil. *In* : **Anais do coloquio regional sobre materia organica do solo** (Cerri C.C., Athié D. et Sodrzeieski, eds), Piracicaba, CENA-USP/PROMOCET, 51-58.

MARIE Ph., 1990 - **Evolution de la matière organique sous prairie cultivée après brûlis forestier dans un sol ferrallitique d'Amazonie brésilienne.** D.E.A. Pédologie, Univ. Nancy I, 40 p.

MARTIN A., MARIOTTI A., BALESDENT J., LAVELLE P. et VUATTOUX R., 1990 - Estimate of organic matter turnover rate in a savanna soil by ^{13}C natural abundance measurements. **Soil Biol. Biochem., 22, 517-523.**

MARTIN L., SUGUIO K. et FLEXOR J.M., 1987 - Enregistrement des variations d'energie du Rio Paraiba do Sul (Brésil) au cours des 500 dernières années. Implications paléoclimatiques. **Séminaire "Paléolacs- paléoclimats" Orstom, Bondy, 51-53.**

MARTINS P.F., 1987 - Propriedades de solos sob floresta natural e sua alteração em consequencia do desmatamento e cultivo, na Amazônia oriental. **Thèse Doctorat, ESALQ-USP Piracicaba, 233 p.**

MARTINS P.F. et CERRI C.C., 1986 - O solo de um ecossistema natural de floresta localizado na Amazônia oriental. I. Caracterizacão quimica e fisica. *In* : **Anais do simpôsio do Tropico Umido, Belém, Brasil, 1984, EMBRAPA/CPATU, 1, 271-286.**

MARTINS P.F., CERRI C.C., VOLKOFF B., ANDREUX F. et CHAUVEL A., 1991 - Consequences of clearing and tillage on the soil of a natural amazonian ecosystem. Forest Ecology and Management. **For. Ecol. Manag., 38, 273-282.**

MEDINA E. et MINCHIN P., 1980 - Stratification of $\delta^{13}C$ values in Amazonian rain forests. **Oecologia, 45, 377-378.**

MELLILO J.M., ABER J.D., LINKINS A.E., RICCA A., FRY B. et NADELHOFFER K.J., 1989 - Carbon and nitrogen dynamics along the decay continuum : Plant litter to soil organic matter. **Plant and soil, 115, 189-198.**

MODENESI M.C., MATSUI E. et VOLKOFF B., 1982 - Relação $^{13}C/^{12}C$ nos horizontes escuros profundos dos solos da região de Campos de Jordão, São Paulo, Brasil. *In* : **Proc. of The regional colloquium on soil organic matter,** Piracicaba, Brasil, CENA-Promocet, 155-161.

MOREIRA A.A. et CAMELIER C., 1977 - Relevo. *In* : **Geografia do Brasil : região Sudeste.** Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatistica. Rio de Janeiro, 1-50.

NADELHOFFER K.J. et FRY B., 1988 - Controls on natural Nitrogen-15 and Carbon-13 abundances in forest soil organic matter. **Soil Sci. Soc. Am. J., 52, 1633-1640.**

NIMER E., 1971 - Climatologia da região sul do Brasil: Introdução à climatologia dinâmica - subsidios à geografia regional do Brasil. **Rev. Bras. Geog., 3-65.**

NIMER E., 1977- Clima. *In* : **Geografia do Brasil, Região Norte.** Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatistica. Rio de Janeiro. IBGE, 39-58.

NISSENBAUM A. et SCHALLINGER K.M., 1974 - The distribution of the stable carbon isotopes ($^{13}C/^{12}C$) in fractions of soil organic matter. **Geoderma, 11 , 137-145.**

NUNES A de B., LIMA R.F.F., et BARROS FILHO C.N., 1973 - Geomorfologia da folha SA.23 São Luis e parte da folha SA. 24. Fortaleza. *In* : **Projeto RADAM. Levantamento de Recursos Naturais.** Brasil, Departamento Nacional de Produção mineral. Rio de Janeiro, v.3.

NYE P.H. et GREENLAND D.J., 1964 - Changes in the soil after clearing tropical forest. **Plant and Soil, 21, 101-112.**

OADES J.M., 1988 - The retention of organic matter in soils. **Biogeochemistry, 5, 35-70.**

O'BRIEN B.J. et STOUT J.D., 1978 - Movement and turnover of soil organic matter as indicated by carbon isotope measurement. **Soil Biol. Biochem., 10, 309-317.**

PERRAUD A., 1971 – **La matière organique des sols forestiers de Côte d'Ivoire**. Thèse Doct. Etat, Univ. Nancy, 134 p.

POST W.M., EMANUEL W.R., ZINKE P.J. et STANGENBERGER A.G., 1982 - Soil carbon pool and world life zones. **Nature, 298, 156-159.**

QUEIROZ NETO, 1982 - Solos da região dos cerrados e suas interpretações. **Rev. bras. Ci. do solo, 6, 1-12.**

REGO R.S., VIEIRA L.S., AMARAL FILHO Z.P.(do), SANTOS P.L.(dos), LOPES D.N., REIS C.M.(dos), GAMA J.R., COSTA M.F.(da) et SERRUYA L.M., 1973 - Estudo detalhado dos solos de uma area do municipio de Capitão Poço. **Cadernos paraenses, n° 9.** Belem, Instituto de desenvolvimento economico-social do estado do Para. 117 p.

ROCHA G.C., 1990 - Caracteristicas e dinâmica de coberturas pedologicas sobre rochas basicas nas regiões Norte e Sul do Brasil. **Thèse Doutorado, Universidade São Paulo, 246 p.**

ROSENFELD W.D. et SILVERMAN S.R., 1959 - Carbon isotopic fractionation in bacterial production of methane. **Science, 130,** 1658-1659.

SALATI E. et VOSE P. B., 1984 - Amazon basin : a system in equilibrium. **Science, 225, 129-138.**

SALDARRIAGA J.G. ET WEST D.C., 1986 - Holocene fires in the Northern Amazon Basin. **Quaternary Research, 26, 358-366.**

SANCHEZ P.A., BANDY D.E., VILLACHICA J.H et NICHOLAIDES J.J., 1982a - Amazon basin soils. Management for continuous production. **Science. Washington, D.C., 216, 821-827.**

SANCHEZ P.A, GICHURU M.P. et KATZ L.B.,1982b - Organic matter in major soils of the tropical and the temperate regions. *In* : **Non-symbiotic nitrogen fixation and organic matter in the Tropics.** 12th ICSS, New Delhi, 99-114.

SANCHEZ P.A., VILLACHICA J.H. et BANDY D.E., 1983 - Soil fertility dynamics after clearing a tropical rainforest in Peru. **Soil Sci. Soc. Am. J., 47, 1171-1178.**

SANCHEZ P.A. et MILLER R.H., 1986 - Organic matter and soil fertility management in acid soils of the Tropics. *In* : **Trans. 13th Int. Soil Sci. Cong., Hamburg, 509-625.**

SARRAILH J.M., 1982 - Premières observations sur les pâturages des parcelles de ruissellement et d'érosion. *In* : **L'écosystème forestier guyanais. Etude et mise en valeur.** Bulletin de liaison du groupe de travaux n° 6 , Schirle A. et al. (Eds), ORSTOM Cayenne, 7-18.

SCHLESER G.H. et POHLING R., 1980 - $\delta^{13}C$ record in forest soil using a rapid method for preparing carbon dioxide samples. **Int. J. Appl. Radiat. Isotopes, 31, 769-773.**

SCHUBART H.O.R., 1983 - Ecologia e utilização das florestas. *In* : **Amazônia : desenvolvimento, integração e ecologia** (E. Salati, Coord.), São Paulo, Editora Brasiliense/CNPq, 101-143.

SCHWARTZ D., MARIOTTI A., LANFRANCHI R. et GUILLET B., 1986 - $^{13}C/^{12}C$ ratios of soil organic matter as indicators of ecosystems changes in the Congo. **Geoderma, 39, 97-103.**

SERVANT M., FOURNIER M., SOUBIES F., SUGUIO K. et TURCQ B., 1989 - Sécheresse holocène au Brésil (18-20° latitude Sud). Implications paléométéolorogiques. **C. R. Acad. Sci. Paris, t. 309, Série II, p. 153-156.**

SMEJKAL V., COOK F.D. et KROUSE H.R., 1971 - Studies of sulfur and carbon i sotope fractionation with microorganisms isolated from springs of Western Canada. **Geochim. Cosmochim. Acta, 35, 787-800.**

SMITH B.N. et EPSTEIN S., 1971 - Two categories of $^{13}C/^{12}C$ ratios for highers plants. **Plant Physio., 47, 380-384.**

SOUBIES F., 1980 - Existence d'une phase sèche en Amazonie brésilienne datée par la présence de charbons dans les sols (6000-3000 ans B.P.). **Cah. ORSTOM, sér. Géol., XI, 133-148.**

SOUBIES F. et CHAUVEL A., 1984/1985 - Présentation de quelques sytèmes de sols observés au Brésil. **Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XXI, 237-251.**

SOUBIES F., SUGUIO K., MARTIN L., LEPRUN J.C., SERVANT, M., TURCQ B., FOURNIER M., DELAUME M. et SIFEDDINE A., 1989 - The Quaternary lacustrine deposits of the Serra dod Carajàs, (State of Parà, Brazil) : ages and others preliminary results. *In* : **International Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary : Past-Present-Future.** São Paulo (Brazil), May 8-12, 125-128.

STEVENSON F.J., 1982 - **Humus chemistry. Genesis, composition, reactions.** Wiley-Interscience Publication, 443 p.

STOUT J.D., GOH K.M. et RAFTER T.A., 1981 - Chemistry and turnover of naturally occuring resistant organic compounds in soil. *In* : **Soil Biochemistry, vol.5** (Paul E.A. et Ladd S.N. eds.) Marcel Dekker Inc. N.Y. Basel. 1-73.

TEIXEIRA L.B., 1987 - Dinamica do ecosistema de pastagem cultivada em àrea de floresta na Amazônia Central. **Thèse Doutorado, INPA, Universidade Manaus, 99 p.**

THORP J. et SMITH G.D., 1949 - Higher categories of soil classification, order, sub order and great group. **Soil Science, 67, 117-126.**

TIESSEN H. et STEWART J.W.B., 1983 - Particle-size fractions and their use in studies of soil organic matter : II. Cultivation effects on organic matter composition in size fractions. **Soil Sci. Soc. Am. J., 47, 509-514.**

TISDALL J.M. et OADES J.M., 1982 - Organic matter and water-stable aggregates in soils. **J.Soil Science, 33, 141-163.**

TURCHENEK L.W. et OADES J.M., 1979 - Fractionation of organo-mineral complexes by sedimentation and density techniques. **Geoderma, 21, 311-343.**

TURENNE J.F., 1975 - Modes d'humification et différenciation podzolique dans deux toposéquences guyanaises. **Thèse Sc. Nat. ORSTOM, Paris, 185 p.**

TURENNE J.F., 1977 - Culture itinérante et jachère forestière en Guyane. Evolution de la matière organique. **Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 15, 449-461.**

U.S.D.A., 1975 - **Soil Taxonomy** - Agriculture Handbook, n° 436, Washington D.C., 754 p.

VAN DER HAMMEN T., 1974 - The Pléistocène changes of vegetation and climate in tropical South America. **Journal of Biogeography, 1, 3-26.**

VAN DER MERWE N. J. et MEDINA E., 1989 - Photosynthesis and $^{13}C/^{12}C$ ratios in Amazonian rain forest. **Geochem. Cosmochim. Acta, 53, 1091-1094.**

VEJA, 1989 - Minério na superficie. **26 (5 Juillet 1989), 86-97.**

VITORELLO V., CERRI C.C., ANDREUX F., FELLER C. et VICTORIA R., 1989 - Organic matter and natural carbon-13 distribution in forested and cultivated oxisols. **Soil Sci. Soc. Am. J., 53, 773-778.**

VOGEL J.C., 1978 - Recycling of carbon in a forest environment. **Oecol. Plant., 13, 89-94.**

VOLKOFF B., 1984/1985 - Organisation de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. **Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XXI, 225-236.**

VOLKOFF B. et CERRI C.C., 1981- Humus em solos da floresta amazônica na região do rio Madeira. **R. bras. Ci. Solo, 5, 15-21.**

VOLKOFF B. et CERRI C.C., 1987 - Carbon isotopic fractionation in subtropical Brazilian grassland soils. Comparison with tropical forest soil. **Plant and soil, 102, 27-31.**

VOLKOFF B. et CERRI C.C., 1988 - L'humus des sols du Brésil. Nature et relations avec l'environnement. **Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XXIV, 1988: 83-95.**

VOLKOFF B., MATSUI E. et CERRI C.C., 1982 - Discriminação isotopica do carbono nos humus de latossolos e podzois na região amazonica do Brasil. *In* : **Proc. of the regional colloquium on soil organic matter,** Piracicaba, Brasil, CENA-Promocet, 147-153.

VOLKOFF B., MELFI A.J. et CERRI C.C., 1979 - Les sols sur roches cristallines formées sous climat subtropical humide au Brésil. **Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XVII, 163-183.**

WINCKLER F.J., WIRTH E., LATZKO E., SCHMIDT H.L., HOPPE W., et WINNER P., 1978 - Influence of growth conditions and development on $\delta^{13}C$ values in different organs and constituents of wheat, oat and maize. **Z. Pflanzenphys., 87, 255-264.**

ANNEXES

ANNEXE 1

METHODES

Echantillonnage et observations microscopiques

I.-ECHANTILLONNAGE

Les litières ont été prélevées à l'aide d'un cadre en bois de 0,25 m^2, quatre répétitions étant réalisées pour chacun des profils sous forêt et sous cacao et hévéa. (La parcelle plantée en *Pennisetum* ne possèdait pas de litière, par suite d'un incendie à l'époque du prélèvement). Ces échantillons de litière ont été séchés à l'étuve à 50°C puis broyés finement.

Les échantillons de sol ont été prélevés dans les fosses pédologiques utilisées pour la description morphologique des profils, par tranches de trois, quatre, six ou sept centimètres d'épaisseur dans les horizons superficiels et par tranches de 10 centimètres d'épaisseur dans les horizons subsuperficiels et de profondeur. Ils ont ensuite été séchés à l'air et tamisés à 2 mm sans broyage.

II.- MICROMORPHOLOGIE

Les lames minces ont été réalisées à partir de blocs de sol non déformés prélevés sur le terrain, séchés à l'air puis imprégnés sous vide partiel par une résine synthétique (polilyte T.208, 300 ml) diluée dans du styrène (150 ml), et à laquelle on ajoute 3 gouttes d'un catalyseur, le Peroxol. Les blocs imprégnés sont placés durant deux semaines au moins dans une étuve à 30°C afin d'assurer la polymérisation complète de la résine. Les blocs sont ensuite sciés, collés sur des lames de verre, puis amincis à la main jusqu'à obtenir des coupes de 15 à 40 microns d'épaisseur.

III.- MICROSCOPIE ELECTRONIQUE A TRANSMISSION

La technique de préparation des échantillons de sol mise au point par VILLEMIN et TOUTAIN (1987) est une adaptation de la méthode de RYTER et KELLENBERGER (1958) et tend à perturber le moins possible les échantillons. La fixation des échantillons par une solution d'acide osmique s'effectue sans filtration ni centrifugation. La coloration des coupes à l'acétate d'uranyle et au citrate de plomb permet de contraster les parois, les protéines et les nucléoprotéines cellulaires.

Les coupes ont été observées à l'aide des microscopes électroniques à transmission ZEISS EH 95-2 et SIEMENS Elmiskop 102.

Caractérisation de la fraction minérale

I.- ANALYSES MINERALOGIQUES

Les minéraux ont été identifiés par diffractométrie des rayons X avec un appareil Rigaku Giegerflex, muni d'un tube en cuivre et d'un filtre de nickel, sur les fractions inférieures à 50 microns obtenues par tamisage sous jet d'eau, et déposées sur des lames de verres.

II.- ANALYSES PHYSIQUES

1. Granulométrie

La méthode employée est décrite par DAY (1965). La matière organique est détruite en ajoutant de l'eau oxygénée (H_2O_2) qui l'oxyde et la transforme en CO_2. La dispersion des argiles est ensuite obtenue par ajout d'hexamétaphosphate de sodium. Les fractions supérieures à 50 µm sont séparées par tamisage et les fractions inférieures à 50 µm par sédimentation et prélèvement à la pipette.

Le taux d'argile naturelle a été déterminé en utilisant l'eau distillée comme dispersant et par prélèvement à la pipette (VETTORI, 1969). Il permet le calcul du **degré de floculation (DF)** défini par la formule :

$$DF = 100 \times \frac{(\text{Arg. hexaméta.} - \text{Arg. eau})}{\text{Arg. hexaméta}}$$

2. Densité apparente

Deux méthodes de détermination de la densité apparente ont été utilisées:

• méthode du cylindre (BLAKE, 1965) : un échantillon de sol est prélevé à l'aide d'un cylindre métallique de volume connu, en prenant soin de ne pas perturber l'échantillon. Il est ensuite séché à 105°C et pesé. La densité apparente est obtenue en divisant le poids sec par le volume.

• méthode du bloc de paraffine (BLAKE, 1965) : on determine le volume d'un bloc de sol préalablement enrobé de parafine, et en le pesant d'abord dans l'air puis immergé dans l'eau. Le poids du bloc est déterminé après séchage à 105 °C, et la densité obtenue par calcul, en divisant le poids sec par le volume.

III.- ANALYSES CHIMIQUES

1. pH

Le pH est mesuré dans l'eau distillée et le chlorure de potassium 1,0 N en utilisant un rapport sol/solution de 1:2,5.

2. Phosphore assimilable

Le phosphore assimilable du sol a été extrait par de l'acide sulfurique 0,05N (100 ml/5g de sol) après agitation pendant 15 mn et filtration. Une fraction aliquote du filtrat est prélevée, à laquelle on ajoute une solution acide de molybdate d'ammonium dilué et de l'acide ascorbique et on procède à une agitation durant 1 à 2 mn. Le dosage est ensuite effectué par colorimétrie, en utilisant un filtre rouge de longueur d'onde égale à 660 nm, par référence à une solution standard de phosphate de potassium (VETTORI, 1969). Les concentrations sont exprimées en me/100 g de sol.

3. Aluminium échangeable et acidité d'échange

Al^{3+} et H^+ ont été extraits par KCl 1,0 N (rapport sol solution 1:10). Après agitation pendant 15 mn puis filtration, l'acidité totale est titrée par NaOH 0,25 N en présence de phénolphtaléine (MAC LEAN, 1965). La quantité d'aluminium est ensuite déterminée par titration de la soude par HCl 0,25 N après addition de fluorure de sodium (NaF). Les concentrations en Al^{3+} et H^+ sont exprimées en me/100 g de sol.

4. Bases échangeables et capacité d'échange cationique

Les ions calcium, magnésium, potassium et sodium ont été extraits par l'acide chlorhydrique 0,05N (rapport sol solution 1:10). Après agitation et filtration, les cations extraits sont dosés par spectrophotométrie d'absorption atomique. La somme des bases échangeables (S) est obtenue en sommant les concentrations en Ca^{++}, Mg^{++}, K^+ et Na^+, et exprimée en me/100g de sol. La capacité d'échange cationique "effective" est obtenue en sommant les bases échangeables à l'acidité d'échange.

5. Analyse minérale totale

Les analyses minérales totales de sol (< 2mm) sont réalisées selon la méthode de JEANROY (1974) : 100 mg d'échantillon et 1 g de métaborate de strontium sont mélangés et portés à 1100 °C dans un creuset en graphite. La perle obtenue est coulée dans une solution nitrique (1 ml HNO_3 pour 100 ml H_2O), chauffée à 80 °C. Après agitation de 30 mn on obtient la dissolution intégrale de l'échantillon. Les éléments Fe, Si, Al, Ti, Ca, K, Na, Mg et Mn sont dosés par absorption atomique (Techtron). Les teneurs en Fe_2O_3, SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, CaO, K_2O, Na_2O, MgO et MnO sont exprimées en % ou ‰ de sol à 1100 °C.

6. Extraction sélective des formes du fer et de l'aluminium

Les formes échangeables, amorphes et oxydées du fer et de l'aluminium ont été extraites par différents réactifs dont la sélectivité d'extraction a été étudiée par JEANROY (1983).

- Tampon Carbonate-Bicarbonate 0,5 N à pH 9,7 (Ca-Bi) : ce tampon extrait les complexes organiques du fer (chélates). L'extraction est effectuée à froid pendant une heure (100 ml de réactif/1 g de sol).
- Tétraborate 0,2 N à pH 9,7 (Tétra) : il extrait des complexes organiques mobiles et des complexes organo-minéraux. L'extraction est réalisée à froid pendant une heure (100 ml de réactif/1 g sol).
- Réactif de Tamm (TAMM, 1922): il s'agit d'un tampon acide (pH 3 ; 0,2 M) composé d'acide oxalique et d'oxalate d'ammonium, qui agit par son acidité et son fort pouvoir complexant des cations. Il extrait les formes organiques et les oxydes amorphes et mal cristallisés du fer. L'extraction s'effectue à froid et à l'obscurité pendant 4 heures (80 ml de réactif/1 g sol).
- Réactif de Mehra-Jackson (MERHA et JACKSON, 1960): composé d'un mélange citrate-bicarbonate-dithionite (CBD), ce réactif extrait le fer libre et l'aluminium amorphe. L'extraction est réalisée à 80°C pendant 30 mn (100 ml de réactif/1 g sol).

Le fer et l'aluminium des extraits ont été dosés par spectrométrie d'émission ICP (Jarrel-Ash Model 975 Plasma atomcomp).

Le "fer silicate" est estimé en faisant la différence (Fer total - Fer CBD). Le fer engagé dans les oxydes bien cristallisés (fer "Ox") est estimé en faisant la différence (Fer CBD - Fer Tamm). La différence (Fer Tamm - Fer Tétraborate) correspond aux formes minérales amorphes et mal cristallisées du fer (Fer "Am"). La différence (Fer Tétraborate - Fer Tampon Ca-Bi) permet d'estimer le fer engagé dans des complexes organo-minéraux appelés complexes hydroxyferriques (Chyd).

Caractérisation de la matière organique

I.- FRACTIONNEMENT GRANULOMETRIQUE

Plusieurs techniques ont été décrites (WATSON, 1971 ; WATSON et PARSONS, 1974 ; BRUCKERT *et al.*, 1978 ; FELLER, 1979 ; TURCHENEK et OADES, 1979 ; YOUNG et SPYCHER, 1979 ; ANDREUX *et al.*, 1980 ; ANDERSON *et al.*, 1981) qui combinent l'agitation dans l'eau, la dispersion aux ultrasons, le tamisage, la sédimentation et la centrifugation. En l'absence d'un dispersant chimique qui peut présenter l'inconvénient d'extraire ou d'altérer une partie de la matière organique, les ultrasons sont souvent utilisés pour assurer une forte désagrégation et une bonne dispersion des particules. Le niveau d'énergie ultrasonique utilisé est un facteur important pour l'obtention d'une dispersion maximale (GREGORICH *et al.*, 1988).

50 g de sol séché à l'air et tamisé à 2 mm sont mis en contact avec 150 ml d'eau distillée et agités par retournement à l'agitateur rotatif pendant deux heures en présence de 3 billes d'agate de 1 cm de diamètre. La suspension est traitée aux ultrasons (240W, 25 kHz) durant 1 à 3 mn selon la stabilité structurale, puis recueillie et soumise à la séquence de tamisage suivante : - 212 µm (*sables grossiers* ; fraction 200-2000 µm) et - 53 µm (*sables fins* ; fraction 50-200 µm). Ces tamisages sont effectués sous jet d'eau distillée et poursuivis jusqu'à récupération d'un effluent limpide.

La suspension provenant de ce dernier tamisage est introduite dans une ou plusieurs allonges d'un litre. On sépare les *limons grossiers* (fraction 5-50 µm), par une sédimentation controlée durant 1h17mn à 20°C suivie d'un siphonnage des dix premiers centimètres de la colonne de liquide. L'opération est répétée jusqu'à épuisement de la fraction inférieure à 5 µm. Pour les échantillons de profondeur il a été nécessaire d'ajouter quelques gouttes de NaOH 0,1 N pour maintenir les particules en suspension. Les fractions 200-2000 µm, 50-200 µm et 5-50 µm ont été finalement recueillies et séchées à l'étuve à 55°C.

La suspension contenant la fraction inférieure à 5 µm représente plusieurs litres que l'on centrifuge à 5000 rpm durant une heure à l'aide d'une centrifugeuse "Damom/ IEC model K Centrifuge". On sépare ainsi dans le surnageant la fraction d'*argiles fines* de taille inférieure à 0,2 µm associée à des matières hydrosolubles. Ce surnageant est concentré à l'étuve à 55 °C et lyophilisé.

Les culots de centrifugation, réunis, constituant la fraction 0,2-5 µm, sont redispersés dans un mininum d'eau distillée, concentrés à l'étuve, lyophilisés puis homogénéisés manuellement au mortier. Cette fraction 0,2-5 µm est pesée et divisée en deux partie égales. L'une de ces partie est conservée en vue du fractionnement chimique. Sur l'autre partie, on procède à une nouvelle sédimentation en allonge afin de séparer les fractions de *limons fins* (2-5 µm) et d'*argiles grossières* (0,2-2 µm). On siphonne pour cela les 10 premiers centimètres de la colonne de liquide après 8 heures de sédimentation à 20°C. Les deux fractions obtenues sont recueillies et séchées à l'étuve à 55°C. Un schéma simplifié du fractionnement physique est présenté à la figure 1.

II.- FRACTIONNEMENT CHIMIQUE : EXTRACTION DES COMPOSES HUMIQUES

Le fractionnement chimique des composés humiques est généralement basé sur leur solubilité en milieu alcalin , l'efficacité des agents extractants augmentant avec le pH (KONONOVA, 1966 ; ANDREUX, 1979 ; BARRIUSO, 1985). Parmi les réactifs employés, le pyrophosphate de sodium ($Na_4P_2O_7$) et surtout la soude sont les plus utilisés. Dans ce travail, c'est la soude 0,1 N qui a été retenue pour procéder à l'extraction des composés humiques.

La fraction 0,2-5 µm est dispersée dans NaOH 0,1 N, à raison de 10 ml/g, et agitée pendant 30 mn. Les extraits sont récupérés par centrifugation à 5000 rpm durant 1 h (Damom/ IEC model K Centrifuge). Le culot ainsi séparé est soumis à une nouvelle extraction avec NaOH 0,1 N et finalement rinçé deux fois sous centrifugation avec de l'eau distillée. Le culot, dont la matière organique est assimilée à l'humine, est redispersé dans l'eau distillée et séché à l'étuve à 55°C.

Sur les extraits alcalins et les eaux de rincages réunis, quelques gouttes de HCl 2,0 N sont ajoutées, de manière à abaisser le pH à 1,0. Les acides humiques (AH) précipitent et les acides fulviques (AF) demeurent en solution. On considère la précipitation complète après 12 heures à 4°C et on sépare le précipité d'AH par centrifugation à 5000 rpm durant 10 mn. Le culot de centrifugation est rinçé avec H_2SO_4 0,1 N puis de l'eau distillée, qui sont joints aux acides fulviques. Les acides humiques sont dissous dans 20 ml de soude 0,1 N. Les solutions contenant les acides fulviques et les acides humiques sont ajustées à pH 6 avec quelques gouttes de NaOH diluée. Ces solutions sont divisées en deux parties, l'une servant pour le dosage du carbone, l'autre étant lyophilisée en vue d'effectuer les analyses isotopiques de ^{13}C.

50 g de sol + 150 ml d'eau distillée
3 billes d'agate
Agitation 2 heures

Ultrasons 1 à 3 mn

Tamisage 212 µm → "Sables grossiers" 200-2000 µm

Tamisage 53 µm → "Sables fins" 50-200 µm

Suspension 0-53 µm

Sédimentation en allonge (10 cm, 1 h 9 mn, 23°C) → "Limons grossiers" 5-50 µm

Supension 0-5 µm

Centrifugation (1 h, 5000 rpm) → "Argiles fines" 0-0,2 µm

Suspension 0,2-5 µm

Sédimentation en allonge (10 cm, 7 h 26 mn, 23°C) → "Limons fins" 2-5 µm

"Argiles grossières" 0,2-2 µm

Figure 1. - Protocole du fractionnement granulométrique.

III.- ANALYSES ELEMENTAIRES ORGANIQUES

1. Carbone organique

Les analyses ont été effectuées en combustion par voie sèche à l'aide de deux appareils : avec le "CHN Carlo Erba NA 1500", la combustion s'effectue en four fermé à 1020°C, le CO_2 formé est dosé par conductivité thermique. Il a été utilisé pour l'analyse élémentaire des échantillons solides (sols et fractions lyophilisées). Avec le "Carmhograph 12A Wösthoff", la combustion s'effectue en four ouvert à 950°C et le dosage du CO_2 par mesure des modifications de la conductivité électrique d'une solution de NaOH 1,0 N. Il a été utilisé pour l'analyse d'échantillons solides et liquides préalablement évaporés à 40°C dans des nacelles en porcelaines.

2. Azote organique

Sur les solides, les analyses ont été effectuées en combustion par voie sèche à l'aide de l'analyseur "CHN Carlo Erba NA 1500". Les oxydes d'azote formés lors de la combustion sont réduits en azote moléculaire, lequel est dosé par conductivité thermique.

Méthodes isotopiques

I.- ABONDANCE NATURELLE DU CARBONE 13

Les rapports isotopiques des produits lyophilisés et des échantillons de sols et de plantes ont été mesurés sur le CO_2 obtenu par combustion à 900°C sous un flux d'oxygène pur. Les chlorures sont piégés dans un four à laine d'argent et la vapeur d'eau est piégée avec de la neige carbonique. Le gaz ainsi purifié a été analysé à l'aide d'un spectromètre de masse à triple collection et double admission (modèle Finnigan Mat Delta E). Les résultats sont exprimés en unité δ par référence à un standard, la calcite d'une Belemnite du Crétacé de la formation Pee Dee de Caroline du Sud USA, selon la relation :

$$\delta^{13}C \text{ ‰} = [(R \text{ échantillon}/R \text{ standard}) - 1] \times 1000$$

où R est le rapport isotopique $^{13}C/^{12}C$

Les échantillons sont analysés au moins deux fois, la différence maximale de $\delta^{13}C$ acceptée entre les répétitions étant égale à 0,3 ‰.

II.- DATATIONS PAR LE CARBONE 14

La méthode utilisée est celle employée par GUILLET (1972). On procède d'abord à la combustion des échantillons, sous courant d'oxygène à 900° C et dans un tube en quartz. Le CO_2 dégagé est piégé dans une solution d'ammoniaque à 10 %, puis précipité sous forme de carbonate de barium. La synthèse du benzène à partir du carbone de l'échantillon s'effectue dans une ligne sous vide, et comprend trois étapes : la production de carbure de lithium, puis d'acétylène et enfin la polymérisation de l'acétylène en benzène par réaction catalytique sur les perles d'un gel de silice et d'alumine activé au chrome.

L'activité ^{14}C du benzène est mesurée en scintillation liquide , pendant au moins 24 heures dans un spectromètre β Tri-carb Packard, modèle 3003. L'activité spécifique de l'échantillon, exprimée en coups par minute et par gramme de carbone est rapportée à l'activité spécifique d'un standard moderne de référence (acide oxalique du National Bureau of Standards des USA).

Bibliographie

ANDERSON D.W., SAGGAR S., BETTANY J.R., et STEWART J.W.B., 1981 - Particle size fractions and their use in studies of soil organic matter : I. The nature and distribution of forms of carbon, nitrogen and sulfur. **Soil Sci. Soc. Am. J., 45,** 767-772.

ANDREUX F., 1979 - Genèse et propriétés des molécules humiques. *In* : **Pédologie. 2. Constituants et propriétés des sols** (M. Bonneau et B. Souchier, eds), Masson, 97-122.

ANDREUX F., BRUCKERT S., CORREA A. et SOUCHIER B., 1980 - Sur une méthode de fractionnement physique et chimique des agrégats des sols : origines possibles de la matière organique des fractions obtenues. **C.R. Acad. Sc. Paris, t. 291, série D,** 381-385.

BARRIUSO E., 1985 - **Caractérisation des fractions organo-minérales et des constituants humiques d'un sol de pelouse subalpine.** Thèse de Doctorat d'Université (Nancy I), 186 p + annexes.

BLAKE G.R., 1965 - Bulk Density. *In* : **Methods of soil analysis.** C.A. Black (ed). Amer. Soc. Agronomy, Madison, 374-390.

BRUCKERT S., ANDREUX F., CORREA A. et AMBOUTA J.M.K., 1978 - Fractionnement des agrégats appliqué à l'analyse des complexes organo-minéraux des sols. **II^{e} Congrès Int. Assoc. Sc. du Sol,** Edmonton, Canada, 6, 88-89.

DAY P.R., 1965 - Particle Fractionation and Particle-Size Analysis. *In* : **Methods of soil analysis.** C.A. Black (ed). Amer. Soc. Agronomy, Madison, 545-567.

FELLER C., 1979 - Une méthode de fractionnement granulométrique de la matière organique des sols. **Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XVII,** 339-346.

GREGORICH E.G., KACHANOSKI R.G. et VORONEY R.P., 1988 - Ultrasonic dispersion of aggregates : distribution of organic matter in size fractions. **Can. J. Soil Sci., 68,** 395-403.

GUILLET B., 1972 - Datation des sols par le ^{14}C naturel. I : La méthode de datation en scintillation liquide. **Bull. ENSAIA Nancy, XIV,** 117-122.

JEANROY E., 1974 - Analyse totale par spectrométrie d'absorption atomique des roches, sols, minéraux, ciments, après fusion au métaborate de strontium. **Analusis, 2,** 703-712.

JEANROY E., 1983 - Diagnostic des formes du fer dans les pédogénèses tempérées. Evaluation par les réactifs chimiques d'extraction et apports de la spectrométrie Mössbauer. **Thèse Doct. Univ. Nancy I, 168 p.**

KONONOVA M.M., 1966 - **Soil Organic Matter.** 2è éd. Pergamon Press, 544 p.

MAC LEAN E.O., 1965 - Aluminium. *In* : **Methods of soil analysis.** C.A. Black (ed). Amer. Soc. Agronomy, Madison, 978-998.

MEHRA O.P. et JACKSON M.L., 1960 - Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays Clay Miner., 7,** 317-327.

RYTER A. et KELLENBERGER E., 1958 - Etude au microscope électronique de plasma contenant de l'acide désoxyribonucléique. Les nucléotides des bactéries en croissance active. **Zeitsch. Naturforschg., 136,** 597-605.

TAMM O., 1922 - Um best ämning ow de oorganiska Komponentema i markens gelcomplex. **Medd. Statens Skogsförsökaust. 19,** 385-404.

TURCHENEK L.W. et OADES J.M., 1979 - Fractionation of organo-mineral complexes by sedimentation and density techniques. **Geoderma, 21,** 311-343.

VETTORI L., 1969 - Metodos de analises do solo. Rio de Janeiro, **EPFS, Boletim tecnico n° 7,** 34 p.

VILLEMIN G. et TOUTAIN F., 1987 - Méthode de fixation d'échantillons organo-minéraux de sols pour la microscopie électronique à transmission. In : **Micromorphologie des sols, Soil Micromorphology.** N. Fedoroff, L.M. Bresson et M.A. Courty (eds), AFES Paris Publ, 43-48.

WATSON J.R., 1971 - Ultra sonic vibration as a method of soil dispersion. **Soils Fertil., 34,** 127-134.

WATSON J.R. et PARSONS J.W., 1974 - Studies of soil organo-mineral fractions, 1. Isolation by ultrasonic dispersion. **Journal of Soil Science, 25,** 1-8.

YOUNG J.L. et SPYCHER G., 1979 - Water-dispersible soil organic-mineral particles : I. Carbon and nitrogen distribution. **Soil Sci. Soc. Am. J., 43,** 324-328.

ANNEXE 2

DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE DES PROFILS DE LA STATION DE CAPITAO POÇO

LCP3

Relief : Plat

Végétation : forêt dense de terre ferme

Litière : **La couche L** est assez abondante, avec une variété de feuilles importante, le bois mort est abondant dans des états de décomposition variables. **La couche F** est traversée par un réseau important de racines fines.

Horizons

A_{11} (0-3 cm) : brun gris sombre (10 YR 4/3). Structure grumeleuse avec des sables particulaires lavés (moins nombreux qu'en LCP1 et LCP2) entre les grumeaux organiques. Meuble, sableux, très poreux. Racines fines nombreuses. Transition graduelle.

A_{12} (3-10) : brun gris (10 YR 4/4). Structure grumeleuse avec quelques sables particulaires lavés, moins meuble, sableux, poreux. Racines fines nombreuses et quelques racines moyennes. Transition distincte et ondulée.

A3 (10-15) : brun, légèrement jaunâtre (10 YR 5/4), avec quelques taches plus grises. Remplissages biologiques brun sombre entourés d'une zone rouille nette. Structure massive à tendance polyédrique sub-anguleuse. Assez peu fragile, friable, sablo-argileux, assez poreux. Racines moyennes. Transition diffuse.

(15-28) : brun jaunâtre (10 YR 5/6) ; quelques taches grises, moins de taches rouilles autour des remplissages biologiques. Structure massive à débit en éclats. Cohérent, peu fragile, friable, sablo-argileux, peu poreux. Quelques petites et moyennes racines. Transition diffuse.

B_1 (28-50) : brun jaunâtre (10 YR 5/6), finement hétérogène ; nombreuses mouchetures rouilles peu contrastées à limite peu nette (1-2 mm). Structure massive à débit en éclats, peu fragile, friable. Argilo-sableux à argileux, peu poreux. Très rares racines. Transition assez nette, très ondulée, avec de longues pénétrations sous forme de langues dans l'horizon sous-jacent.

B_{21-1} (50-75) : niveau très hétérogène, tacheté ; la couleur dominante est l'ocre-jaune (10 YR 6/6) avec de très nombreuses taches rouille-rougeâtre (7,5 YR 5/6) nette, de taille centimétrique. Structure massive à débit en éclats légèrement ondulés. Cohérent, peu fragile et friable, argileux, peu poreux. pas de racines visibles. A la base , taches plus grandes (2-5 cm) et quelques volumes gris à très fines mouchetures rouilles. Transition diffuse et progressive.

B_{21-2} (75-115) : niveau très hétérogène, tacheté ; la phase dominante est ocre-rougeâtre (7,5 YR 5/6) avec de nombreuses taches ocre-jaune (10 YR 6/4) diminuant vers la base. Structure massive, peu fragile, peu friable. Argileux, un peu plus poreux qu'au-dessus. Pas de racines visibles. Transition diffuse.

B_{22-1} (115-190) : ocre-rougeâtre (7,5 YR 5/6) assez homogène avec cependant quelques petites plages brun-gris, peu contrastées, de petite tailler, moins poreuses que le reste. Structure massive, un peu plus fragile et friable. Argileux, assez poreux. Limite nette.

B_{22-2} (> 190) : niveau de blocs ferruginisés de 1 à 10 cm, violacés, plus ou moins caverneux. Le matériau qui les entoure est un peu plus rouge (7,5 YR 5/8) que l'horizon sus-jacent. Très poreux, avec des plages à fines mouchetures grisâtres.

LCP1

Relief : plat

Végétation : culture de *Theobroma cacao* et d'*Hevea brasilensis.*

Litière : très abondante (environ 5 cm d'épaisseur), constituée principalement de feuilles de cacao (L 20 à 30 cm, l : 5 à 10 cm) et de feuilles d'Hévéa (L : 5 à 7 cm, l : 2 à 3 cm) ; les rameaux et les branches mortes sont peu abondants. Cette litière se subdivise en plusieurs couches :

- la première est constituée de feuilles sèches entières ou en morceaux, facilement reconnaissables : **couche L**
- ensuite, une **couche F,** bien développée, de feuilles dans un état de décomposition assez avancé, recouvertes de filaments mycéliens. De très nombreuses racines fines envahissent cette couche.
- à la base de ce niveau, existe une couche fine, composée d'un mélange de morceaux de feuilles décomposées et de petites agrégats.

Horizons

A_{11} (0-3 cm) : brun gris foncé (7,5 YR 4/1). Structure grumeleuse, avec une quantité importante de sables particulaires lavés entre les grumeaux organiques (< 1 cm), très meuble boulant, sableux, poreux. Racines fines et nombreuses. Limite légèrement ondulée assez nette.

A_{12} (3-10) : brun gris sombre (7,5 YR 4/1) avec de nombreuses taches de 1 cm plus claires 10 YR 6/6) à contours nets. Sables lavés nombreux par endroits sous forme de concentrations. Structure plus massive, à débit en éclats, fragile et friable. Sableux, assez poreux. Racines assez nombreuses. Transition distincte ondulée.

A_3 (10-21): fond brun jaune (10 YR 6/6) avec de nombreuses taches brunes (7,5 YR 4/1) à contours très nets de quelques mm à 1 cm, dues à l'activité biologique. Structure massive, à débit en éclats anguleux, peu fragile. Sablo-argileux, peu friable. Porosité faible. Racines peu nombreuses. Transition graduelle.

B_{11} (21-43) : fond brun jaune assez terne (10 YR 6/6) avec des taches rouilles (7,5 YR 5/6) de petite taille (quelques mm), très diffuses, irrégulières, assez peu nombreuses, rares taches grises diffuses au sommet. Structure massive à débit en éclats légèrement mamelonnés, peu fragile, assez peu friable. Argileux, plus poreux qu'au-dessus. Tubes < 0,5 mm et quelques tubes de 1 mm, quelques petites concrétions ferrugineuses très dispersées. Racines rares; Transition diffuse.

B_{12} (43-65) : brun jaune homogène, très légèrement plus vif (10 YR 6/6), pas de taches. Structure massive à débit en éclats de forme très irrégulière et peu de poudre. Peu fragile et peu friable. Argileux, plus poreux qu'au-dessus. Tubes < 0 5 mm et quelques tubes de 1 mm, quelques petites concrétions ferrugineuses très dispersées. Racines rares. Transition diffuse.

$B_{21\text{-}1}$ (65-90) : ocre jaune (7,5 YR 6/6), homogène. Structure massive à débit en éclats légèrement polyédriques et un peu de poudre, fragile à peu fragile, un peu plus friable, argileux. Porosité légèrement plus importante. Transition diffuse.

$B_{21\text{-}2}$ (90-115): ocre jaune (7,5 YR 6/6), homogène. Structure massive, débit en éclats et un peu de poudre. Un peu plus fragile et friable. Argileux. Porosité plus importante. Limite diffuse.

$B_{22\text{-}1}$ (115-150) : ocre jaune un peu plus rouge (7,5 YR 6/8), homogène. Structure massive, débit en éclats sub-anguleux et poudre. Friable, argileux. Porosité assez importante (tubulaire fine). Transition diffuse.

$B_{22\text{-}2}$ (150-210) : ocre jaune un peu plus rouge (7,5 YR 6/8). Structure massive, friable et fragile. Argileux. Porosité importante. Transition diffuse.

$B_{22\text{-}3}$ (210-400) : ocre rouge (6,25 YR 6/8). Structure moins massive à sous-structure microagrégée bien développée, très friable. Argileux. Porosité élevée.

LCP4

Relief : plat

Végétation : parcelle "d'herbe à éléphant" (*Pennisetum purpureum*, Graminées). La parcelle a brûlé quelques jours avant le creusement de la tranchée

Litière : inexistante. Une fine pellicule (2 à 3 mm) de cendres recouvre le sol.

Horizons

A_{11} (0-4 cm) : brun gris terne (10 YR 3/3). Structure grumeleuse avec des sables particulaires lavés. Très meuble, sableux, poreux. Racines nombreuses. Transition assez distincte.

A_{12} (4-10) : brun gris (10 YR 4/3) avec quelques taches gris sombre et quelques taches rouilles diffuses. Structure plus massive, légère tendance grumeleuse, assez fragile et friable. Sableux à sablo-argileux. Porosité moyenne. Racines assez nombreuses. Transition graduelle.

A_3 (10-25) : niveau très hétérogène, fond brun gris jaunâtre (10 YR 5/4) avec de nombreuses taches brun-gris sombre et de très nombreuses taches rouille vif. Structure massive à débit en éclats. Cohérent, peu fragile et assez peu friable, sablo-argileux, peu poreux. Quelques racines fines. Transition graduelle.

B_{11} (25-60) : brun-jaune clair (10 YR 6/8), avec quelques petites taches grises diffuses. Structure massive à débit en éclats. Cohérent, peu fragile et peu friable, argilo-sableux, peu poreux. Apparition de petites concrétions ferrugineuses (inférieures au cm). Transition graduelle.

B_{12} (60-95) brun-jaune un peu plus rouge (10 YR 8/8), encore quelques petites taches grises diffuses. Structure massive et , par endroits, polyédrique à tendance prismatique (quelques fissures verticales). Cohérent, peu fragile, assez peu poreux. Concrétions ferrugineuses de petite taille. Très rares racines.

(> 95) : niveau épais (plus de 50 cm) de blocs ferruginisés décimétriques, violacés, plus ou moins caverneux, à cortex brun. Le matériau entre les blocs est ocre-rouge (7,5 YR 6/8), avec de petites plages jaune pâle, surtout sur les décollements des blocs. Argileux, un peu plus fragile et plus poreux qu'au-dessus.

ANNEXE 3

TABLEAUX DE RESULTATS

Tableau 1. Caractéristiques chimiques des sols étudiés

Sol	Hor.	Prof.	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	S	H^{+}	Al^{+++}	CEC	V (%)	pH_{H20}
ABD1	A_1	0-10						0,85	0,2			5,3
	B_1	30-40						0,98	0,17			5,1
	B_2	80-90						0,82	0,1			5,0
	B_2	160-170						0,9	0,1			5,0
MAM5	A_1	0-3						4,5	5,35			3,7
	B_1	15-25						1,37	0,85			4,4
	B_{21}	65-75						0,98	0,35			4,6
	B_{22}	95-105						0,88	0,4			4,8
GRO10	A_3	5-15						1,77	1,1			4,0
	B_1	30-40						1,65	1,05			3,9
	B_2	70-80						1,2	0,65			4,6
	B_2	110-120						1,2	0,6			4,5
GRO1	A_1	0-10	2,36	1,19	0,47	0,25	4,26	0,3	0,02	4,58	93	5,9
	B_1	35-45	2,36	0,23	0,24	0,04	2,87	0,49	1,56	3,92	74	5,2
	B_{21}	55-65	0,56	0,13	0,14	0,07	0,9	0,58	1	2,48	36	4,9
	B_{22}	90-100	0,49	0,13	0,13	0,07	0,82	0,72	0,92	2,5	32	4,7
LCP3	A_1	3-10	0,31	0,12	0,05	0,06	0,54	0,53	0,56	1,63	33	3,8
	B_1	30-40	0,13	0,03	0,02	0,04	0,22	0,36	0,59	1,17	19	4,1
	B_{21}	65-75	0,11	0,03	0,01	0,04	0,19	0,25	0,72	1,16	16	4,5
	B_{21}	100-110	0,13	0,1	0,02	0,04	0,29	0,22	0,6	1,11	36	4,8
ALT3	A_1	0-6	12,48	3,53	0,16	0,14	16,31	*2,2*		18,51	88	5,5
	B_{t1}	6,26	2,57	1,79	0,02	0,03	4,41	*1,8*		6,21	71	5,1
	B_{t2}	26-150	1,65	0,94	0	0,03	1,12	*1,9*		3,02	37	5,5
	B_{t3}	150-210	2,07	0,9	0	0	2,97	1,6		4,57	65	5,9
MSP3	A_1	0-5	15,57	1,27	2,61	0,18	19,63	0,6	0,15	20,38	96	5,8
	B_1	35-45	1,06	0,17	0,38	0,17	1,78	0,75	0,2	2,73	65	5,6
	B_2	80-90	0,94	0,14	0,19	0,16	1,43	0,56	0,1	2,09	68	5,5
	B_2	160-170	0,14	0,19	0,15	0,16	0,64	0,52	0,18	1,34	48	5,5
NA3	A_1	2-8	1,72	0,43	0,22	0,26	2,63	0,16	0,24	3,03	87	5,4
	B_2	25-35	0,06	0,09	0,09	0,1	0,34	0,08	0,56	0,98	35	5,2
	C	95-105	1,28	0,29	0,25	0,3	2,12	0,08	0,86	3,06	69	5,2
	C	120-130	1,3	0,31	0,1	0,17	1,88	0,13	0,81	2,82	67	5,1
MMT4	A_1	0,10	0,21	0,44	0,13	0,16	0,94	1,02	0,35	2,31	41	5,1
	A_3	20-30	0,07	0,24	0,07	0,16	0,54	0,89	0,26	1,69	32	5,1
	B_1	60-75	0,39	0,12	0,06	0,15	0,72	0,92	0,23	1,87	39	4,8
	B_2	140-150	0,49	0,12	0,05	0,14	0,8	0,42	0,1	1,32	61	5,7
MMS1	A_1	0-5						1,05	0,23			5,1
	B_1	30-40						0,47	0,25			4,7
	B_2	75-80						0,47	0,25			5,2
	B_2	> 100						0,41	0,15			5,4
MSP4	A_1	0-6	9,53	2,25	0,62	0,05	12,45	0,1	0,04	12,59	99	5,8
	A_3	60-40	0,44	0,86	0,24	0,03	1,57	0,14	0,34	2,05	77	5,0
	B_1	60-70	0,04	0,17	0,08	0,04	0,33	0,08	0,08	0,49	67	5,2
	B_2	70-80	0,04	0,16	0,09	0,05	0,34	0,09	0,08	0,5	68	5,2
LOP3	A_1	0,25	14,72	0,74	0,17	0,09	15,72	*2,1*		17,82	88	15,4
	A_3	25-60	17,92	0,65	0,28	0,1	18,95	*4,5*		23,45	81	5,3
	B_1	60-90	17,61	0,77	0,06	0,12	18,56	*4*		22,56	82	5,5
	B_{t1}	90-150	15,23	0,74	0,07	0,09	16,13	*3,6*		19,73	82	5,3
GPR1	A_{11}	0-10	1,92	0,45	0,17	0,11	2,65	9,49	4,08	16,22	17	4,3
	A_{12}	30-40	1,15	0,39	0,1	0,16	2,1	8,75	4,86	15,71	13	4,0
	B_1	60-70	1,79	0,45	0,17	0,14	2,55	5,91	4,11	12,57	21	4,3
	B_2	90-100	1,84	0,29	0,04	0,15	2,32	5,48	4,11	11,91	19	4,4
GRS9	A_1	0-10	2,87	1,51	0,41	0,11	4,9	0,46	0,06	5,42	91	5,8
	A_3	40-50	1,62	0,49	0,07	0,1	2,28	1,01	1,66	4,95	46	4,7
	B	65-75	1,87	0,92	0,05	0,17	3,01	1,3	1,52	5,83	52	6,0
	B	110-120	3,12	3,5	0,04	0,31	6,97	0,75	0,31	8,03	88	6,0
GRS11	A_1	0-5	2,3	0,4	0,6	0,1	3,4		0,3	12,9	26	4,9
	A_3	40-50	1,1	0,1	0,3	0,1	1,3		3,5	10,1	16	4,6
	B_1	75-85	0,9	0,1	0,3		1,3		5,6	10,4	13	4,6

Les chiffres en italiques indiquent la somme $H^{+} + Al^{+++}$

Tableau 2. Teneurs en carbone total et en ^{13}C des sols étudiés

	Profondeurs	% C	$\delta^{13}C$		Profondeurs	% C	$\delta^{13}C$
LCP3	0-3	2,09	- 28,5	MAM5	0-3	9,20	- 28,0
	3-10	1,37	- 28,3		3-10	2,40	- 26,8
	10-20	0,85	- 27,7		15-25	1,70	- 25,9
	30-40	0,43	- 26,7		40-50	0,80	- 25,3
	65-75	0,35	- 26,0		65-75	0,50	- 24,9
	150-160	0,27	- 25,3		95-105	0,30	- 24,8
ALT3	0-10	3,71	- 28,2	GRO10	5-15	1,11	- 26,9
	20-30	1,07	- 26,6		30-40	0,61	- 25,6
	40-50	0,59	- 26,7		70-80	0,47	- 25,7
	70-80	0,41	- 26,1		110-120	0,24	- 25,0
	100-110	0,31	- 25,8		255-265	0,09	- 24,8
	130-140	0,28	- 25,7				
GRO1	15-25	1,22	- 27,0	MSP3	0-5	4,47	- 25,2
	55-65	0,62	- 25,8		15-25	2,19	- 23,9
	90-100	0,26	- 25,3		35-45	1,51	- 23,9
	140-150	0,09	- 24,4		80-90	1,02	- 23,3
					160-170	0,86	- 22,5
ABD1	0-10	0,80	- 25,5	NA3	15	1,62	-28,3
	30-40	0,33	- 24,6		10-20	0,98	- 26,7
	60-70	0,22	- 23,8		30-40	0,70	- 26,1
	80-90	0,20	- 23,3		75-85	0,24	- 21,1
	160-170	0,17	- 22,8		120-130	0,18	- 19,9
	200-220	0,19	- 22,9		170-180	0,31	- 24,2
GPR1	0-10	3,51	- 26,1	LOP3	0,10	1,66	- 25,4
	30-40	3,26	- 26,0		10-20	1,81	- 24,9
	45-55	1,99	- 25,5		25-35	1,64	- 25,1
	120-130	0,63	- 22,5		50-60	1,24	- 17,6
	155-165	0,43	- 23,0		80-90	0,90	- 21,0
					120-130	0,66	- 18,5
MSP4	0-6	4,78	- 25,2	GRS9	0-10	2,91	- 21,1
	10-20	1,64	- 25,1		10-20	1,95	- 18,8
	30-40	1,00	- 24,9		20-30	1,75	- 17,5
	40-50	0,82	- 22,5		55-65	2,02	- 16,6
	50-60	0,65	- 18,0		75-85	0,72	- 17,0
	70-80	0,54	- 17,3		190-220	0,08	- 19,8
GRS11	0-10	2,65	- 19,4	MMT4	0-10	2,68	- 18,3
	40-50	2,20	- 16,7		20-32	1,48	- 17,9
	65-75	0,75	- 18,5		65-75	0,82	- 18,0
	190-200	0,13	- 21,5		140-150	0,49	- 20,4
MMS1	0-5	2,48	- 17,5				
	10-20	1,58	- 14,0				
	30-40	1,13	- 13,2				
	75-85	0,49	- 13,7				
	140-150	0,38	- 14,7				

Tableau 3. Caractéristiques physiques des sols de Capitão Poço

Horizon	Prof. (cm)	Granulométrie S.G.	S.F.	L.	A.	Degré de floculation	Densité apparente
Sol sous forêt (LCP3)							
A_{11}	0-3						1,10
A_{12}	3-10	43,2	29,4	8,9	18,5	42	1,28
A_3	10-20	39,6	29,1	6,9	24,4	27	1,44
A_3	20-30	35,7	29,2	10,1	25,0	28	1,54
B_1	30-40	35,5	25,6	9,7	29,2	28	1,63
B_1	40-50						1,58
B_{21}	50-60	27,7	22,3	9,0	41,0	97	1,53
B_{21}	65-75						1,56
B_{21}	80-90	24,7	19,4	13,5	42,4	98	1,53
B_{21}	100-110						1,53
B_{22}	120-130						1,51
B_{22}	150-160	24,1	19,4	11,5	45,0	98	1,50
B_{22}	190-200						1,50
Sol sous *Pennisetum* (LCP4)							
A_{11}	0-4						1,07
A_{12}	4-10	36,3	40,9	9,6	13,2	86,0	1,30
A_3	10-20	31,4	38,6	13,4	16,6	71,0	1,56
A_3/B_1	20-30						1,63
B_1	30-40	26,6	36,7	15,3	21,4	24,0	1,67
B_1	40-50						1,63
B_1	50-60	24,5	31,5	14,4	29,6	20,8	1,66
B_2	65-75						1,63
B_2	80-90	24,4	30,0	10,4	35,2	95,8	1,58
B_2	100-110	18,1	26,4	19,9	35,6	96,7	1,59
Sol sous Hévéa et Cacaoyer (LCP1)							
A_{11}	0-3						1,40
A_{12}	3-10	34,0	47,5	4,3	14,2	86	1,59
A_3	10-20	32,2	43,4	11,4	13,0	51	1,60
A_3/B_1	30-40	21,3	37,6	17,1	24,0	24	1,56
B_1	50-60	23,8	32,3	13,3	30,6	93	1,58
B_{21}	80-90	25,1	38,0	6,9	30,0	96	1,57
B_{22}	120-730	25,6	35,9	8,4	30,1	88	1,55
B_{22}	180-190	23,2	34,3	5,3	37,2	88	1,59
B_{22}	270-280	25,1	33,1	5,3	36,5	85	

Tableau 4. Caractéristiques chimiques des sols de Capitão Poço.

Caractéristiques chimiques du sol sous forêt.

Hor.	Prof. (cm)	Ca	Mg	K	Na	Al	Protons	Phosphate	Ac. tot.	S	T	V	pH	
		me/100 g sol							me/100 g sol			%	H_2O	KCl
A_{11}	0-3	1,16	0,39	0,11	0,14	0,26	0,63	0,05	0,89	1,80	2,69	66,9	4,4	3,4
A_{12}	3-10	0,31	0,12	0,05	0,06	0,56	0,53	0,02	1,09	0,54	1,63	33,1	4,4	3,4
A_3	10-20	0,19	0,07	0,04	0,06	0,58	0,45	0,01	1,03	0,36	1,39	25,9	3,9	3,5
A_3	20-30	0,15	0,04	0,02	0,04	0,6	0,34	0,003	0,94	0,25	1,19	21,0	4,0	3,7
B_1	30-40	0,13	0,03	0,02	0,04	0,59	0,36	0,003	0,95	0,22	1,17	18,8	4,1	3,7
B_1	40-50	0,14	0,03	0,02	0,04	0,57	0,41		0,98	0,23	1,21	19,0	4,2	3,7
B_{21}	50-60	0,13	0,03	0,02	0,05	0,67	0,41	0,001	1,08	0,23	1,31	17,6	4,4	3,7
B_{21}	65-75	0,11	0,03	0,01	0,04	0,72	0,25		0,97	0,19	1,16	16,4	4,5	3,7
B_{21}	80-90	0,12	0,02	0,01	0,04	0,71	0,25	0,01	0,96	0,19	1,15	16,5	4,6	3,8
B_{21}	100-110	0,13	0,04	0,02	0,04	0,71	0,25	0,003	0,96	0,23	1,19	19,3	4,7	3,8
B_{22}	120-130	0,11	0,07	0,02	0,04	0,65	0,33	0,002	0,98	0,24	1,22	19,7	4,7	3,8
B_{22}	150-160	0,13	0,1	0,02	0,04	0,6	0,22		0,82	0,29	1,11	26,3	4,8	3,8
B_{22}	190-200	0	0,08	0,02	0,06	0,31	0,18		0,49	0,16	0,635	24,6	4,7	3,9

Caractéristiques chimiques du sol sous *Pennisetum*

Hor.	Prof. (cm)	Ca	Mg	K	Na	Al	Protons	Phosphate	Ac. tot.	S	T	V	pH	
		me/100 g sol							me/100 g sol			%	H_2O	KCl
A_{11}	0-4	3,35	1,16	0,83	0,1	0	0,11	0,13	0,11	5,74	5,85	98,1	5,4	4,2
A_{12}	4-10	1,04	0,28	0,1	0,04	0,03	0,19	0,012	0,22	1,46	1,68	86,9	5,5	4,2
A_3	10-20	0,92	0,12	0,05	0,05	0,04	0,18	0,002	0,22	1,14	1,36	83,8	5,1	4,1
A_3/B_1	20-30	0,0,78	0,06	0,04	0,06	0,06	0,17	0,006	0,23	0,94	1,17	80,3	4,9	4,0
B_1	30-40	0,61	0,03	0,01	0,03	0,16	0,17	0,003	0,33	0,68	1,01	67,3	5,0	4,0
B_1	40-50	0,47	0,02	0,01	0,03	0,25	0,31	0,003	0,56	0,53	1,09	48,6	4,7	3,8
B_1	50-60	0,36	0,05	0,01	0,03	0,44	0,32		0,76	0,45	1,21	37,2	4,7	3,8
B_2	65-75	0,33	0,05	0,01	0,02	0,5	0,34	0,003	0,84	0,41	1,25	32,8	4,7	3,8
B_2	80-90	0,29	0,06	0,01	0,02	0,49	0,37		0,85	0,38	1,23	30,9	4,7	3,8
ni.conc.	100-110	0,25	0,06	0,01	0,02	0,38	0,27		0,65	0,34	0,99	34,3	4,7	3,8
ni.conc.	120-130	0,2	0,06	0,01	0,03	0,45	0,37	0,002	0,82	0,30	1,12	26,8	4,7	3,9
ni.conc.	150-170	0,21	0,08	0,01	0,04	0,54	0,32	0,002	086	0,34	1,20	28,3	4,7	3,9

Caractéristiques chimiques du sol sous Hévéa et Cacaoyer

Hor.	Prof. (cm)	Ca	Mg	K	Na	Al	Protons	Phosphate	Ac. tot.	S	T	V	pH	
		me/100 g sol							me/100 g sol			%	H_2O	KCl
A_{11}	0-3	4,53	1,12	0,32	0,11	0,01	0,19	0,5 32	0,20	6,08	6,28	96,8	5,5	4,9
A_{12}	3-10	1,70	0,22	0,10	0,07	0,08	0,14	0,120	0,22	2,09	2,31	90,5	5,0	4,1
A_3	10-20	1,16	0,08	0,03	0,07	0,08	nd.	0,015	nd	1,34	nd	nd	5,0	4,0
B_1	20-30	0,65	0,08	0,02	0,07	0,27	0,09	0,011	0,36	0,82	0,18	69,5	4,8	3,9
B_1	30-40	0,46	0,06	0,02	0,07	0,44	0,24	0,004	0,68	0,61	1,29	47,3	4,9	3,9
B_1	40-50	0,29	0,05	0,02	0,03	0,57	0,22	0,003	0,79	0,39	1,18	33,1	4,7	3,9
B_1	50-60	0,24	0,04	0,02	0,04	0,65	0,24	0,002	0,89	0,34	1,23	27,6	4,5	3,9
B_{21}	65-75	0,23	0,03	0,02	0,04	0,59	0,29		0,88	0,32	1,20	25,5	4,4	3,8
B_{21}	80-90	0,26	0,05	0,04	0,04	0,44	0,25		0,69	0,39	1,08	36,1	4,6	3,9
B_{21}	100-110	0,24	0,04	0,02	0,03	0,44	0,11		0,55	0,33	0,88	37,5	4,6	3,9
B_{22}	120-130	0,33	0,06	0,03	0,04	0,35	0,19		0,54	0,46	1,00	46,0	4,7	4,0
B_{22}	150-160	0,36	0,07	0,03	0,04	0,31	0,14		0,45	0,50	0,95	52,6	4,8	4,0
B_{22}	180-190	0,41	0,10	0,03	0,04	0,21	0,20	0,020	0,41	0,58	0,99	58,6	4,9	4,0
B_{22}	220-230	0,32	0,06	0,04	0,04	0,17	0,14		0,31	0,46	0,77	59,7	5,0	4,1

Tableau 5. Teneurs en carbone, azote et rapport C/N des sols de Capitão Poço.

	Profondeur (cm)	Carbone (mg g^{-1})*	Azote (mg g^{-1})*	C/N
LCP3 sous forêt	0-3	20,9	1,54	13,6
	3-10	13,7	1,09	12,6
	10-20	8,5	0,69	12,3
	20-30	6,1	0,49	12,4
	30-40	4,3	0,36	11,9
	40-50	3,7	0,33	11,2
	50-60	3,9	0,34	11,5
	65-75	3,5	0,28	12,5
	80-90	3,4	0,25	13,6
	100-110	2,9	0,24	12,1
	120-130	2,8	0,23	12,2
	150-160	2,7	0,21	12,9
	190-200	2,8	0,21	13,3
LCP1 sous Hévéa et Cacaoyer	0-3	26,4	1,94	13,6
	3-10	13,1	0,96	13,6
	10-20	6,2	0,51	12,2
	20-30	5,0	0,39	12,8
	30-40	4,2	0,33	12,7
	40-50	3,7	0,30	12,3
	50-60	3,5	0,27	13,0
	65-75	2,8	0,23	12,2
	80-90	2,4	0,20	12,0
	100-110	2,2	0,17	12,9
	120-130	2,3	0,17	13,5
	150-160	2,2	0,17	12,9
	180-190	2,2	0,17	12,9
	220-230	1,7	0,14	12,1
	270-280	1,5	0,12	12,5
	380-400	1,6	0,13	12,3
LCP4 sous *Pennisetum*	0-4	20,9	1,50	13,9
	4-10	11,8	0,86	13,7
	10-20	7,4	0,59	12,5
	20-30	5,1	0,43	11,9
	30-40	4,0	0,35	11,4
	40-50	3,6	0,32	11,3
	50-60	3,3	0,27	12,2
	65-75	3,3	0,28	11,8
	80-90	2,9	0,22	13,2
	100-110	3,0	0,24	12,5

* Matière sèche à 60°C

Tableau 6. Teneurs en carbone du sol sol sous forêt de Capitão Poço.

exprimées en mg par g de fraction							
Prof. (cm)	Fractions hyd. et < 0,2 µm	0,2-2 µm	2-5 µm	5-50 µm	50-200 µm	200-2000 µm	Somme
0-3	131,11	51,76	81,17	49,02	15,03	8,51	-
3-10	144,69	40,64	56,24	32,38	11,17	3,09	-
10-20	111,42	22,82	30,72	15,72	3,85	1,55	-
30-40	94,88	12,63	17,68	5,80	1,18	0,74	-
65-75	62,53	9,95	12,37	5,67	0,54	0,50	-
150-160	80,70	8,74	9,56	4,07	0,57	0,47	-
exprimées en mg par g de sol							
0-3	1,18	3,47	2,44	3,68	5,31	3,91	19,97
3-10	0,58	2,93	2,14	3,04	4,03	1,32	14,04
10-20	0,33	2,92	1,41	1,65	1,26	0,58	8,15
30-40	0,19	2,78	0,88	0,61	0,33	0,24	5,03
65-75	0,33	2,92	1,09	0,82	0,11	0,12	5,44
150-160	0,40	2,30	0,88	0,84	0,12	0,10	4,64
exprimées en % du carbone total							
0-3	5,9	17,4	12,2	18,4	26,6	19,6	100,0
3-10	4,1	20,9	15,2	21,7	28,7	9,4	100,0
10-20	4,0	35,8	17,4	20,2	15,5	7,1	100,0
30-40	3,8	55,3	17,5	12,1	6,6	4,8	100,0
65-75	7,0	53,7	20,0	15,1	2,0	2,2	100,0
150-160	8,6	49,6	19,0	18,1	2,6	2,2	100,0

Tableau 7. Teneurs en azote du sol sous forêt de Capitão Poço.

exprimées en mg par g de fraction							
Prof. (cm)	Fractions						
	hyd. et < 0,2 µm	0,2-2 µm	2-5 µm	5-50 µm	50-200 µm	200-2000 µm	Somme
0-3	27,94	6,65	7,54	3,60	1,10	0,51	-
3-10	39,92	4,68	5,18	2,58	0,91	0,19	-
10-20	26,64	2,82	3,03	1,28	0,31	0,08	-
30-40	19,16	1,73	2,15	0,56	0,08	0,04	-
65-75	12,36	1,32	1,67	0,61	0,04	traces	-
150-160	15,42	1,23	1,35	0,47	traces	traces	-
exprimées en mg par g de sol							
0-3	0,25	0,44	0,23	0,27	0,39	0,23	1,81
3-10	0,16	0,34	0,20	0,24	0,33	0,08	1,35
10-20	0,08	0,36	0,14	0,13	0,10	0,03	0,84
30-40	0,04	0,38	0,11	0,06	0,02	0,01	0,62
65-75	0,07	0,39	0,15	0,09	0,01		0,71
150-160	0,08	0,32	0,12	0,10			0,62
exprimées en % de l'azote total							
0-3	13,8	24,3	12,7	14,9	21,5	12,7	100,0
3-10	11,9	25,2	14,8	17,8	24,4	5,9	100,0
10-20	9,5	42,9	16,7	15,5	11,9	3,6	100,0
30-40	6,5	61,3	17,7	9,7	3,2	1,6	100,0
65-75	9,9	54,9	21,1	12,7	1,4		100,0
150-160	12,9	51,6	19,4	16,1			100,0

Tableau 8. Teneurs en carbone du sol sous *Pennisetum* de Capitão Poço.

exprimées en mg par g de fraction							
Prof. (cm)	Fractions						
	hyd. et < 0,2 µm	0,2-2 µm	2-5 µm	5-50 µm	50-200 µm	200-2000 µm	Somme
0-3	116,55	48,55	66,55	36,10	14,90	15,70	-
3-10	84,70	41,90	54,85	25,55	8,35	4,77	-
10-20	55,40	29,30	36,95	15,25	3,20	1,43	-
30-40	40,73	16,24	20,82	4,81	0,72	0,62	-
80-90	69,99	10,54	11,75	4,58	0,91	0,53	-
exprimées en mg par g de sol							
0-3	0,70	2,05	1,81	3,61	6,71	5,82	20,70
3-10	0,42	2,35	1,76	2,61	3,65	1,75	12,54
10-20	0,33	2,34	0,85	1,56	1,32	0,49	7,89
30-40	0,33	2,61	0,94	0,48	0,28	0,18	4,82
65-75	0,21	2,23	0,63	0,65	0,32	0,12	4,16
exprimées en % du carbone total							
0-3	3,4	9,9	8,7	17,4	32,4	28,1	100,0
3-10	3,3	18,7	14,0	20,8	29,1	14,0	100,0
10-20	4,2	29,7	23,4	19,8	16,7	6,2	100,0
30-40	6,8	54,1	19,5	10,0	5,8	3,7	100,0
65-75	5,0	53,6	15,1	15,6	7,7	2,9	100,0

Tableau 9. Teneurs en azote du sol sous *Pennisetum* de Capitão Poço.

exprimées en mg par g de fraction							
Prof. (cm)	Fractions hyd. et < 0,2 µm	0,2-2 µm	2-5 µm	5-50 µm	50-200 µm	200-2000 µm	Somme
0-4	14,10	6,05	6,05	2,75	1,07	0,89	-
4-10	13,45	4,95	5,30	2,04	0,61	0,24	-
10-20	8,30	3,50	3,80	1,20	0,23	0,08	
30-40	5,32	2,08	2,52	0,40	0,05	0,04	-
80-90	14,20	1,31	1,37	0,43	0,07	traces	-
exprimées en mg par g de sol							
0-4	0,08	0,25	0,16	0,28	0,48	0,33	1,58
4-10	0,07	0,28	0,17	0,21	0,27	0,09	1,09
10-20	0,05	0,28	0,19	0,12	0,09	0,03	0,76
30-40	0,04	0,33	0,11	0,04	0,02	0,01	0,55
65-75	0,04	0,28	0,07	0,06	0,02		0,47
exprimées en % de l'azote total							
0-4	5,1	15,8	10,1	17,7	30,4	20,9	100,0
4-10	6,4	25,7	15,6	19,3	24,8	8,3	100,0
10-20	6,6	36,8	25,0	15,8	11,8	3,9	100,0
30-40	7,3	60,0	20,0	7,3	3,6	1,8	100,0
65-75	8,5	59,6	11,9	12,8	4,3	0,0	100,0

Tableau 10. Valeurs de $\delta^{13}C$ des fractions granulométriques (a) et des composés humiques (b) des sols de Capitão Poço.

(a)	LCP3 Forêt						LCP4 *Pennisetum*						
Prof.	200-2000 µm	50-200 µm	5-50 µm	2-5 µm	0,2-2 µm	< 0,2 µm	Prof.	200-2000 µm	50-200 µm	5-50 µm	2-5 µm	0,2-2 µm	< 0,2 µm
I 0-3	- 29	- 29,1	- 28,9	- 28,6	- 26,5	- 26,4	0-4	- 18,1	- 19,3	- 20,5	- 21,9	- 21,3	- 20,3
3-10	- 28,6	- 28,9	- 28,9	-28,6	- 27,2	- 26,1	4-10	- 21,2	- 21,6	- 22,5	- 23,4	- 22,1	- 22,2
10-20	- 28,4	- 28,5	- 28,6	- 27,6	- 26,7	- 25,8	10-20	- 22	- 22,4	- 24,6	- 25,1	- 23,9	- 25,1
30-40	- 27,2	- 27,5	- 27,6	- 23,6	- 26,1	- 23,5	30-40	- 21,2	- 22	- 23,9	- 24,2	- 23,4	- 24,9
65-75	- 26,4	- 24,5	- 25,8	- 25,1	- 24	- 18,7	80-90	- 22,7	- 25,9	- 26,8	- 25,8	- 24,8	- 22,8
150-160	- 25,7	- 25,1	- 24,4	- 23,5	- 21,4	- 16,5							
II 0-3	- 28,8	- 28,6	- 28,7	- 27,9	- 26,4	- 26,6	0-4	- 17,8	- 18,9	- 20,4	- 21,1	- 21,3	- 19,6
3-10	- 28,3	- 28,2	- 28,2	- 27,4	- 25,9	- 26	4-10	- 21,2	- 21,1	- 22,1	- 22,6	- 21,9	- 21,6
10-20	- 27,7	- 27,5	- 27,4	- 26,4	- 25,7	- 25	10-20	- 21,2	- 22	- 23,9	- 24,2	- 23,4	- 24,9
30-40	- 28	- 26,4	- 26,2	- 24,5	- 25,1	- 22,3	30-40	- 22	- 24,1	- 25,6	- 24,5	- 24,5	- 26,2
65-75	- 23,7	- 24,3	- 24,6	- 22,2	- 23,4	- 17,6	80-90	- 22,9	- 25,6	- 25,3	- 24,2	- 24,2	- 23,3
150-160	- 24	- 24,4	- 23,4	- 23,2	- 21,6	- 14,7							
Moyenne													
0-3	- 28,9	- 28,9	- 28,8	- 28,3	- 26,5	- 26,5	0-4	- 18	- 19,1	- 20,5	- 21,5	- 21,3	- 20
3-10	- 28,4	- 28,6	- 28,6	- 28	- 26,8	- 26,1	4-10	- 21,2	- 21,4	- 22,3	- 23	- 22	- 21,9
10-20	- 28,1	- 28	- 28	- 27	- 26,2	- 25,4	10-20	- 21,6	- 22,2	- 23,4	- 24,7	- 23,7	- 25
30-40	- 27,6	- 27	- 26,9	- 24,1	- 25,6	- 23,4	30-40	- 22,5	- 24,6	- 26,2	- 25,3	- 24,9	- 26,8
65-75	- 25,1	- 24,4	- 25,2	- 23,7	- 23,7	- 18,2	80-90	- 22,8	- 25,8	- 26,1	- 25	- 24,5	- 23,1
150-160	- 24,9	- 24,8	- 23,9	- 23,4	- 21,5	- 15,6							

(b) LCP3 Forêt	I				II				Moyenne			
Prof.	f 0,2-5 µm	Humine	A.F.	A.H.	f 0,2-5 µm	Humine	A.F.	A.H.	f 0,25 µm	Humine	A.F.	A.H.
0-3	- 28,1	- 28,7	- 28,1	- 27,7	- 27,6	- 28,6	- 27,3	- 27,8	- 27,9	- 28,7	- 27,7	- 27,8
3-10	- 28,7	- 28,8	- 27,5	- 26,5	- 28,2	- 28,8	- 28,2	- 27,2	- 28,5	- 28,8	- 27,9	- 26,9
10-20	- 28,5	- 26,6	- 27,3	- 25,6	- 27,8	- 25,4	- 27,9	- 25,5	- 28,2	- 26,0	- 27,6	- 25,6
30-40	- 27,2	- 24,9	- 25,1	- 24,1	- 26,4	- 24,2			- 26,8	- 24,6	- 25,1	- 24,1
LCP4 Pennisetum	I				II				Moyenne			
0-4	- 22,8	- 22,2	- 21,4	- 21,4	- 21,8	- 21,1	- 22,4	- 21,5	- 22,3	- 21,7	- 21,9	- 21,5
4-10	- 24,2	- 24,4	- 21,9	- 22,7	- 22,8	- 22,9	- 22,6	- 24,3	- 23,5	- 23,7	- 22,3	- 23,5
10-20	- 25,5	- 25,6	- 24,0	- 24,2	- 24,9	- 25,1	- 25,5	- 23,5	- 25,2	- 25,4	- 24,8	- 23,9
30-40	- 27,2	- 24,9	- 25,1	- 24,1	- 26,4	- 24,2			- 26,8	- 24,6	- 25,1	- 24,1

RESUMO

Esse trabalho faz parte de um programa de pesquisa mais amplo relacionado ao *ciclo da materia organica nos solos tropicais do Brasil.*

Numa primeira fase foi feito um estudo sobre a distribuição do carbono total e do isotopo ^{13}C em solos de diferentes regiões do Brasil, com o objetivo de verificar as relações entre o teor de materia organica do solo, sua composição isotopica ^{13}C, clima e tipo de vegetação. Foi demonstrada a existencia de três tipos principais de distribuição do carbono total et do ^{13}C nos solos ferralliticos (principalmente latossolos e solos podzolicos) do Brasil. A distribuição do carbono total se explica em parte pela ação de um fator climatico, a temperatura. Essa distribuição não apresentou correlação com a distribuição do ^{13}C, mesmo quando sob uma vegetação identica. Todavia os valores mais baixos de $\delta^{13}C$ foram associados, para uma dada profundidade, com altos teores de carbono orgânico total.

A composição isotopica ^{13}C desses solos é ligada à historia do clima e da vegetação, e portanto à sua localisação geografica. Sob florestas tropical e subtropical, se encontram solos que apresentam pouca variação da composição isotopica com a profondidade, provavelmente devido a presença de um mesmo tipo de vegetação desde um periodo antigo. Alguns solos, igualmente sob floresta tropical e subtropical são caracterizados por um aumento brutal dos valores de $\delta^{13}C$ à uma certa profundidade evidenciando uma historia mais complexa, implicando uma ou varias succesões vegetais. Enfim, sob uma vegetação de cerrado e de campo e sob clima subtropical e temperado, os valores de $\delta^{13}C$ mostram um ligeiro aumento nas camadas superiores, seguido por um decrescimo gradual na profundidade. Mudanças de vegetação no passado poderiam explicar em grande parte essas variações.

Na secunda parte desse trabalho foram estudadas as modificações da composição da reserva orgânica de um desses solos ferralliticos, localizado na região da Amazonia oriental, apos desmatamento e instalação de uma pastagem cultivada com *Pennisetum purpureum* (capim elefante). Foram estudados principalmente as transferências, as entradas e as perdas orgânicas, através das tecnicas de fracionamento granulométrico e de caracterização química, assim como as medidas isotopicas em abundancia natural.

Esses solos, podzolicos vermelho-amarelo ou latossolos podzolizados, sofrem, com uma intensidade variavel, uma degradação dos horizontes superficiais ligada à presenca de um nivel de blocos ferruginosos na profundidade. Essa degradação se manifesta por um empobrecimento nitido em argilas na superficie, sem iluviação visivel, uma compactação no topo desse horizonte B e a aparecimento de uma hidromorfia e de uma amorfisação do aluminio e do ferro, ligeiramente agravados pela pastagem.

As quantidades de carbono sob floresta natural não ultrapassam 81 T ha^{-1} no primeiro metro, enquanto quantitades superiores à 100 T ha^{-1} se encontram frequentemente em outros solos da Amazonia. Apos dez anos de pastagem, essas quantidades são praticamente iguais. Na camada superior 0-20 cm aproximadamente a metade do carbono da floresta original foi perdida, mas recompensado pelas restituções da cultura de pastagem.

Sob *Pennisetum*, as tecnicas isotopicas evidenciam uma restituição de 38 % do carbono (seja 12 T ha^{-1}). A incorporação do carbono da graminéa se faz principalmente na superficie sob a forma de fragmentos orgânicos grosseiros. Uma fração do carbono da floresta original associada à finas frações de solo se mineralisou durante os dez anos de cultivo, e essa perda não foi compensada por entradas iguais da carbono da graminéa nessas frações.

Notam-se, sob as duas vegetações, a existencia de migrações verticais e de uma depolimerização dos compostos organicos os mais polimerizados. Esse fenomeno estaria ligeiramente mais accentuado no solo desmatado e plantado em *Pennisetum*. A humina parece constituada de compostos mais estaveis e mais evoluidos, se renovando mais lentamente. Fora um pequeno diminuição da humificação, os dez anos de pastagem provocaram poucas modificações das caracteristicas pedologicas dos solos.

RESUMEN

Este trabajo forma parte de un programa de investigación más amplio relacionado con *el ciclo da materia orgánica en los suelos tropicales de Brasil.*

La primera parte está dedicada al estudio de la distribución del carbono total y del isotópo ^{13}C en suelos de varias regiones de Brasil, con el propósito de determinar las relaciones existentes entre el contenido de materia orgánica, su composición isotópica, el clima y el tipo de vegetación. El estudio pone en evidencia la existencia de tres principales tipos de distribución del carbono total y del ^{13}C en los suelos ferralíticos (principalmente oxisoles y ultisoles). Se observa asimismo que la distribución del carbono total esta principalmente influenciada por el factor térmico, pero sin correlacion con la distribucion del ^{13}C, aún bajo vegetaciones idénticas. Sin embargo, a cada profundidad, los valores mas bajos de $\delta^{13}C$ se encuentran asociados a los contenidos mas altos de carbono total.

La composición isotópica en ^{13}C de la materia orgánica se relaciona con la historia del clima y de la vegetación de cada lugar, y por consiguiente con su posición geográfica. Bajo bosque tropical y subtropical se encuentran suelos con poca variación vertical del $\delta^{13}C$, probablemente debido a la presencia del mismo tipo de vegetación desde un largo periodo de tiempo. Algunos suelos bajo bosque se caracterizan por un aumento abrupto en los valores de $\delta^{13}C$ a partir de cierta profundidad, lo que pone en evidencia una historia más compleja, con una o varias sucesiones vegetales. Por último, bajo vegetación de sabana o de gramíneas y en clima subtropical o templado, los valores de $\delta^{13}C$ muestran un ligero aumento en las capas superiores, seguido de una disminucion gradual con la profundidad. Esas variaciones podrían deberse en gran parte a cambios en la composición de la vegetacion ocurridos en le pasado.

En la segunda parte del trabajo, se estudian los cambios en la composición de la reserva orgánica de un suelo ferralitico de Amazonia oriental, después de deforestación e instalación de una pradera cultivada de *Pennisetum purpureum* (pasto elefante). Se estudian principalmente las transferencias, las entradas y las pérdidas organicas, mediante la ayuda de tecnicas de fraccionamiento granulométrico y de caracterización química, y por medio de determinaciones de abundencia natural del ^{13}C. Este suelo, que pertenece al tipo "latassolo podzólico vermelho-amarelo" de la clasificación brasileña, sufre una degradación de los horizontes superficiales, variable en intensidad, relacionada con la presencia de un nivel de bloques ferruginosos en los horizontes inferiores. Esta degradación se manifiesta por un empobrecimiento nítido en arcillas en la superficie, sin iluviación visible en el horizonte B subyacente. Se nota también una compactación en la parte superior de este último, la aparición de hidromorfismo y cierta amorfización del aluminio y del hierro, las cuales estan ligeramente agravadas por el cultivo de pasto.

Bajo bosque natural, las cantidades de carbono no pasan las 81 T ha^{-1} en el primer metro de suelo, mientras que valores superiores a 100 T ha^{-1} son comunes de encontrar en otros suelos de Amazonia. Después de diez años bajo pastos, estas cantidades siguen practicamente iguales. En la primera capa de 0-20 cm, aproximadamente la mitad del carbono procedente del bosque inicial ha desaparecido y ha sido reemplazado por las restituciones procedentes del pasto. Bajo la pradera, las técnicas isotópicas ponen en evidencia una restitución equivalente al 38 % del carbono, o sea 12 T ha^{-1}. La incorporacion del carbono de la gramínea ocurre principalmente por la superficie, bajo la forma de fragmentos orgánicos gruesos. Una fracción del carbono procedente del bosque inicial y asociado a las fracciones finas del suelo ha sido mineralizada durante los diez años de cultivo, sin llegar a ser totalmente compensada por las restituciones provenientes de la graminea.

Bajo ambos tipos de vegetación, se observa migraciones vertivales y una despolimerización de los compuestos orgánicos mas condensados. Este fenómeno parece estar ligeramente mas acentuado en el suelo deforestado y plantado con *Pennisetum*. La humina parece constituida por compuestos mas estables y mas evolucionados, que poseen un ritmo de renovación mas lento. A parte de una pequeña disminución en la velocidad de la humificacion, los diez años de pradera han provocado pocas modificaciones en las características edafólogicas del suelo.

ABSTRACT

This study focuses on organic matter cycling in tropical soils of Brazil.

The first part was concerned with the relationships, in natural ecosystems, between soil organic matter, its ^{13}C isotopic composition, the climate and the vegetation. For this purpose, the distributions of total carbon and ^{13}C isotope in "ferralitic" soils (mainly oxisols and ultisols) from different regions of Brazil were determined. These demonstrated the existence of three main patterns of the two carbon variables in these soils. Total carbon distributions were mainly influenced by temperature differences. Under identical vegetation, no correlation was found between the distribution patterns of total carbon content and $\delta^{13}C$ values. However lower $\delta^{13}C$ values were always associated with high carbon content.

The ^{13}C isotopic composition of these soils was related to both the climate and vegetation history of each site. Soils located under tropical and subtropical forests exhibited 2 distribution patterns. A first group showed a slight variation of the isotopic composition with depth, probably related to a few changes in cover vegetation over a long period of time. A second group of profiles was characterized by a sharp increase in the $\delta^{13}C$ values at a given depth, revealing a more complex history of the overlying vegetation which may have changed several times over the years. Finally, for a third group of profiles, under a graminaceous dominant vegetation, and located in subtropical and temperate conditions, the $\delta^{13}C$ values showed a slight increase in the upper layers, followed by a gradual decrease with depth. Past cover changes may have been responsible in a large part for these variations.

The second part of this work dealt with the modification in humus composition of amazonian "ferrallitic" soils, after deforestation and installation of a *Pennisetum purpureum* pasture. Organic matter transfers, inputs and losses were studied, using fractionation and characterization of the organic matter and natural abundance isotopic measurements.

These soils, called "Podzolico vermelho-amarelo" soils in the brazilian classification, seemed to undergo at times a degradation in the surface horizons. This was associated with the presence of ferruginous blocks in the underlying horizons. This degradation was revealed by (i) a clay impoverishment in the surface layers, without visible illuviation in the B horizon, (ii) a compaction in the upperlayer of this B horizon, and (iii) an evidence of mottling and aluminium and iron amorphization. The presence of the pasture seemed to increase slightly the above phenomena.

Under forest vegetation, the total carbon contents did not exceed 81 T ha^{-1} in the first 100 cm of the soil, eventhough quantities higher than 100 T ha^{-1} are common in amazonian soils. After ten years under pasture, they remained almost unchanged. In the 0-20 cm upper layer nearly half of the carbon of forest origin was lost, but was replaced by organic inputs from the grass pasture.

Under *Pennisetum* pasture, ^{13}C measurements showed the replacement of 38 % of the carbon (i.e. 12 T ha^{-1}). The graminaceous carbon incorporation occured essentially in the form of coarse fragments. A small proportion of the carbon of forest origin associated with the fine soil fractions was mineralized during the ten years of pasture. This loss was not replaced by equivalent inputs of pasture carbon in the same fractions.

Vertical migration and depolymerization of the most condensed forms of humus seemed to occur under both forest and pasture, but were slightly more pronounced in the latter case. Humin seemed to be more stable and was replaced slower than humic and fulvic acids. The ten years of pasture modified very little the soils properties , except for a slight diminution in the humification rates.

UNIVERSITE DE NANCY I

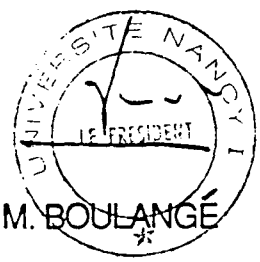
NOM DE L'ETUDIANT : M. DESJARDINS THIERRY

NATURE DE LA THESE : DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I
EN PEDOLOGIE

VU, APPROUVE ET PERMIS D'IMPRIMER

NANCY, le - 5 JUIN 1991 n°262

LE PRESIDENT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I



M. BOULANGÉ

THESE DE DOCTORAT D'UNIVERSITE
Université de Nancy I - UFR-STPM
Année 1991
DISCIPLINE : Sciences de la Terre - Pédologie
Auteur : Thierry DESJARDINS
Centre de Pédologie Biologique, C.N.R.S.
B.P. 5, 54501 VANDŒUVRE-LES-NANCY Cedex

RESUME

Cette étude est centré sur *le cycle des matières organiques dans les écosystèmes tropicaux du Brésil*. Un inventaire a été réalisé qui met en évidence l'existence de trois types principaux de distributions du carbone total et du ^{13}C dans les sols ferrallitiques. La distribution du carbone total s'explique en partie par l'action de la température. La composition isotopique ^{13}C de ces sols est reliée à l'histoire du climat et de la végétation. Sous forêts tropicale et subtropicale, sont rencontrés les profils montrant une faible évolution avec la profondeur, en présence d'un même type de végétation depuis une période ancienne. Certains profils organiques, également sous forêts tropicale et subtropicale, mettent en évidence une histoire plus complexe, impliquant des sucessions végétales. La seconde partie de l'ouvrage a trait aux modifications de la composition de la réserve organique d'un sol ferrallitique d'Amazonie, après installation d'un pâturage de *Pennisetum purpureum*. Les quantités de carbone sous forêt ne dépassent pas 81 T ha^{-1} dans le premier mètre ; après dix ans de mise en culture, elles sont restées presque inchangées. Sous *Pennisetum* les techniques isotopiques ^{13}C mettent en évidence le renouvellement de 38 % du carbone de la couche 0-20 cm par les restitutions organiques des cultures. L'incorporation du carbone de la graminée s'effectue principalement sous forme de débris grossiers. Une fraction du carbone d'origine forestière associé aux fractions fines s'est minéralisé aux cours des dix années de culture et ce départ n'est pas compensé par des entrées équivalentes de carbone d'origine graminéenne dans ces mêmes fractions.

Mots-Clés : Carbone organique - Carbone 13 - Matière organique (fractionnnement) - Humification - Sols ferrallitiques - Amazonie brésilienne - Déforestation - Systèmes de cultures