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

CENTRE de PÉDOLOGIE BIOLOGIQUE du C.N.R.S.
Associé à l'Université Henri Poincaré, Nancy I
U.F.R. S.T.P.M.

S.C.D. - U.H.P.
NANCY 1
SCIENCES
BIBLIOTHÈQUE

THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du grade de
Docteur de l'Université Henri Poincaré, Nancy I

par

Lydie-Stella KOUTIKA

Dynamique de la matière organique en relation avec les propriétés chimiques et structurales des sols dans une chronoséquence forêt-prairie de graminées en Amazonie orientale (État de Para, Brésil)

Soutenue publiquement le 8 Novembre 1996

Membres du Jury

MM. F. ANDREUX, Professeur à l'Université de Bourgogne, *Directeur de thèse*
F. BARTOLI, Directeur de Recherche au C.N.R.S., *Examinateur*
C.C. CERRI, Professeur à l'Université de São Paulo, Brésil, *Examinateur*
A.J. HERBILLON, Professeur à l'Université de Nancy I, *Président du Jury*
H. INSAM, Professeur à l'Université d'Innsbrück, Autriche, *Examinateur*
Y. LUCAS, Professeur à l'Université de Toulon et du Var, *Rapporteur*
B. VOLKOFF, Directeur de Recherche à l'O.R.ST.O.M., *Rapporteur*

à mes parents
à mon oncle



Avant Propos

Avant de présenter ce travail, je tiens à remercier tous ceux qui ont contribué à sa réalisation.

À C. C. CERRI, Professeur à l'Université de São Paulo, CENA-Piracicaba, Brésil, Coordinateur du Programme Européen, qui a financé en grande partie ce travail, et a permis mon séjour au Brésil en vue de l'échantillonnage des sols, pour son hospitalité au CENA et son intérêt pour ce travail, j'exprime mes plus vifs remerciements.

À B. VOLKOFF, Directeur de recherche à l'ORSTOM de Bondy qui a permis le bon choix des sites des sols brésiliens qu'il connaît bien et qui nous a accompagné durant la campagne d'échantillonnage, m'initiant à la pédologie tropicale, j'exprime un grand merci. Je le remercie aussi pour avoir passé du temps à juger de façon avertie ce travail.

À Y. LUCAS Professeur à l'Université de Toulon et Var, pour son chaleureux accueil à l'Université de São Paulo en Mai 1993 et pour l'honneur qu'il me fait d'examiner ce travail.

À H. INSAM, Professeur à l'Université d'Innsbrück, qui a bien voulu juger ce travail en faisant partie du Jury.

À A. HERBILLON, Professeur à l'Université Henri Poincaré, Nancy I, qui m'a permis de m'inscrire en Doctorat à l'Université Henri Poincaré, Nancy I, et qui m'a apporté son aide dans la classification des sols étudiés.

Je tiens à remercier très chaleureusement F. ANDREUX, mon Directeur de thèse, Professeur à l'Université de Bourgogne, qui m'a initiée et formée à la Recherche depuis mon DEA jusqu'à ce jour, pour sa patience, sa compréhension, sa rigueur, ses conseils scientifiques et son soutien moral. Sa contribution à la réalisation de ce travail a été déterminante et je le remercie du fond du coeur.

Mes remerciements les plus chaleureux s'adressent aussi à F. BARTOLI, Directeur de Recherche au Centre de Pédologie Biologique, C.N.R.S. Nancy, pour sa contribution également déterminante à la réalisation de ce travail, ses conseils scientifiques et sa disponibilité. Je tiens également à le remercier pour le grand soutien moral qu'il a su m'apporter surtout pendant les moments difficiles.

Je remercie aussi particulièrement Madame Th. CHONÉ, actuellement Ingénieur d'Étude au Centre des Sciences de la Terre de l'Université de Bourgogne, qui m'a appris le savoir faire de plusieurs expériences de laboratoire avec beaucoup de patience et de compréhension aussi bien lors de mon DEA que durant les deux premières années de ma thèse.

Je remercie tous ceux qui m'ont apporté leur aide technique pour la réalisation de ce travail, notamment G. BURTIN, R. PHILIPPY, B. GÉRARD, M. DOIRISSE et J. ROUILLER. Je n'oublie pas pour autant l'aide de Ev. JEANROY pour la construction des tableaux et celle de M. MERCIER pour les dessins de ce mémoire et des projets d'articles qui s'y rapportent. Enfin, je remercie toutes les autres personnes du CPB qui ont rendu mon séjour agréable et qui se reconnaîtront.

Mes remerciements également à F. TOUTAIN, Directeur de Recherche au Centre de Pédologie Biologique, C.N.R.S. Nancy, pour m'avoir guidée dans l'étude bio-morphologique des sols et pour m'avoir soutenue moralement pendant les périodes difficiles. Je remercie aussi J. HASSINK, Chercheur à ABDLO aux Pays Bas, pour avoir fait certaines analyses et pour ses conseils scientifiques, ainsi que J.-L. JANEAU Chercheur à l'ORSTOM de Quito (Équateur) et C. BARROS étudiant en thèse au C.R.P.G., C.N.R.S. Nancy pour avoir traduit le résumé de ce mémoire en espagnol et en portugais. Merci aussi à J.J. ROYER chercheur au C.R.P.G. pour son aide.

Enfin mes remerciements s'adressent à tous mes proches qui m'ont soutenu durant tout ce temps : J. A. de VOS, A. HÜBNER, V. MAPELLI, A. KLOUPKO, F. LEGROS, E. MAMPOUYA, B. TIKOU, Ph. QUÉMENEUR et bien d'autres.

Je n'oublie pas pour autant de remercier ma famille et particulièrement mes parents Richard et Bernadette KOUTIKA qui m'ont apporté leur soutien moral à distance. Merci également à mon oncle A. N'TADY et ma cousine A. NAMBOU qui m'ont été d'un grand soutien moral et financier.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE 1

CHAPITRE 1 : Matériel et Méthodes 7

1. 1. La forêt amazonienne 7
1. 2. Site d'étude et échantillonnage des sols 10
1. 3. Méthodes analytiques 12
1.3.1. Caractérisations physiques des sols 12
1.3.2. Caractérisations chimiques et minéralogiques 14
1.3.3. Caractérisation de la matière organique 15
1.3.4. Analyses statistiques 19
1. 4. Conclusions du premier chapitre 21

CHAPITRE 2 : Variations des propriétés physico-chimiques et structurales des sols de la chronoséquence forêt-prairies 22

2. 1. Introduction 22
2. 2. Résultats 23
2. 2. 1. Texture et minéralogie 23
2. 2. 2. Teneurs en carbone organique et en azote 25
2. 2. 3. pH et capacité d'échange cationique (CEC) 26
2. 2. 4. Porosité totale et porosité des agrégats 28
2. 2. 5. Stabilité structurale 36
2. 2. 6. Relations entre la dispersabilité des argiles et le ΔpH 39
2. 3. Conclusions du deuxième chapitre 41

CHAPITRE 3 : Variation de la dynamique de la matière organique des sols de la chronoséquence forêt-prairies 44

3. 1. Introduction 44
3. 2. Résultats 45
3. 2. 1. Distribution du carbone organique total 45

3. 2. 2. Distribution de l'isotope ^{13}C dans les sols totaux, les agrégats stables et les fractions granulométriques **46**
3. 2. 3. Distribution du carbone organique provenant de la forêt (Cpdf) et de la prairie (Cpdp) dans les sols totaux, les agrégats et les fractions granulométriques **53**
3. 3. Conclusions du troisième chapitre **62**

CHAPITRE 4 : Dégradabilité de la matière organique et structuration biologique des sols de la chronoséquence forêt-prairies **64**

4. 1. Introduction **65**
4. 2. Résultats **65**
4. 2. 1. Distribution densimétrique de la matière organique **65**
4. 2. 2. Stabilité biologique du carbone organique **68**
4. 2. 3. Stabilité chimique de la matière organique du sol **72**
4. 2. 4. Étude bio-morphologique des agrégats organiques **74**
4. 2. 5. Relation entre la morphologie des agrégats et la stabilite structurale **78**
4. 3. Conclusions du quatrième chapitre **80**

CHAPITRE 5 : Conclusions générales **82**

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES **92**

ANNEXES **103**

RÉSUMÉ

ABSTRACT

RESUMO

RESUMEN

Liste des figures

Figure 1 : Cadre conceptuel de l'étude des relations multiples entre (1) la texture et la structure du sol, (2) la matière organique et les organismes du sol et (3) les plantes et les cultures (d'après Juma, 1991).

Figure 1-1 : Localisation de la forêt Amazonienne (d'après Mori *et al.*, 1981).

Figure 1-2 : Les trois unités macroécologiques de l'Amazonie brésilienne (d'après Nascimento et Homma, 1984).

Figure 1-3 : Visualisation de la distribution d'une variable sous forme de boites à encoches et à moustaches.

Figure 2-1 : Corrélation positive entre les valeurs du ΔpH (pH_{eau}-pH_{KCl}) et celles de la CEC (a), et entre les valeurs de la CEC et celles des teneurs en carbone organique (b) des sols étudiés.

Figure 2-2 : Distribution en fonction de la profondeur de la porosité totale, de la porosité des stockage (0,5-100 µm) et de la porosité résiduelle (< 0,1 µm) des sols sous forêt (a) et sous prairies de 7 (b),12 (c) et 17 (d) ans.

Figure 2-3 : Représentation par "diagrammes à encoches et à moustaches" de la distribution de la porosité totale des couches minérales (a) et organiques (b) ; de la porosité des agrégats des couches minérales (c) et organiques (d) et de la porosité résiduelle (e) et de stockage (f) des couches organiques. F = sol sous forêt ; P7, P 12 et P 17 = sols sous prairies de 7, 12 et 17 ans, respectivement.

Figure 2-4 : Porosimétrie par intrusion de mercure : distribution des volumes de pores, en fonction de leurs rayons de pores et de la profondeur des sols tamisés à 2 mm sous forêt (a) et sous prairies de 7 (b), 12 (c) et 17 ans (d).

Figure 2-5 : Porosimétrie par intrusion de mercure : exemple de non linéarité de dV/dP en fonction du logarithme de la pression.

Figure 2-6 : Courbes de rétention d'eau (drainage) des couches 0-0,10 m (a) et 0,10-0,20 m (b) des sols sous forêt et sous prairie de 17 ans.

Figure 2-7 : Évolution en fonction de la profondeur de la teneur en agrégats stables à l'eau des sols sous forêt (a) et sous prairies de 7 (b), 12 (c) et 17 ans (d).

Figure 2-8 : Relation entre les pourcentages d'agrégats stables à l'eau et les teneurs en carbone des sols étudiés.

Figure 2-9 : Représentation par "diagrammes à encoches et à moustaches" des pourcentages d'agrégats stables à l'eau des couches minérales (a) et organiques (b). Oxisols sous forêt (F) et sous prairies de 7 (P 7), 12 (P 12) et 17 ans (P 17).

Figure 2-10 : Évolution de la stabilité structurale des "gâteaux" d'agrégats en fonction de leur teneur initiale à l'eau obtenue à l'équilibre (pF) des couches de surface 0-0,10 m (a) et 0,10-0,20 m (b) des sols sous forêt et sous prairie de 17 ans.

Figure 2-11 : Relation entre les pourcentages d'argiles dispersables à l'eau (% argiles totales) et les valeurs de ΔpH (pH_{eau}-pH_{KCl}) des sols étudiés.

Figure 2-12 : Relation entre les pourcentages d'argiles dispersables à l'eau (ADE) (% argiles totales (AT)) et les teneurs de carbone organique des sols étudiés.

Figure 3-1 : Distribution en fonction de la profondeur des quantités de carbone organique. Oxisols sous forêt (a) et sous prairies de 7 (b), 12 (c) et 17 ans (d).

Figure 3-2 : Représentation par "diagramme à encoches et à moustaches" des quantités de C (T ha^{-1}) (a), des valeurs $\delta^{13}C$ (b), des quantités de carbone provenant de la forêt (Cpdf) (c) et de la prairie (Cpdp) (d).

F= sol sous forêt ; P 7, P 12 et P 17 = sols sous prairies de 7, 12 et 17 ans, respectivement.

Figure 3-3 : Évolution en fonction de la profondeur des valeurs $\delta^{13}C$ des sols totaux (a), des agrégats stables (b) et non stables (c) à l'eau et des fractions granulométriques 200-2000µm (d) et 0-200 µm (e) obtenues après dispersion aux résines Na.

Figure 3-4 : Représentation par "diagramme à encoches et à moustaches" des valeurs de $\delta^{13}C$ des agrégats stables (ASE) (a) et non stables (ANSE) (b) à l'eau. F = sol sous forêt et P7, P12 et P 17 = sols sous prairies de 7, 12 et 17 ans.

Figure 3-5 : Représentation par "diagramme à encoches et à moustaches" des valeurs de $\delta^{13}C$ des fractions granulométriques 200-2000 µm (a) et 0-200 µm. F= sol sous forêt et P 7, P 12 et P 17 = sols sous prairies de 7, 12 et 17 ans.

Figure : 3-6 : Relations entre (a) les teneurs en carbone des agrégats stables à l'eau (ASE) et des fractions granulométriques 200-2000 µm (FS) et entre (b) les teneurs en carbone des agrégats non stables (ANSE) et des fractions granulométriques 0-200 µm (FI).

Figure 3-7 : Distribution en fonction de la profondeur du carbone provenant de la forêt (Cpdf) et de la prairie (Cpdp) dans les agrégats stables à l'eau (ASE) des sols sous prairies de 7 (a), 12 (b) et 17 ans (c) et dans les agrégats non stables (ANSE) des sols sous prairies de 7 (d) 12 (e) et 17 ans (f).

Figure 3-8 : Distribution en fonction de la profondeur du carbone provenant de la forêt (Cpdf) et de la prairie (Cpdp) dans les fractions granulométriques 200-2000 µm (FS) des sols sous prairies de 7 (a), 12 (b) et 17 ans (c) et dans les fractions 0-200 µm (FI) des sols sous prairies de 7 (d) 12 (e) et 17 ans (f).

Figure 4-1: Courbes cumulatives de minéralisation du carbone (incubation à 28 °C pendant 100 jours) des couches de surface (0-0,10 m) des sols de la chronoséquence forêt-prairies.

Figure 4-2 : Représentation par "diagrammes à encoches et à moustaches" des valeurs cumulées de minéralisation du carbone des couches de surface (0-0,10 m) des sols de la chronoséquence forêt-prairies aux 1e (a), 10e (b), 25e (c), 40e (d), 55e (e), 70e (f), 85e (g), et 100e jour (h).

Figure 4-3 : Pourcentages de carbone hydrolysable et résiduel (a) et d'azote hydrolysable et résiduel (b) des couches de surface (0-0,10 m) des sols de la chronoséquence forêt-prairies.

Figure 4-4 : Variation de la stabilité structurale en fonction de l'occupation du sol et de l'âge de la prairie dans les couches de surface.

Figure 5-1 : Quantités volumiques du carbone (C) dans l'ensemble des couches (0-1 m) (a) et dans les couches organiques (0-0,10m) des sols de la chronoséquence forêt-prairies.

Figure 5-2 : Variations de la biodégradabilité des matières organiques de surface d'un Oxisol lors de la déforestation et de l'installation des prairies.

Figure 5-3 : Relation positive entre l'augmentation des charges négatives de surface et l'augmentation de la dispersabilité des argiles.

Figure 5-4 : Évolution des porosités dans les couches organiques (0-0,40 m) moyennes des Oxisols de la chronoséquence forêt-prairies. Porosité résiduelle (rayons de pores < 0,1 µm) ; porosité de stockage (rayons de pores 0,1-100 µm) et macroporosité (ayons de pores > 100 µm).

Figure 5-5 : Étapes successives de la déforestation et de l'installation des prairies et conséquences observées dans les sols (État de Pará, Brésil).

Liste des planches

Planche 1 : Vue d'ensemble d'agrégats < 2 mm des couches de surface (0-0,10 m) des sols de la chronoséquence forêt-prairies (Loupe binoculaire ; grossissement 6,3).

Planche 2 : Étude bio-morphologique d'agrégats < 2 mm des couches de surface (0-0,10 m) des sols de la chronoséquence forêt-prairies (Loupe binoculaire ; grossissement 32).

Planche 3 : Étude bio-morphologique de lames minces d'agrégats milli-métriques des couches de surface (0-0,10 m) des sols de la chronoséquence forêt-prairies (Loupe binoculaire ; grossissement 32).

Liste des tableaux

Tableau 1 : Données concernant la déforestation à l'échelle mondiale (d'après Alvim, 1982).

Tableau 2-1 : Principales caractéristiques des quatre sols de la chronoséquence forêt-prairies.

Tableau 2-2 : Analyse minéralogique semi-quantitative des fractions < 50 µm des sols de la chronoséquence forêt-prairies.

Tableau 3-1 : Quantités et pourcentages du carbone provenant de la forêt (Cpdf) et de la prairie (Cpdp) le long des profils des quatre sols de la chronoséquence forêt-prairies.

Tableau 4-1 : Pourcentages pondéraux et teneurs en carbone et azote des fractions légère, intermédiaire et lourde des macroagrégats (>150 µm) dans les couches de surface (0-0,10 m) des sols étudiés.

Introduction générale

S.C.D. - U.H.P. NANCY 1 SCIENCES BIBLIOTHÈQUE

Introduction générale

Par leur localisation à l'interface entre la biosphère et la lithosphère, les sols prennent une part déterminante aux transferts et aux stockages d'énergie, de nutriments et de carbone dans les écosystèmes terrestres. Les sols constituent en effet le réservoir principal de carbone, avec une masse estimée à 2,0-3,0 10^{12} T (Bohn, 1976), tandis que l'ensemble de la biomasse végétale terrestre ne représente que 0,5-0,8 10^{12} T de carbone, dont environ 0,06 10^{12} T sont fixés annuellement à partir du gaz carbonique atmosphérique par les organismes photosynthétiques.

De ce carbone annuellement organisé, environ la moitié est rapidement recyclée par la voie biologique, tandis que l'autre moitié emprunte un cycle plus lent via les consommateurs primaires et secondaires et la matière organique du sol (MOS). Les organismes du sol sont largement impliqués dans les différentes étapes de ce recyclage, en particulier, la biomasse microbienne du sol, qui représente généralement 1-2 % du carbone organique total. Mais sa dimension, sa composition et son activité varient considérablement d'un type de sol à l'autre, sous l'action combinée des facteurs physiques du milieu et de facteurs nutritionnels liés à la nature et à la composition chimique des résidus végétaux. Ainsi, la capacité des végétaux à concentrer les nutriments (azote, phosphore, soufre, cations) influe directement sur la vitesse de décomposition des résidus végétaux : la relation inverse existant entre cette vitesse de décomposition et la valeur du rapport C/N des litières en constituent l'exemple le plus courant (Duchaufour, 1995). En conséquence, les types de sols peuvent être classés selon leur activité biologique croissante, sur une échelle de valeurs de C/N variant en moyenne entre 10 et 30 (Oades, 1988).

La MOS est affectée à divers degrés par l'activité des organismes et dérive soit de résidus végétaux ou animaux plus ou moins profondément transformés et humifiés, soit des micro-organismes eux-mêmes, sous forme de matières humiques de néosynthèse, de métabolites ou de corps microbiens (McGill *et al.*, 1975 ; Chaussod *et al.*, 1988). Elle se répartit en compartiments plus ou moins discontinus et que l'on s'efforce de fractionner par différentes méthodes physiques et chimiques (Edwards et Bremner, 1967 ; Watson et Parsons, 1974 ; Turchenek et Oades, 1979 ; Andreux *et al.*, 1980 ; Anderson *et al.*, 1981 ; Tiessen et Stewart, 1983 ; Christensen et Sörensen, 1985). Les fractions ainsi obtenues sont répertoriées par leurs temps de résidence (de quelques années à plusieurs milliers d'années) et, dans la mesure du possible, par leur composition chimique, la nature intime de leur matière organique restant souvent mal connue. Parmi les nomenclatures utilisées pour désigner ces fractions, celle de Jenkinson et Rayner (1977) distingue cinq compartiments : la biomasse du sol, les matières organiques décomposables, résistantes, liées physiquement et liées chimiquement. Plus récemment, celle de Parton *et al.* (1987) en distingue cinq également - structurale, métabolique, active, lente et passive.

Outre l'identification des constituants de la MOS, l'une des difficultés de l'étude de ces matières organiques est leur localisation et leur arrangement au sein du sol. Il doit donc exister une relation étroite entre la matière organique et les organismes d'une part, et la texture et la structure d'autre part. Ces dernières étant directement responsables de la circulation des fluides dans la porosité du sol, celle-ci agit à son tour sur le développement des organismes du sol et des plantes (Juma, 1991). Pourtant, si de nombreuses études considèrent ces interactions deux à deux, beaucoup moins nombreuses sont celles qui les considèrent dans leur ensemble, comme le propose le schéma triangulaire de la Figure 1.

Ainsi, pour expliquer les variations de la composition de la MOS sous l'action des organismes du sol, il devient nécessaire d'établir des relations quantitatives entre (i) leurs caractéristiques analytiques (par exemple, teneurs en carbone et azote de la MOS, dimension de la biomasse et activité minéralisatrice des micro-organismes), (ii) le couvert végétal (par exemple, nature, productivité primaire) et (iii) les caractéristiques physico-chimiques et structurales du sol (porosité, forme et taille des agrégats, stabilité structurale).

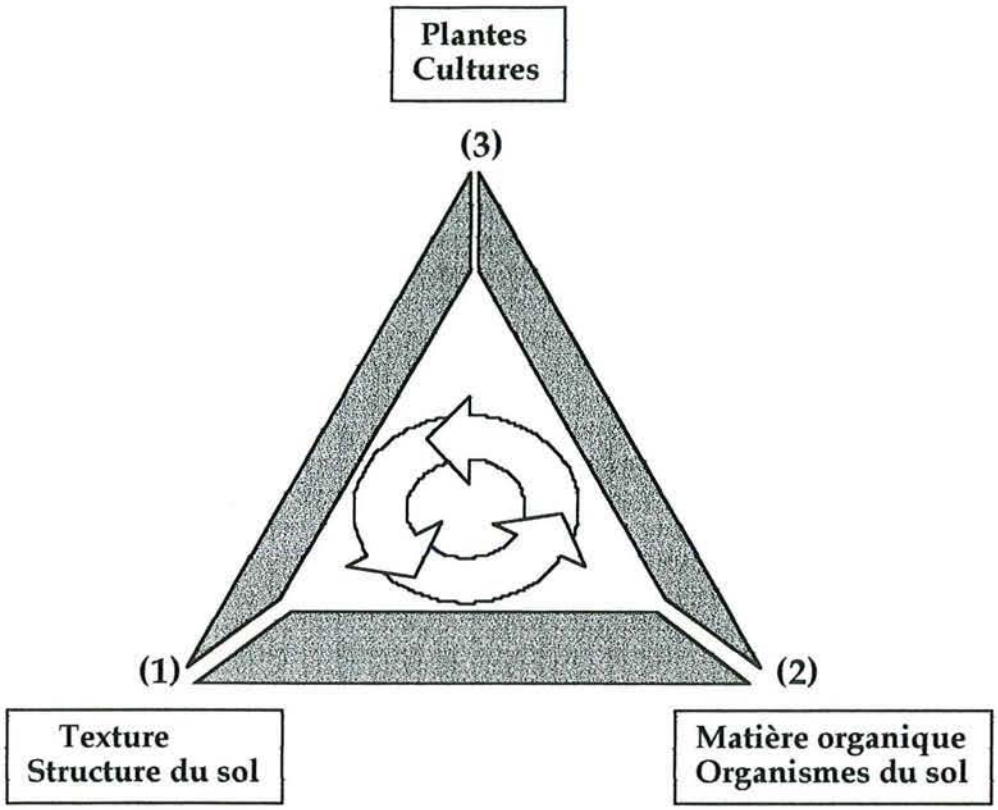


Figure 1 : Cadre conceptuel de l'étude des relations multiples entre (1) la texture et la structure du sol, (2) la matière organique et les organismes du sol et (3) les plantes et les cultures (d'après Juma, 1991).

Parmi les facteurs susceptibles d'influer sur la teneur et la composition de la MOS, l'action de l'homme, le plus souvent la mise en culture, viennent au tout premier rang. Depuis une vingtaine d'années, de nombreuses études se sont intéressées aux variations du stockage de carbone dans les sols, en raison de l'influence que pourraient exercer ces variations sur le bilan global du CO_2 atmosphérique (Bouwman, 1990 ; Brown et Lugo, 1990 ; Houghton *et al.*, 1991). De telles études ont notamment montré que la déforestation et le passage à des systèmes de cultures annuelles ou même pérennes entraînaient une baisse de teneur en carbone du sol, selon des cinétiques rapides au cours des premières années, puis plus lentes et tendant vers un nouvel équilibre au terme de plusieurs dizaines d'années (Newbould, 1980 ; Schlesinger, 1986 ; Mann, 1986 ; Detwiller et Hall, 1988).

D'une manière générale, les relations entre teneur en MOS et fertilité du sol sont complexes et ne semblent pas toujours s'établir de façon directe, comme le signalent Sanchez et Miller (1986) pour les milieux tropicaux. Pourtant, la diminution des teneurs en MOS est particulièrement sensible dans les couches de surface, où elle a une influence négative sur la capacité de rétention de l'eau, sur la stabilité structurale, sur la teneur en nutriments et sur l'activité biologique du sol (Lal *et al.*, 1986 ; Mulongoy et Merckx, 1993 ; Feller, 1994). De plus, la nature de la MOS intervient pour une part non négligeable, ce qui explique le développement récent des méthodes d'identification (Schnitzer, 1991 ; Feller *et al.*, 1995).

Parmi les écosystèmes terrestres, ceux des milieux tropicaux ont fait l'objet de l'attention la plus grande. En effet, sur la base des estimations effectuées par Bohn (1976 ; 1982), les Ferralsols et sols voisins couvrent environ 24 10^6 km^2, soit 20 % de la superficie totale des sols terrestres, correspondant à environ 0,28 10^{12} T de carbone organique (Andreux, 1996). De plus, ces sols sont probablement ceux qui, tout en offrant les plus grandes étendues de forêts vierges, ont fait au cours des trois dernières décennies, l'objet des déforestations les plus intenses, entraînant une contribution importante aux variations de la teneur en CO_2 atmosphérique (Alvim, 1982). Entre les années 1950 et 1980, la production annuelle de CO_2 due au travail du sol a augmenté de 0,5 10^9 à 1,6 10^9 T de carbone, soit une quantité non négligeable, quoique modérée, par rapport à celle issue de la combustion des carburants fossiles, qui est passée de 1,5 10^9 à 5,3 10^9 T (Houghton et Woodwell, 1989). Cette déforestation a affecté tous les continents, en particulier plusieurs régions d'Asie du sud-est, d'Afrique équatoriale et d'Amérique latine (Alvim, 1982). Le Tableau 1 résume ces principales tendances.

C'est l'Amérique latine, particulièrement le bassin amazonien, qui a fait l'objet des plus grandes réductions de surface forestière, depuis l'installation des premiers pionniers, puis de façon particulièrement intense entre les années 60 et 90 (Salati et Vose, 1984 ; Fearnside, 1985). Ainsi, au Brésil, pour la totalité du bassin amazonien ("Amazonie légale"), les surfaces déforestées s'élevaient en 1991, à environ 400 000 km^2, soit environ 8% du total, très inégalement réparties selon les états et leur situation géographique (INPE, 1992).

Tableau 1 : Données concernant la déforestation à l'échelle mondiale (d'après Alvim, 1982).

Pays	Surface déforestée (10^3 ha an^{-1})	Emission de CO_2 (10^6 T C an^{-1})
1. Brésil	2 000	46
2. Indonésie	1 200	12
3. Myanma	800	8
4. Mexique	700	6
5. Colombie	650	8
6. Thaïlande	600	6
7. Malaisie	480	5
8. Zaïre	450	5
9. Inde	400	6
10. Nigeria	350	6
11. Pérou	350	3
12. Surinam	350	3

Cette déforestation est orientée vers trois buts principaux -production de bois, cultures annuelles et pérennes, prairies d'élevage extensif- et est généralement accompagnée, dans le cas des cultures et des prairies, de la pratique du brûlis. Outre les travaux sur les variations de teneurs en MOS, la déforestation a généré de nombreuses études sur les modifications des sols, tant en ce qui concerne leurs propriétés chimiques (Brinkman et Nascimento, 1973 ; Martins, 1987 ; Martins *et al.*, 1991 ; Diez *et al.*, 1991) que leurs propriétés physiques (Martins, 1987 ; Eden *et al.*, 1991_a ; Chauvel *et al.*, 1991). Dans les dernières années, une attention croissante a été accordée aux prairies cultivées, devant la cadence de leur extension et de leur dégradation. A la fin des années 1970, la superficie de forêt tropicale convertie en prairies de pâture atteignait 100 000 km^2 dans l'ensemble du bassin, dont environ 70 % localisés au Brésil (Serrão et Toledo, 1990). Selon des estimations plus récentes, la superficie des prairies cultivées atteindrait maintenant 175 000 km^2, dont environ la moitié serait dégradée (Dutra *et al.*, 1990).

Devant des changements aussi rapides des écosystèmes tropicaux, et compte-tenu de l'enjeu climatique qu'ils représentent en rapport avec le bilan global du carbone, ces études ont mis en œuvre un nombre croissant de

collaborations internationales. Ainsi, le présent travail a été initié dans le cadre d'un programme de l'union européenne STD2-EEC (n° TS22*031-F(MSA) (1) et des programmes PIRAT (2) et PEGI (3). Il a pour objectif essentiel d'évaluer l'impact de la déforestation et de l'installation des pâturages sur les variations des teneurs en MOS et des propriétés de ces sols, dans une perspective de gestion durable. Pour cela, une forêt et un ensemble de prairies d'âges croissants, développés sur un substrat homogène et constituant une chronoséquence dont l'historique agricole a pu être bien établi, ont été sélectionnés sur le territoire d'une ferme ou à son voisinage immédiat, dans l'État de Pará (Brésil), l'une des régions les plus déforestées d'Amazonie orientale. Cette étude vise à mettre en relation, pour la première fois dans un tel contexte, à la fois la dynamique de la MOS et les modifications des propriétés physico-chimiques et structurales des sols, suite aux modifications de couverture végétale.

Le mémoire est divisé en cinq chapitres majeurs :

1. - Matériels et méthodes, où l'on décrit l'ensemble des caractéristiques du milieu d'étude et du site choisi, ainsi que les différentes méthodes de terrain et de laboratoire mises en œuvre.

2. - Étude de la variation de l'agrégation, qui décrit les modifications de la structure et des propriétés physico-chimiques des sols de la chronoséquence forêt-prairies sur 1 m de profondeur.

3. - Étude de la variation de la dynamique de la matière organique, qui décrit les changements des quantités de carbone et de la distribution du carbone de différentes origines le long des profils et de leur contribution à l'agrégation des sols.

4. - Étude de la dégradabilité de la matière organique et de la structuration biologique, qui décrit les modifications de la stabilité chimique et biologique et de l'action faunique après déforestation, dans les couches de surface des sols de la chronoséquence forêt-prairies.

5. - Conclusions générales, enfin, qui retracent toutes les principales modifications des propriétés du sol consécutives à la déforestation et à l'installation des prairies dans la chronoséquence étudiée.

---

(1) Projet Européen intitulé "Dynamics of soil organic matter in the amazon ecosystem and after deforestation: bases for efficient agricultural management".

(2) PIRAT : Programme Interdisciplinaire de Recherche de Biogéodynamique Intertropicale Périatlantique.

(3) PEGI : Programme Environnement Géosphère Intertropicale. Thème 2 (1992-1994).

Chapitre 1

Matériel et méthodes

1. 1. La forêt amazonienne

La forêt d'Amazonie est la plus vaste forêt tropicale du monde. Sa superficie est d'environ 6 10^6 km^2, dont 2,3 10^6 km^2 sont situés en territoire extra brésilien et 3,7 10^6 km^2 en territoire brésilien. En territoire brésilien, elle s'étend sur 3,3 10^6 km^2 en zones non inondables (***terra firme***), sur 0,07 10^6 km^2 en zones inondables (***Várzea et Igapó)*** et sur 0,33 10^6 km^2 en savanes et prairies (Pires, 1974).

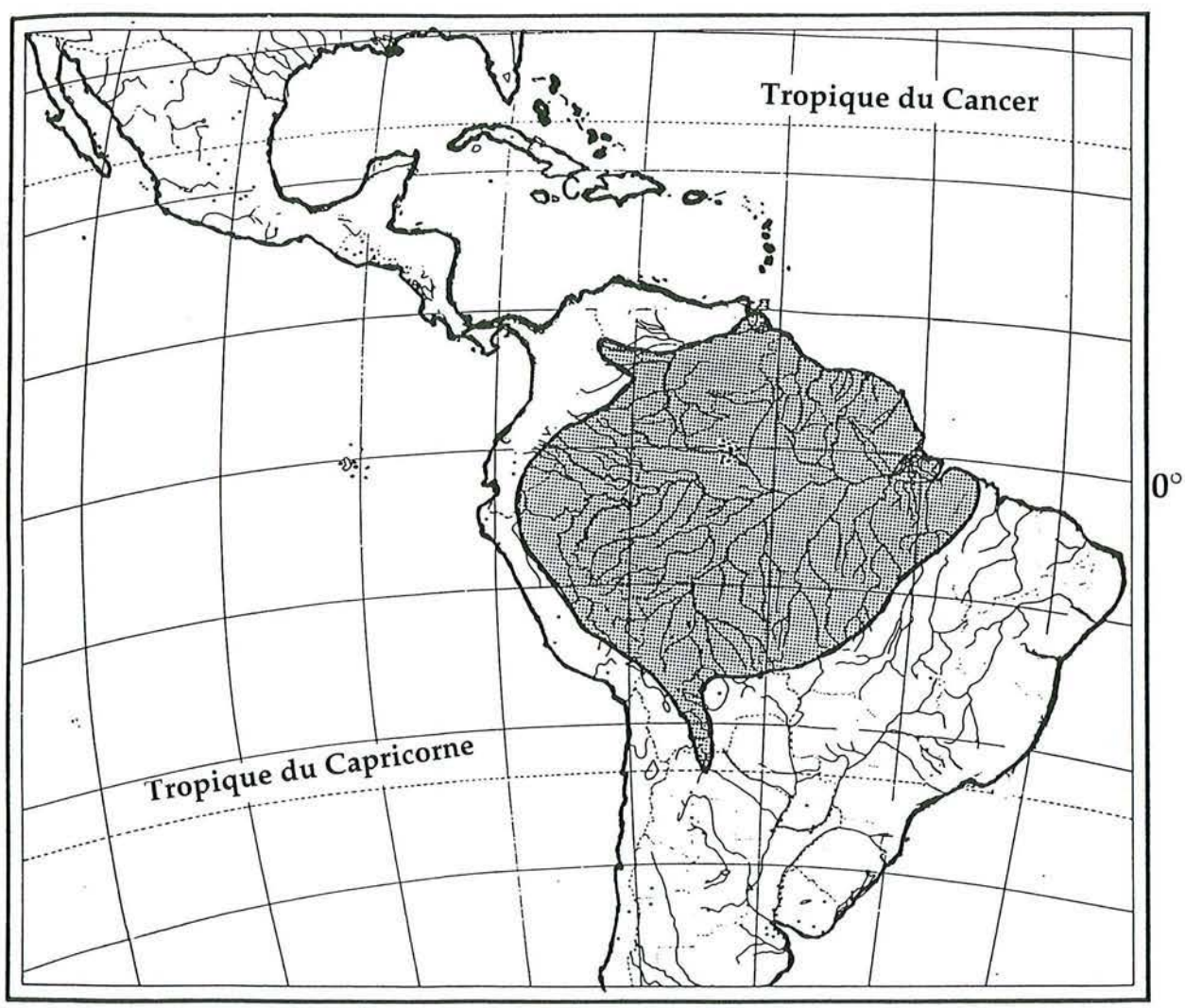


Figure 1-1 : Localisation de la forêt Amazonienne (d'après Mori *et al.*, 1981). ★ = Localisation du site d'étude

Une idée de la diversité du bassin amazonien peut être donnée par les trois unités macroécologiques définies par Nascimento et Homma (1984) pour l'Amazonie brésilienne, à partir des ressources naturelles, du climat, des sols et de la végétation. La première unité macroécologique, AMi (41%), correspond aux zones de forêts denses de *terra firme* sur Oxisols et s'étend du Nord Est de l'État de Pará jusqu'à la source de la rivière Purus. La seconde unité macroécologique, AWi (42%), correspond aux zones de forêts ouvertes et des savanes de types cerrado sur Oxisols et Ultisols. Cette unité s'étend de l'État de Maranhão au Sud Est de l'État de Tocantins jusqu'à l'État de Mato Grosso. La troisième unité macroécologique, AFi (17%), correspond aux forêts denses de *terra firme* sur Oxisols et Ultisols et s'étend dans le Nord Ouest de l'État d'Amazonas.

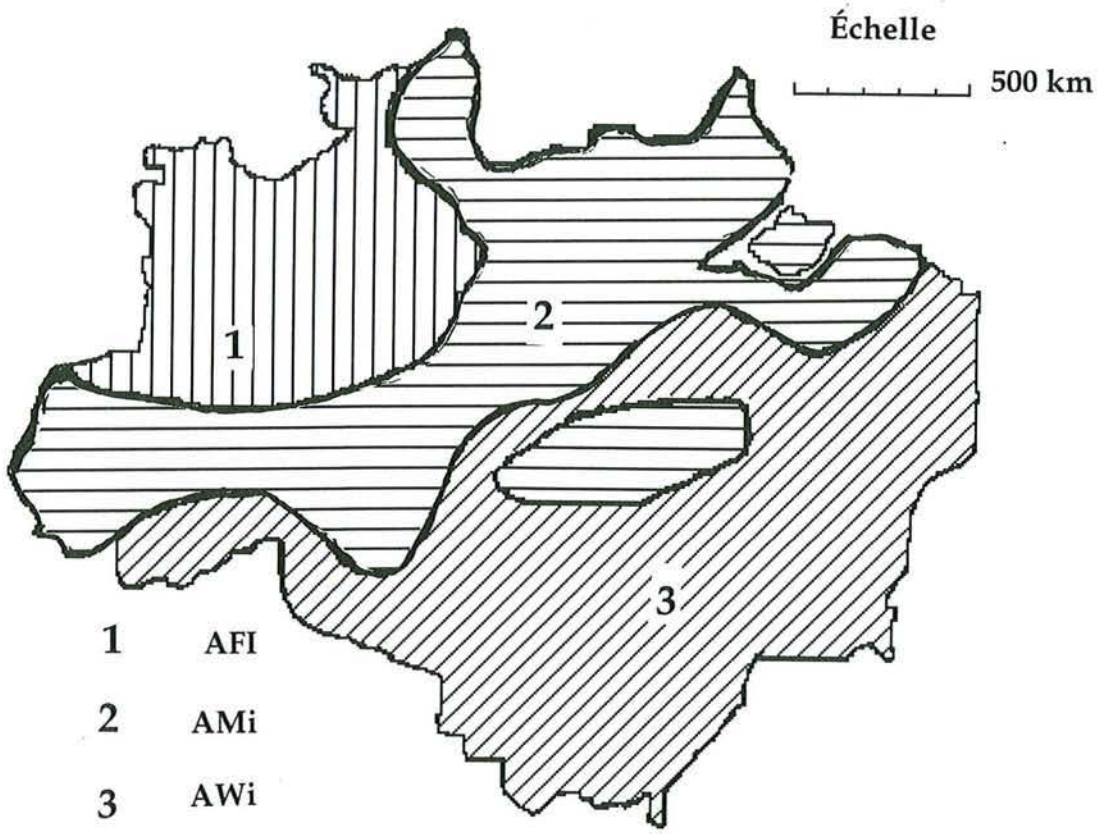


Figure 1-2 : Les trois Unités macroécologiques de l'Amazonie brésilienne (d'après Nascimento et Homma, 1984). ★= Localisation du site d'étude.

Whitmore (1990) a caractérisé le climat des forêts tropicales humides par des températures élevées, avec une différence entre la température maximale du mois le plus chaud et la température minimale du mois le plus froid qui ne dépasse guère 5°C. La pluviométrie est le second facteur indispensable à l'existence d'une forêt tropicale. Une forêt est dite "forêt tropicale humide" lorsque son environnement bioclimatique est caractérisé par une pluviométrie mensuelle supérieure ou égale à 100 mm ou des périodes sèches de très courtes durées ne dépassant pas trois mois, la pluviométrie mensuelle étant supérieure à 60 mm.

Les températures présentent une certaine homogénéité sur toute l'étendue du bassin amazonien. Les températures moyennes mensuelles varient très peu de 24°C à 28°C, avec une amplitude moyenne de 5°C (Nimer, 1977). Les plus grandes variations sont observées à proximité des Andes et les plus faibles dans le Centre et dans l'Est. Les précipitations moyennes annuelles varient entre 1500 mm et 3000 mm par an, les plus élevées étant observées dans les régions situées au Nord, où elles atteignent 5000 mm à proximité des Andes. De manière schématique, la saison sèche dure de juin à juillet au Nord du bassin alors qu'elle est plus précoce (février à mars) dans le Sud (Salati, 1986).

La répartition de la végétation est en grande partie contrôlée par le climat et les facteurs édaphiques, notamment par le drainage. La végétation est divisée en deux groupes principaux selon que le milieu est inondable (***Várzea* et *Igapó***) ou non (***terra firme***). Les forêts de ***terra firme*** couvrent environ 90% de la superficie. Elles sont situées principalement sur des pentes modérées (3-8%) ou sur des surfaces de basse altitude et peuvent être subdivisées en cinq groupes : les forêts denses, les forêts ouvertes composées de bambous, les forêts ouvertes composées de lianes, les forêts sèches et les forêts des montagnes. Outre les forêts, on note également la présence de savanes, et d'association locales forestières plus ou moins dégradée, nommées selon l'endroit ***cerrado, caatinga, campinas, campinarana*** (Pires, 1974).

Les Oxisols et les Ultisols occupent 75 % de la superficie de l'Amazonie. Les Gleysols en représentent 14 %, les Alfisols, les Mollisols et les Vertisols seulement 8%, les Arenosols et les Podzols seulement 3 % (Sanchez *et al.*, 1982). Sombroek (1984) a distingué quatre grands types de sols répartis dans quatre régions géographiques :

• Dans la partie Est du bassin, les sols se développent sur des sédiments tertiaires de la formation Barreiras, provenant principalement de l'altération des matériaux des complexes cristallins situés au Nord et au Sud du bassin. Ces sols sont très profonds, bien drainés, très acides, de couleur jaune à rougeâtre, friables et poreux, riches en kaolinite et en oxydes et hydroxydes de fer (2-8%). Ils sont chimiquement très pauvres avec un faible taux de saturation en bases (20%) et une faible capacité d'échange cationique (≤ 15 meq/100g). Dans la classification brésilienne, ces sols sont classés comme ***Latossolos Amarelos Distróficos*** (Camargo *et al.*, 1987).

• Dans la partie Ouest, les sols prédominants ont pour roche-mère les sédiments volcaniques provenant de la cordillère des Andes. On y distingue deux groupes de sols, le premier étant caractérisé par un gradient textural en fonction de la profondeur, ce qui n'est pas le cas du second. Les sols du premier groupe, situés dans la partie Nord-Ouest, sont acides, riches en kaolinite et en sesquioxydes et ont une capacité d'échange cationique relativement élevée. Les sols du second groupe sont situés dans l'État de Acre et sont fertiles, avec une capacité d'échange cationique élevée.

• Dans les extrémités Nord et Sud du bassin, les sols se caractérisent par un pourcentage élevé d'oxydes de fer actif provenant de roches-mères ferro-magnésiennes, riches en basaltes.

1. 2. Site d'étude et échantillonnage des sols

Le site d'étude est localisé à 9 km au nord de la ville de Paragominas au Nord-Est de l'État de Pará, dans la région de Guajarina, entre 2°25' et 4°09' S et 46°25' et 48°54' O (Figures 1-1 et 1-2). Le taux de déforestation relativement élevé, atteint 7,1 % d'après Serrão et Homma (1992). Sur ce site a été choisie une chronoséquence forêt-prairies composée d'un sol sous forêt tropicale humide et de trois sols sous prairies de graminées de 7, 12 et 17 ans. Ces prairies sont situées dans une exploitation (Fazenda Bosque) et la partie forestière est localisée le long de l'ancienne autoroute Bélem-Brasilia (PA-125), et est hors de la ferme, à environ 10 km de cette dernière.

La géomorphologie de cette région est relativement simple : c'est un vaste plateau strié par des vallées du fait de l'érosion, et s'élevant progressivement

lorsqu'on se dirige vers la côte Atlantique. Ce plateau est inclus dans la zone transitoire des unités macroécologiques AMi (forêts denses) et AWi (forêts ouvertes et savanes).

La température moyenne annuelle y est de 27,2 °C, et la pluviométrie est sujette à des grandes fluctuations. La moyenne annuelle de précipitation atteint 1750 mm, avec des moyennes mensuelles inférieures à 50 mm de juillet à novembre (Nepstad, 1989).

La forêt de la région de Paragominas est essentiellement une forêt de ***terra firme*** comprenant quelques palmiers et peu de lianes. Étant donné que la majorité des arbres de cette forêt ne perdent pas leurs feuilles au cours de l'année, cette forêt a été classée comme forêt tropicale humide (Nepstad, 1989). Elle est caractérisée par une diversité médiocre des espèces et constitue en général une végétation de transition entre la végétation de l'Amazonie et celle du Centre du Brésil (Pires, 1974). La plupart des forêts de la région ont été ou sont en partie exploitées, ce qui explique le choix de la forêt de référence à l'extérieur de la Fazenda Bosque.

Les sols sont composés essentiellement d'argiles provenant de l'altération des sédiments tertiaires de la formation Barreiras, eux-mêmes issus des boucliers guyanais et brésilien, essentiellement cristallins (Sombroek, 1984). Ces sols sont profonds, bien drainés et acides et contiennent de 70 à 80 % d'argiles kaolinitique. Ils sont généralement très pauvres, avec un faible taux de saturation en bases (20%) ainsi qu'une faible capacité d'échange cationique (inférieure ou égale 15 meq/100g). Ces sols sont classés comme ***Latossolos Amarelos Distróficos*** dans la classification brésilienne (Camargo *et al.*, 1987). Les sols étudiés ici sont très probablement des Xanthic Hapludox de la classification américaine (Herbillon, communication personnelle).

Sur le site de la Fazenda Bosque ont été sélectionnées trois prairies (de 7, 12 et 17 ans) comportant au départ exclusivement des graminées et installées respectivement en 1986, 1981 et 1976 (année de semis). La parcelle de la prairie de 7 ans a été déforestée en 1986 et semée par avion en 1987 avec du "colonião" (***Panicum maximum***) et du "braquiária" (***Brachiaria brizantha***). Actuellement cette prairie est semi-abandonnée et n'est plus constituée que de ***Brachiaria brizantha*** et d'adventices. La parcelle de la prairie de 12 ans a été déforestée en 1980 et semée en maïs en 1981. Après deux années successives de culture de

maïs (1981-1983), elle a été semée avec du ***Panicum maximum***. La parcelle de la prairie de 17 ans a été déforestée en 1975 et semée au début de 1976 avec du "quicuio de Amazônia" ***(Brachiaria humidicola)*** et du ***Panicum maximum.*** Actuellement la graminée dominante est ***Brachiaria humidicola.*** Dans toutes les parcelles déforestées, l'installation des prairies a été précédée par un brûlis et un apport d'engrais lors des semis.

Les échantillons de sols ont été prélevés en Mai 1993 dans des fosses pédologiques creusées sous la forêt et au milieu de chaque prairie, et utilisées pour la description morphologique des profils (voir Annexe n°1). Des tranches volumiques de dix centimètres d'épaisseur ont été prélevées jusqu'à 1m de profondeur. Les sols ont été séchés et tamisés à 2 mm avant analyses. Hormis les analyses organiques élémentaires (carbone et azote), effectuées dans toutes les couches, les analyses physiques, minéralogiques et chimiques n'ont été réalisées que dans les couches 0-0,10, 0,10-0,20, 0,20-0,30 et 0,30-0,40 m qui constituent les "couches organiques" des profils, et dans les couches 0,60-0,70 et 0,90-1,00 m qui en constituent les "couches minérales". Dans chaque couche, des échantillons de sol non perturbés ont été prélevés, en vue de la détermination de la densité apparente par la méthode "du cylindre".

1. 3. Méthodes analytiques

1. 3. 1. Caractérisations physiques des sols

1. 3. 1. 1. Granulométrie

L'analyse granulométrique est faite avec la méthode de dispersion utilisant les résines sodiques élaborée par Rouiller *et al.* (1972) et utilisée avec succès par Bartoli *et al.* (1991) dans le cas des Oxisols riches en gibbsite et en gœthite.

Vingt grammes de chaque sol et 200 ml d'eau distillée sont introduits dans des flacons en plastique et agités à 20 °C pendant une heure sur un agitateur rotatif. Ensuite 1 ml de $SrCl_2$ à saturation dans l'eau est ajouté à la suspension, afin de floculer les argiles. Le mélange est centrifugé pendant 15 minutes puis le surnageant est écarté. Vingt millilitres d'eau distillée et 100 ml de résine sodique sont ensuite ajoutés au culot, afin de redisperser les argiles. Le mélange est agité pendant 24 heures, puis tamisé à 200 et 50 µm. Sur les fractions 0-50 µm les prélèvements de limons grossiers, limons fins et argiles sont effectués à 45 secondes, 4 minutes et 8 heures, respectivement, avec la

pipette de Robinson (loi de sédimentation de Stokes) à 20 °C. Chaque fraction séparée est séchée à 105°C, puis pesée.

1. 3. 1. 2. Densité apparente, micromorphologie et porosité des agrégats

La densité apparente des mottes de sol non perturbées ou masse volumique apparente est déterminée par la méthode du cylindre (Blake, 1965). Un échantillon de chaque sol est prélevé dans un cylindre métallique de 140 cm^3, en prenant soin de ne pas le perturber. Le sol prélevé est ensuite séché à 105°C et pesé. La densité apparente est obtenue en divisant le poids sec par le volume. La porosité totale, c'est-à-dire le volume des vides, exprimé en pourcentage du volume total du milieu poreux, est obtenue par calcul à l'aide de la formule suivante :

$$P = [(D - D') / D] \times 100$$

Avec :

D = densité réelle moyenne supposée des particules de sol : 2,6 g cm^{-3}

D' = valeur de la densité apparente des mottes de sol

Les mesures de distribution des tailles de pores sont effectuées à l'aide du porosimètre à intrusion de mercure Carlo Erba 2000, relié a un ordinateur IBM PC. Quatre grammes de sol tamisé à 2 mm sont préalablement dégazés pendant 2 heures sous vide. La porosimétrie par intrusion de mercure permet d'avoir accès à des rayons d'entrée de pores allant de 6 10^5 à 3,45 nm, correspondant à des pressions extérieures appliquées variant de 1,25 10^{-3} à 200 MPa.

1. 3. 1. 3. Stabilité des agrégats à l'eau

La stabilité des agrégats est déterminée par tamisage à l'eau à l'aide d'un appareil mis au point au CPB-CNRS par Bartoli *et al.* (1991) et similaire à celui de Kemper et Rosenau (1966). Deux grammes de sol tamisé à 2 mm et 200 ml d'eau distillée sont introduits dans un tamis de 200 µm qui est introduit à son tour dans une boîte en plastique. Le tamis est agité pendant 6 heures grâce à un plateau subissant des oscillations sinusoïdales d'une amplitude de 2 cm et d'une fréquence de 98 oscillations mn^{-1}. La teneur en agrégats stables à l'eau est égale à la teneur en sol (sec à 45 °C) restant sur le tamis moins la teneur en sables grossiers. Chaque mesure de stabilité structurale correspond à une moyenne de trois répétitions.

Par ailleurs, 10 g de sol provenant des couches de surface (sol sous forêt et prairie de 17 ans uniquement) sont placés dans des anneaux en plastique de 2

cm de diamètre, saturés d'eau par ascension capillaire puis soumis à différentes valeurs de potentiel matriciel à savoir pF 2 ; 2,5 ; 3 ; 3,5 et 4,2. Ceci permet d'établir les courbes de rétention d'eau, puis de déterminer les quantités d'agrégats stables à l'eau aux différentes valeurs de pF.

1. 3. 1. 4. Argiles dispersables à l'eau

La quantité d'argiles dispersables à l'eau est déterminée suivant la méthode de Gombeer et d'Hoore (1971). Par des expériences préliminaires, on a pu constater que la quantité d'argiles dispersables à l'eau des couches de surface augmentait progressivement avec le rapport sol/solution jusqu'à un maximum de 1/50. Ce maximum est retenu pour la détermination des pourcentages d'argiles dispersables à l'eau de tous les sols. Quatre grammes de chaque sol et 200 ml d'eau distillée sont introduits dans un flacon en verre de 500 ml. Le mélange est agité à 20°C pendant deux heures sur un agitateur rotatif. Les prélèvements d'argiles sont effectués dans les différentes suspensions avec la pipette de Robinson.

1. 3. 2. Caractérisations chimiques et minéralogiques

1. 3. 2. 1. pH

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

1. 3. 2. 2. Capacité d'échange cationique

La capacité d'échange cationique (CEC) est déterminée par la méthode utilisant la cobaltihexammine. Son principe est le déplacement des cations compensateurs par l'ion $Co(NH_3)_6^{3+}$, en solution faiblement concentrée (0,05 N).

Deux grammes de sol sont introduits dans des piluliers en présence de 20 ml de la solution de cobaltihexammine et le mélange est agité pendant 1 heure par retournement, centrifugé pendant 10 mn à 4000 tours mn^{-1} puis filtré. Sur le filtrat, la colorimétrie est faite à la longueur d'onde de 472 nm à l'aide d'appareil Beckman DU70. Les cations sont dosés par absorption atomique après dilution volume à volume avec du lanthane 0,2% à l'aide d'un spectromètre ICP AES JY 32. Les ions H^+ sont estimés à partir des valeurs du pH : $[H^+] = 10^{-pH}$.

1. 3. 2. 3. Extraction au citrate bicarbonate-dithionite (réactif de Mehra-Jackson) et caractérisation minéralogique

La détermination des oxyhydroxydes de fer, particulièrement de la goethite, est effectuée selon la méthode élaborée par Mehra et Jackson, (1960). Un gramme de sol modérément broyé, 50 ml de réactif de citrate-bicarbonate et un barreau aimanté sont introduits dans des pots de centrifugeuse en plastique de 100 ml et porté à 80 °C dans un bain-marie sous agitation. Au bout d'un quart d'heure, 1g de dithionite de sodium est ajouté, le mélange est laissé au bain-marie pendant 30 mn, centrifugé à 5000 t/mn pendant 5 mn, puis filtré dans des fioles de 200 ml. Le culot est lavé pendant 5 mn avec 25 ml de réactif, la suspension est centrifugée et le surnageant filtré dans les mêmes fioles. Les fioles sont ajustées avec de l'eau déminéralisée et les dosages de Fe, Al et Si sont effectués en spectrométrie d'absorption atomique.

L'analyse minéralogique semi-quantitative des fractions < 50 µm a été effectuée de la façon suivante. La gœthite a été quantifiée à l'aide du fer extrait au réactif citrate-bicarbonate-dithionite (CBD) : (gœthite = 1,8 X Fe_{CBD}). L'étude de la fraction argileuse par diffraction X a révélé que les deux minéraux étaient la kaolinite et la gibbsite. L'analyse chimique de cette fraction après fusion au métaborate de strontium (Jeanroy, 1974) a donc permis d'effectuer une reconstitution minéralogique en utilisant le silicium (après une estimation de la teneur en quartz par diffraction X). La teneur en kaolinite a été reconstituée à l'aide de sa formule structurale et l'aluminium résiduel a permis d'apprécier la teneur en gibbsite [$(Al(OH)_3$]. Les fractions limoneuses minoritaires se sont révélées être riches en quartz dont la quantité a été appréciée par diffraction X grâce à l'expérience de F. Lhote (C.R.P.G, C.N.R.S. L'analyse totale de cette fraction a aussi permis de reconstituer de façon semi-quantitative les proportions de kaolinite et de gibbsite présents dans cette fraction limoneuse.

1. 3. 3. Caractérisation de la matière organique

1. 3. 3. 1. Analyse organique élémentaire

Sur des solides homogénéisés, les analyses du carbone et de l'azote sont réalisées à l'aide d'un autoanalyseur Carlo Erba NA 1500, par combustion sèche sous oxygène, en four fermé, à 1020 °C. Les gaz formés sont dosés à l'aide d'un détecteur à conductivité thermique, le gaz vecteur étant l'hélium.

Les mesures de densité apparente (D') présentées au Tableau 2, permettent de convertir la teneur en carbone organique (Cs) exprimée en gramme par

kilogramme de sol (g kg^{-1}), en termes volumiques ou quantité du carbone (Ct) en tonne par hectare (T ha^{-1}) pour une couche d'épaisseur considérée, selon l'équation :

$$Ct = Cs \times L \times D' \times 10$$

Avec L = épaisseur en m et D' = densité apparente en kg dm^{-3}

1. 3. 3. 2. Fractionnement densimétrique de la matière organique

Le fractionnement de la matière organique des sols par densité est effectué suivant la méthode élaborée par Meijboom *et al.* (1995). Le sol sec à l'air tamisé à 2 mm est placé sous un jet d'eau sur un tamis de 150 µm, les macroagrégats ainsi détruits passant à travers le tamis. La procédure est répétée jusqu'à épuisement, le matériel obtenu étant séparé en fractions minérale et organique. La fraction organique est fractionnée dans une solution de Ludox TM de densité 1,37 en une fraction organique flottante et une fraction lourde. La fraction organique flottante est placée dans une solution de Ludox de densité 1,13 et séparée à nouveau en deux fractions. Finalement trois fractions sont obtenues : une fraction légère de densité inférieure à 1,13 ; une fraction intermédiaire de densité comprise entre 1,13 et 1,37 et une fraction lourde de densité supérieure à 1,37. Les trois fractions sont lavées à l'eau, séchées, pesées, puis les analyses élémentaires du carbone et de l'azote sont effectuées sur des aliquotes homogénéisées par combustion sèche à l'aide d'un autoanalyseur CHNS-O EA 1108 - Elemental Analyzer Carlo Erba Instruments.

1. 3. 3. 3. Détermination de l'abondance isotopique ^{13}C

L'élément carbone est présent dans la nature sous la forme de deux isotopes stables, ^{12}C et ^{13}C. L'isotope ^{13}C présente une concentration moyenne proche de 11000 ppm, correspondant à un rapport isotopique $R = {}^{13}C/{}^{12}C$ de l'ordre de 1,1 %. Les teneurs de ^{13}C sont exprimées en unités δ par référence à un standard, la calcite d'une bélémnite du Crétacé de la formation Pee Dee de Caroline du Sud (USA), selon la relation :

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

Le $\delta^{13}C$ des végétaux chlorophylliens varie fortement selon le type de cycle photosynthétique auquel ils appartiennent (Smith et Epstein, 1971; Deines,

1980). La presque totalité des plantes en C_3 (cycle de Calvin), sont très appauvries en ^{13}C (δ = -27 ‰) alors que les plantes en C_4 (cycle de Hatch-Slack) ont une valeur de $\delta^{13}C$ voisine de -12 ‰ (Bender, 1971 ; Smith et Epstein, 1971 ; Nissenbaum et Schallinger, 1974). L'étude de la dynamique de la matière organique suite au passage de l'une à l'autre de ces végétations, repose sur le fait que la composition isotopique de cette matière organique est très proche de celle de la végétation en équilibre avec le sol (Deines, 1980; Flexor et Volkoff, 1977 ; Balesdent *et al.*, 1988 ; Martin *et al.*, 1990 ; Mariotti et Balesdent, 1990).

Chaque échantillon de sol a été finement broyé au mortier d'agate avant l'analyse isotopique, puis pesé en nacelle d'argent et introduit dans un tube à combustion pourvu d'une allonge garnie de catalyseur d'oxydation (V_2O_5). La combustion a été complétée sur un lit d'oxyde de cuivre à 1050°C. Dans le spectromètre de masse isotopique, les molécules de CO_2 envoyées dans la source sont ionisées par impact électronique, accélérées, puis déviées par un champ magnétique et les signaux émis sont mesurés sur des collecteurs (cage de Faraday). Cette analyse du ^{13}C a été effectuée à l'aide du couplage de deux appareils, un analyseur CN développé au Service Central d'Analyses du C.N.R.S. à Solaize, d'une part et un spectromètre de masse isotopique FINNIGAN Delta S, d'autre part. Une bouteille de CO_2 a été utilisée comme étalon interne de l'analyse isotopique et comme référence pour le calcul.

Lorsque l'humus du sol s'est développé à partir de deux végétations successives appartenant à des cycles photosynthétiques différents, il est possible de déterminer la part du carbone de l'humus provenant de chacune d'elles. Ainsi, dans le cas d'une succession forêt (C_3) - prairie de graminées (C_4), les quantités de carbone provenant de la végétation forestière (Cpdf) et de la végétation prairiale (Cpdp), contenues dans une couche donnée de sol, sont obtenues par les formules suivantes :

$$\mathbf{Cpdp = [(\delta - \delta o) / (\delta_p - \delta_O)] \, . \, Ct} \qquad \mathbf{Cpdf = Ct - Cpdp}$$

Avec :

δ = $\delta^{13}C$ du sol sous prairie

δo = $\delta^{13}C$ du sol sous forêt

δ_p = $\delta^{13}C$ de la (ou des) graminée (s) constituant la prairie (= - 12, 4 ‰).

Ct = quantité de carbone dans la couche étudiée.

Pour ce type de calcul, plusieurs hypothèses sont faites. On suppose d'abord que le sol est homogène en tous points, en particulier en ce qui concerne la teneur en carbone organique d'origine forestière lors du changement de végétation. En outre, δ_p est une valeur moyenne obtenue à partir d'analyses répétées sur différents échantillons de la graminée.

1. 3. 3. 4. Confection des lames minces

Cinq grammes de sol tamisé à 2 mm sont imprégnés de résine polyester (Norsodine 2983 V) en vue de la fabrication de lames minces selon la méthode décrite par Doirisse (1989). Une plaquette de sol imprégné de 10 mm d'épaisseur est découpée, puis une lame de verre provisoire est collée sur une face brute de sciage. À l'aide d'une rectifieuse, on dresse une face de cette plaquette, puis le collage définitif de la lame de verre sur la face ainsi rectifiée est effectué. Après amincissement de la plaquette, on procéde à une finition manuelle à l'aide de papier abrasif.

Lorsque les lames minces atteignent l'épaisseur souhaitée (environ 25 µm), elles sont observées à l'aide d'une loupe binoculaire Heerbrugg Wild M 420 pourvue d'une chambre de prise de vue Wild MPS 51S.

1. 3. 3. 5. Mesure de la minéralisation de la matière organique au laboratoire

Quinze grammes de sol provenant de la couche 0-0,10 m et tamisés à 2 mm, sont introduits dans des flacons-sérum de 250 ml, puis ajustés à 80% de la capacité au champ. L'humidité est maintenue grâce à un petit pilulier rempli d'eau, introduit dans chaque flacon. Les flacons sont hermétiquement fermés et mis en incubation à 28 °C à raison de cinq répétitions par sol pendant 100 jours.

À intervalles réguliers, l'atmosphère de chaque flacon est prélevée à l'aide d'une seringue de 1 ml aux fins de mesure de sa teneur en CO_2. Après chaque mesure, l'atmosphère des flacons est renouvelée. Les mesures de CO_2 sont faites à l'aide d'un analyseur infra-rouge LCA-2 ADC qui donne la concentration en volumes par million. La quantité de carbone minéralisé est déterminée en ‰ (mg de C-CO_2 par gramme) de C du sol.

Le flux de CO_2 produit dans l'intervalle de 0-8 jours (préincubation) qui correspond à la décomposition de la biomasse microbienne lysée (Christensen, 1987) n'est pas pris en compte dans l'établissement des courbes de minéralisation.

1. 3. 3. 6. Hydrolyse du carbone et de l'azote des sols

Un poids de sol broyé équivalent à 50 mg de C est dispersé dans 100 ml de HCl 3 N, puis le mélange est porté à ébullition pendant 24 heures sous reflux dans un ballon à col rodé de 250 ml. Après refroidissement, le mélange est centrifugé dans des pots de 250 ml pendant 15 mn à 8000 t/mn, et le surnageant est filtré puis récupéré dans des fioles de 250 ml. Le culot est rincé deux fois à l'eau distillée, centrifugé à chaque fois, puis le surnageant est recueilli dans la même fiole et finalement ajusté à 250 ml.

Après séchage à 40 °C le culot est pesé, broyé et sa teneur en carbone et azote est déterminée à l'aide d'un autoanalyseur Carlo Erba NA 1500. Sur l'hydrolysat la détermination du carbone hydrolysable est effectuée à l'aide de l'autoanalyseur TCM Carlo Erba 480. Pour déterminer l'azote hydrolysable, 50 ml d'hydrolysat, 10 ml d'acide sulfurique concentré et 2 g de catalyseur (ou une pastille "Kjeltabs") sont introduits dans un tube à digestion, puis chauffés au reflux jusqu'à obtention d'un mélange blanchâtre.

Après refroidissement, le mélange est recueilli dans un ballon de distillation, 60 ml de lessive de soude (33%) sont ajoutés et l'ammoniaque est distillé par entraînement à la vapeur. Le distillat est recueilli dans 10 ml d'acide sulfurique 0,01 N, additionné d'une goutte d'indicateur de Tashiro, puis dosé en retour avec NaOH 0,01 N.

1. 3. 4. Analyses statistiques

Chaque fois que des répétitions sont faites en nombre suffisant (3 à 5, le plus souvent), l'analyse des variances est effectuée à l'aide du programme Statgraphics (version 5 ; STCc's software products), sur ordinateur IBM PC. La représentation de cette analyse s'est faite à l'aide des boîtes à encoches et à moustaches, dont les extrémités indiquent les valeurs minimale et maximale (Figure 1-3).

Ces boîtes à moustaches contiennent 50% des données dans la totalité de leur surface. Pour les quatre sols de la chronoséquence forêt-prairies, les caractéristiques des couches organiques (0-0,40m) et des couches minérales (0,40-1,00 m) ont été comparées entre elles, afin d'évaluer de façon statistique l'impact de l'installation des prairies sur chacun des paramètres édaphiques étudiés.

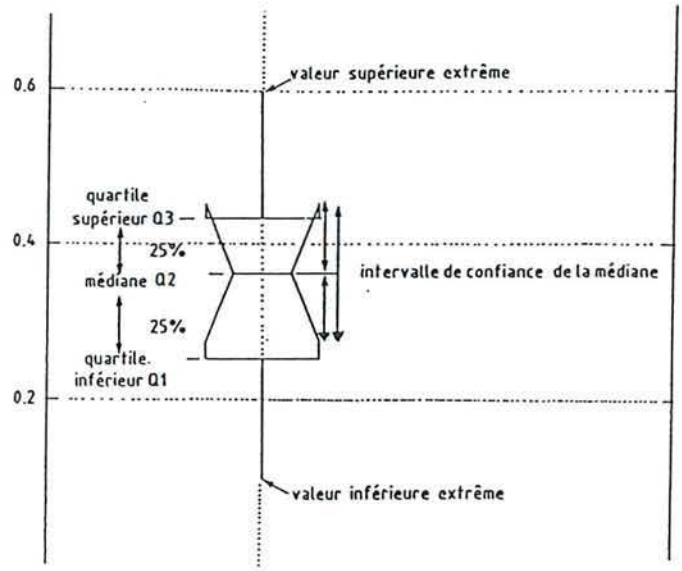


Figure 1-3 : Visualisation de la distribution d'une variable sous forme de boites à encoches et à moustaches

1. 4. Conclusions du premier chapitre : Une région humide tropicale originale et une approche pédologique pluridisciplinaire

✯ La région d'étude (Amazonie orientale) se caractérise par un climat contrasté, une végétation de transition entre celle d'Amazonie et celle du Centre du Brésil (Pires, 1974), des Oxisols argileux riches en kaolinite et en oxyhydroxydes de fer (Sombroek, 1984 ; Camargo *et al.*, 1987) et une forte influence anthropique (taux de déforestation élevé) (Serrão et Toledo, 1990). Les sols choisis sont organisés selon une chronoséquence forêt-prairies comprenant un Oxisol sous forêt de référence et trois Oxisols équivalents sous prairies de 7, 12 et 17 ans.

✯ L'objectif de ce travail est d'évaluer les modifications des propriétés structurales, physico-chimiques et de la dynamique de la matière organique du sol consécutives à la déforestation et à l'installation des prairies. Ces variations vont être évaluées en ce qui concernent l'agrégation des sols et la dynamique de la MOS au long du profil, jusqu'à 1 m de profondeur, et sur les couches de surface (0-0,10 m) en ce qui concernent la dégradabilité de la matière organique des sols et la structuration biologique.

✯ Cette approche pédologique, donc pluridisciplinaire a nécessité (i) un mode d'échantillonnage des sols soigné (tous les 10 cm de 0 à 1 m de profondeur (ii) l'utilisation de méthodes diversifiées de caractérisations physiques, physico-chimiques, chimiques et isotopiques et (iii) l'utilisation de traitements statistiques permettant de quantifier l'impact de la déforestation et de l'installation des prairies sur les propriétés de ces Oxisols.

Chapitre 2

Variations des propriétés physico-chimiques et structurales des sols de la chronoséquence forêt-prairies

2. 1. Introduction

La défriche des forêts tropicales et l'installation des prairies se traduisent par des modifications dans les propriétés chimiques, physiques et biologiques des sols. C'est ainsi qu'une augmentation du pH et de la capacité d'échange cationique a été observée dans les premières années de l'installation des cultures pérennes (Brinkman et Nascimento, 1973 ; Diez *et al.*, 1991 ; Eden *et al.*, 1991_b), tout comme une augmentation des teneurs en calcium et en magnésium et une diminution de l'aluminium échangeable (Serrão *et al.*, 1979 ; Hecht, 1981). Ces modifications des propriétés chimiques peuvent être relativement brusques, telle la diminution peu progressive des éléments nutritifs en fonction de l'âge des prairies, observée par Eden *et al.* (1991_b) en Roraima, au Nord Est du Brésil.

L'impact de la déforestation et de l'installation des prairies sur les propriétés physiques des sols, notamment de leurs horizons organiques, est également important et se traduit par une baisse de la porosité totale, de la stabilité structurale et un tassement des couches de surface. Dans le bassin amazonien, Hecht (1981) a aussi montré, que cette augmentation des densités apparentes était à l'origine de la diminution de l'infiltration des eaux et de l'augmentation de l'érosion par ruissellement. Ces modifications des propriétés physiques des sols, attribuables à l'installation des prairies, sont beaucoup plus prononcées dans les horizons de surface et ont été notées aussi bien en milieu tropical humide au Brésil (Chauvel, 1982 ; Chauvel *et al.*, 1991 ; Eden *et al.*, 1991_a ; Tavares-Filho, 1992) que dans d'autres pays (Veldkamp, 1994). Ceci est observé après déforestation traditionnelle (Martins *et al.*, 1991 ; Eden *et al.*, 1991_a) ou mécanisée (Chauvel, 1982 ; Chauvel *et al.*, 1991).

Dans ce chapitre, les variations de propriétés physico-chimiques et des états d'agrégation consécutives à la déforestation et à l'installation des prairies ont été étudiées dans les sols de la chronoséquence forêt-prairies (7, 12 et 17 ans). C'est ainsi que nous avons observé les évolutions : (i) <u>des propriétés physiques</u> - la porosité totale au sein des mottes non perturbées et la porosité des agrégats (0-100 µm) des sols tamisés à 2 mm, au sein de laquelle on distingue la porosité de stockage (porosité de stockage d'eau : transferts lents avec des rayons de pores de 0,5-100 µm) et la porosité résiduelle (porosité de stockage quasi-

définitif avec des rayons de pores de 0-0,1 µm) (ii) des propriétés structurales - la stabilité des agrégats à l'eau et les variations de cette stabilité en fonction de la variation du pF dans les couches de surface des sols sous forêt et sous prairie de 17 ans et (iii) des propriétés physico-chimiques et chimiques - la dispersabilité des argiles, la détermination des charges de surface des agrégats des quatre sols, le pH et la CEC.

2. 2. Résultats

2. 2. 1. Texture et minéralogie

2. 2. 1. 1. Texture

Les résultats présentés au Tableau 2-1 mettent en évidence une texture très argileuse tout le long des profils des quatre Oxisols de la chronoséquence forêt-prairies, avec des teneurs en fractions argileuses supérieures à 80 %. Les teneurs en limons sont inférieures à 15 %, tandis que celles des sables ne dépassent pas 10 %. Avec la profondeur, on constate une diminution des teneurs en sables et limons, et corrélativement une augmentation de celles des argiles, qui dépassent 90 % (92, % ±1%) dans les couches minérales (0,40-1 m).

Le point essentiel est que les teneurs en fractions argileuses des couches minérales (0,40-1 m) ne sont pas statistiquement différentes le long de la chronoséquence forêt-prairies. Celles des couches organiques (0-0,40 m) des sols sous forêt et sous prairies de 7 et 17 ans sont différentes de celles du sols sous prairie de 12 ans (Tableau 3, Annexe 2). Il sera ainsi possible d'étudier l'effet de la déforestation et de l'installation des prairies sur les propriétés physico-chimiques et structurales de ces Oxisols.

2. 2. 1. 2. Minéralogie

La composition minéralogique des fractions argileuses est pratiquement identique dans chacun des quatre sols étudiés, avec des erreurs d'analyse qui sont surtout dues à la présence de quartz dont l'estimation n'est que semi-quantitative, car effectuée par diffraction X. Les teneurs en kaolinite varient de 50 à 60 %, celles de la gibbsite de 20 à 30 % et celles du quartz entre 5 et 7 % (Tableau 2-2). La teneur en gibbsite la plus basse (10-18 %) a été observée dans les couches organiques (0-0,40 m) du sol sous prairie de 7 ans. Les teneurs en gibbsite des fractions argileuses augmentent en fonction de la profondeur, ce qui n'est pas le cas des teneurs en kaolinite et en gœthite (Tableau 2-2).

Tableau 2-1 : Principales caractéristiques des quatre sols de la chronoséquence forêt-prairies.

Sols	Profondeur (m)	Dté apparente (Mg m^{-3})	Granulométrie			Matière organique			Complexe d'échange			
			Argiles (%)	Limons (%)	Sables (%)	C (mg g^{-1})	N (mg g^{-1})	C/N	CEC (me/100 g)	pH_{H_2O}	pH_{KCl}	ΔpH
Forêt	0-0,10	0,87	83,9	10,4	5,7	33,3	2,5	13,3	4,8	4,14	3,95	0,19
	0,10-0,20	0,99	86,5	9,0	4,5	19,6	1,7	11,5	3,0	4,13	4,06	0,07
	0,20-0,30	1,12	88,3	7,9	3,8	14,8	1,3	11,4	3,0	4,31	4,17	0,14
	0,30-0,40	1,00	91,6	6,1	2,3	10,1	0,9	11,2	2,6	4,42	4,25	0,17
	0,60-0,70	1,18	92,7	5,4	1,8	5,7	0,5	11,4	2,6	4,54	4,38	0,16
	0,90-1,00	1,14	93,1	5,5	1,4	4,5	0,4	11,3	2,2	4,50	4,40	0,10
Prairie de 7 ans	0-0,10	1,04	81,7	12,1	6,2	29,4	2,9	10,1	5,8	5,93	5,58	0,35
	0,10-0,20	1,16	85,1	10,2	4,7	15,5	1,5	10,3	6,4	5,67	5,33	0,34
	0,20-0,30	1,14	87,9	9,3	2,9	11,6	1,2	9,7	5,6	5,34	5,06	0,28
	0,30-0,40	1,31	90,1	7,3	2,6	10,7	1,0	10,7	2,9	5,24	5,03	0,21
	0,60-0,70	1,13	92,0	5,8	2,2	7,3	0,7	10,4	5,9	4,66	4,55	0,11
	0,90-1,00	1,15	91,8	5,8	2,4	4,9	0,4	12,3	3,7	4,55	4,38	0,17
Prairie de 12 ans	0-0,10	1,09	83,7	10,5	5,8	29,2	2,6	11,2	8,4	5,43	4,73	0,70
	0,10-0,20	1,25	88,8	7,7	3,5	13,8	1,4	9,9	4,7	4,94	4,53	0,41
	0,20-0,30	1,30	87,9	8,8	3,3	10,2	0,9	11,3	4,4	4,63	4,26	0,37
	0,30-0,40	1,33	89,9	7,1	2,9	8,6	0,7	12,3	4,4	4,40	4,24	0,16
	0,60-0,70	1,25	92,0	5,8	2,2	5,7	0,5	11,4	2,3	4,40	4,34	0,06
	0,90-1,00	1,18	92,6	5,8	1,6	4,7	0,4	11,8	3,0	4,50	4,45	0,05
Prairie de 17 ans	0-0,10	1,19	81,0	10,4	8,6	31,7	2,6	12,2	7,1	5,70	5,19	0,51
	0,10-0,20	1,27	85,4	8,8	5,9	14,6	1,3	11,2	4,6	5,62	5,14	0,48
	0,20-0,30	1,32	87,7	7,1	4,2	10,9	0,9	12,1	3,7	5,50	5,13	0,37
	0,30-0,40	1,23	89,4	7,0	3,6	9,6	0,9	10,6	3,4	5,46	5,16	0,30
	0,60-0,70	1,40	91,0	6,7	2,3	5,8	0,5	11,6	2,1	4,45	4,45	0,00
	0,90-1,00	1,35	91,5	6,4	2,2	4,7	0,4	11,8	2,1	4,37	4,43	-0,06

Tableau 2-2 : Analyse minéralogique semi-quantitative des fractions < 50 µm des sols de la chronoséquence forêt-prairies.

Sols	Profondeur (m)	Kaolinite (± 5 %)	Quartz (± 1 %)	Gibbsite (± 1%)	Gœthite (± 0.1%)
Forêt	0-0.10	54	7	23	2.0
	0.30-0.40	58	2	26	1.8
P de 7 ans*	0-0.10	63	6	10	1.7
	0.30-0.40	62	5	18	1.7
P de 12 ans*	0-0.10	52	6	22	2.0
	0.30-0.40	49	6	32	2.1
P de 17 ans*	0-0.10	57	5	17	2.0
	0.30-0.40	53	5	26	2.3

* avec P de 7, 12 et 17 ans = prairies de 7, 12 et 17 ans, respectivement.

2. 2. 2. Teneurs en carbone organique et en azote

2. 2. 2. 1. Carbone organique

Les résultats de l'analyse organique élémentaire des couches des quatre Oxisols étudiés sont reportés sur le Tableau 2-1. Les teneurs en carbone organique sont statistiquement voisines pour les quatre sols (Tableau 4, Annexe 2). Elles atteignent 3 % en surface (0-0,10 m), puis diminuent rapidement entre les couches 0-0,10 m et 0,10-0,20 m, et progressivement de 0,10-0,20 m à 0,30-0,40 m. Ces teneurs en carbone organique sont inférieures à 1 % dans les couches minérales au dessous de 0,50 m de profondeur, et atteignent des valeurs voisines de 0,45 % à 1 m de profondeur.

Les teneurs du carbone des Oxisols étudiés sont de l'ordre de celles observées généralement dans les sols tropicaux (Sanchez, 1976). Cependant elles sont supérieures à celles des sols sablo-argileux étudiés en Amazonie orientale par Desjardins (1991), et inférieures à celles des sols argileux étudiés en Amazonie centrale par Choné *et al.* (1991).

Suivant leur teneur en carbone organique, les couches des profils des sols étudiés ont été réparties en "couches organiques", ayant une teneur en carbone supérieure à 1 % (0-0,10 m; 0,10-0,20 m ; 0,20-0,30 m et 0,30-0,40 m), et en "couches minérales ", caractérisées par une teneur en carbone inférieure à 1 % (0,60-0,70 et 0,90-1,00 m), significativement différente de celle de leurs couches organiques (0-0,40 m) (Tableau 4, Annexe 2). Aucune différence statistique de teneur en carbone organique n'a été détectée entre les quatre Oxisols étudiés (couches organiques ou minérales).

2. 2. 2. 2. Azote et rapport C/N

Les teneurs en azote (Tableau 2-1) montrent une distribution différente de celle du carbone, avec en surface une valeur un peu plus élevée sous prairie de *Brachiaria brizantha* de 7 ans (0,29 %) que sous les deux autres prairies (0,26 %) et sous forêt (0,25 %). La diminution est rapide entre les couches 0-0,10 m et 0,10-0,20 m, comme observé pour les teneurs en carbone, puis devient plus graduelle et régulière au dessous de cette profondeur. Les teneurs en azote décroissent jusqu'à des valeurs de 0,04 % dans la couche 0,90-1,00 m.

Dans la couche 0-0,10 m, le rapport C/N du sol sous forêt est plus élevé (13,3) que celui des sols sous prairies de 7 ans (10,1), de 12 ans (11,2) et de 17 ans (12,2). Ceci pourrait être attribuable au passage de composés organiques forestiers relativement aromatiques à des composés organiques prairiales plus riches en groupements fonctionnels, et en liaisons peptidiques. Pourtant, dès 0,10 m de profondeur, les rapports C/N se différencient peu entre eux. C'est ainsi que la moyenne du rapport des couches 0,10-0,20 m est égale à 11,4 ± 0,1 ; 10,2 ± 0,5 ; 11,2 ± 1,2 et 11,3 ± 0,7 pour les sols sous forêt et sous prairies de 7, 12 et 17 ans, respectivement.

2. 2. 3. pH et capacité d'échange cationique (CEC)

2. 2. 3. 1. pH

Les résultats présentés au Tableau 2-1 mettent en évidence le caractère acide des sols étudiés. Les valeurs du pH_{eau} varient entre 4,14 et 5,93 dans les couches de surface (0-0,10 m) et entre 4,37 et 4,55 dans les couches 0,90-1,00 m. Elles décroissent avec la profondeur dans les sols sous prairies, tandis qu'elles augmentent dans le sol sous forêt. Les valeurs du pH_{KCl} (1,0 M) varient de la même manière entre 3,95 et 5,58 dans les couches de surface et entre 4,38 et 4,45 dans les couches 0-90-1,00 m. Les couches organiques des sols sous prairies sont relativement moins acides que celles du sol sous forêt. Ces résultats

confirment les travaux de Brinkman et Nascimento (1973) et Eden *et al.* (1991_b) qui ont observé une augmentation de pH dans les sols sous prairies.

La différence entre la valeur de pH de la suspension de sol mesurée dans l'eau et celle mesurée dans une solution molaire de potassium (ΔpH) est proportionnelle aux charges de surface négatives du sol (Mekaru et Uehara, 1972). Les couches minérales étudiées sont généralement chargées négativement, à l'inverse de celles des Oxisols riches en gibbsite ou en gœthite, chargées positivement, précédemment étudiés par Bartoli *et al.* (1992a).

Les valeurs de ΔpH les plus élevées sont celles des couches organiques (0-0,40 m), celles des couches organiques des Oxisols sous prairies de 12 et 17 ans étant deux à trois fois plus élevées que celles des couches organiques homologues de l'Oxisol sous forêt. Ceci est attribuable à l'augmentation du pH, les charges négatives de ces sols étant "*variables*" ou dépendantes du pH. En revanche, les valeurs de ΔpH diminuent en profondeur, en particulier dans les prairies les plus vieilles, en relation tout à la fois avec les faibles valeurs du pH et de la capacité d'échange.

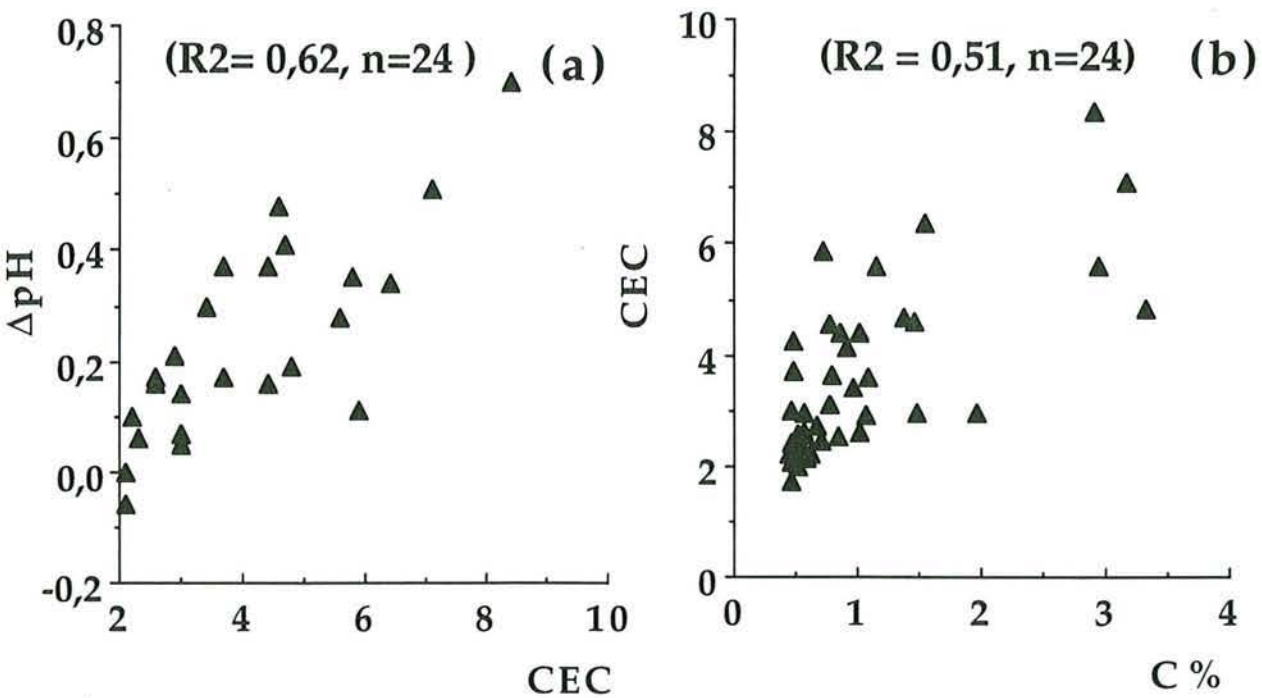


Figure 2-1 : Corrélation positive entre les valeurs du ΔpH (pH_{eau}-pH_{KCl}) et celles de la CEC (a), et entre les valeurs de la CEC et celles des teneurs en carbone organique (b) des sols étudiés.

2. 2. 3. 2. Capacité d'échange de cations (CEC)

Corrélativement, la CEC des couches organiques (0-0,40 m) est assez faible sous forêt et plus élevée sous prairies, et diminue avec la teneur en carbone organique (Tableau 2-1) : sa valeur est relativement plus élevée dans les couches de surface 0-0,10 m (4,8 meq/100g sous forêt, 5,8 meq/100g sous prairie de 7 ans, 8,4 meq/100g sous prairie de 12 ans et 7,1 meq/100g sous prairie de 17 ans) en relation avec les teneurs en matière organique de ces couches de surface. En profondeur, dans les couches 0,90-1,00 m, la valeur de CEC ne dépasse pas 4 meq/100g. Une corrélation positive a aussi été mise en évidence entre la CEC et le ΔpH (charges négatives) (R^2 = 0,62 ; n=24) (Figure 2-1_a) et entre la CEC et la teneur en carbone organique (R^2 = 0,51 ; n=24) (Figure 2-1_b).

2. 2. 4. Porosité totale et porosité des agrégats

2. 2. 4. 1. Porosité totale

Les pourcentages de la porosité totale des sols de la chronoséquence forêt-prairies varient entre 56 % et 68 % dans les couches organiques 0-0,40 m et décroissent avec la profondeur, où ils varient entre 51 % et 58 % dans les couches minérales 0,60-1,00 m (Figure 2-2). Dans les couches de profondeur ou "couches minérales" (0,60-0,70 m; 0,90-1,00 m), une diminution des pourcentages de la porosité totale est observée dans l'ordre : forêt > prairie de 7 ans > prairie de 12 ans, mais aucune différence significative n'est notée entre ces trois sols (Figure 2-3_a). Cependant, les pourcentages de la porosité totale des horizons minéraux du sol sous prairie de 17 ans sont significativement moins élevés que ceux des sols sous prairies de 7 et 12 ans et sous forêt (Figure 2-3_a).

Ceci laisse penser que les propriétés physiques du sol sous prairie de 17 ans étaient probablement différentes de celles des autres sols, même avant l'installation des prairies. En tout cas, ce fait ne permet pas de comparer de façon rigoureuse les propriétés physiques des couches organiques du sol sous prairie de 17 ans à celles de leurs homologues forestières. Par contre, les porosités des couches organiques des sols sous prairies de 7 et 12 ans peuvent être comparées à celles des couches organiques forestières.

Dans les couches organiques (0-0,40 m) la porosité totale décroît depuis le sol sous forêt jusqu'aux sols sous prairies de 7 et 12 ans, avec une différence statistique établie pour le couple forêt-prairies de 12 ans (Figure 2-3_b). Ceci est attribuable à la compaction du sol par le bétail. Des résultats analogues ont été obtenus par Eden *et al.* (1991_a), pour une large gamme d'horizons organiques de sols se développant sur des schistes altérés (État de Roraima, Brésil).

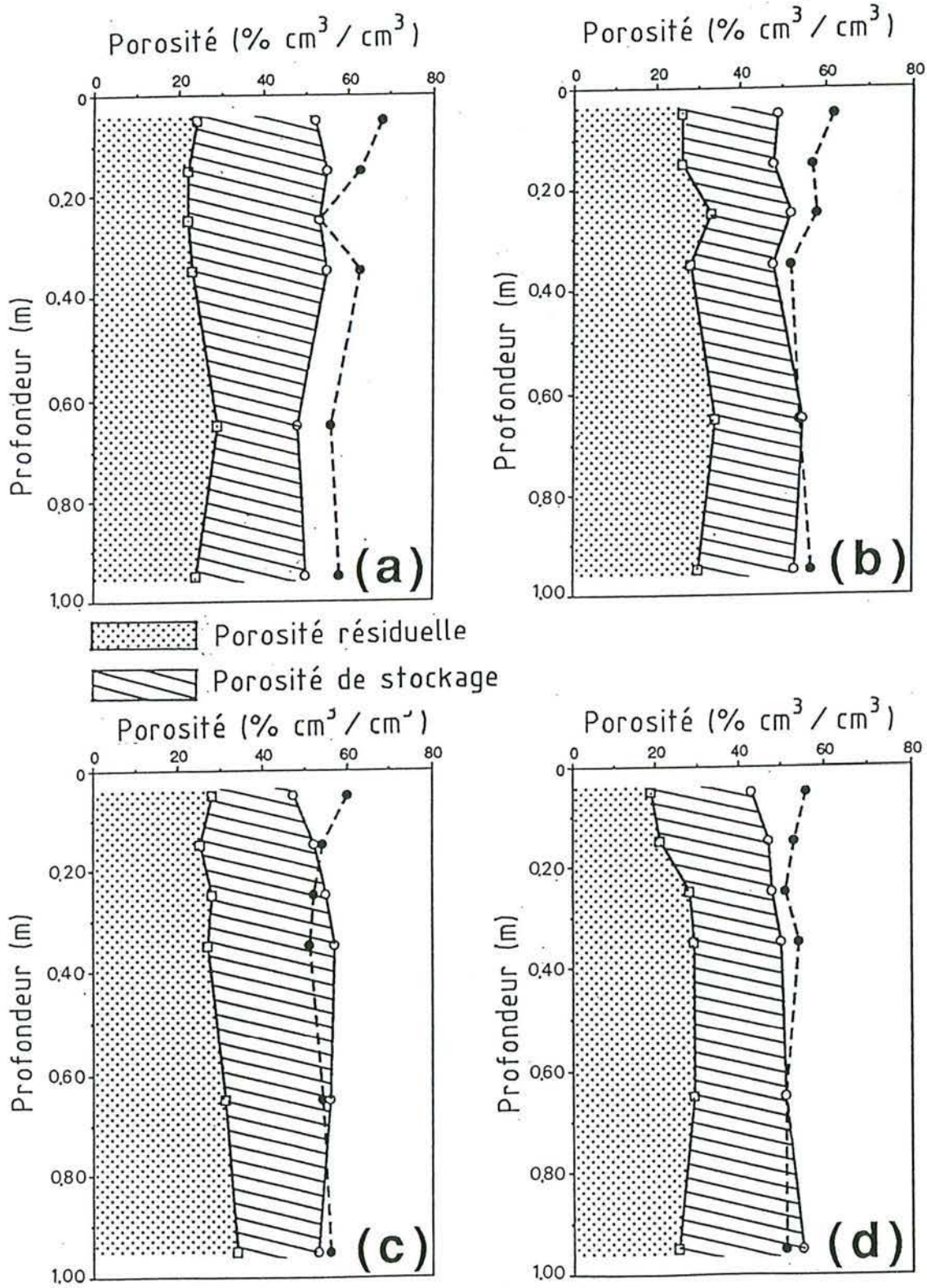


Figure 2-2 : Distribution en fonction de la profondeur de la porosité totale, de la porosité de stockage (0,5-100 µm) et de la porosité résiduelle (< 0,1 µm) des sols sous forêt (a) et sous prairies de 7 (b),12 (c) et 17 (d) ans.

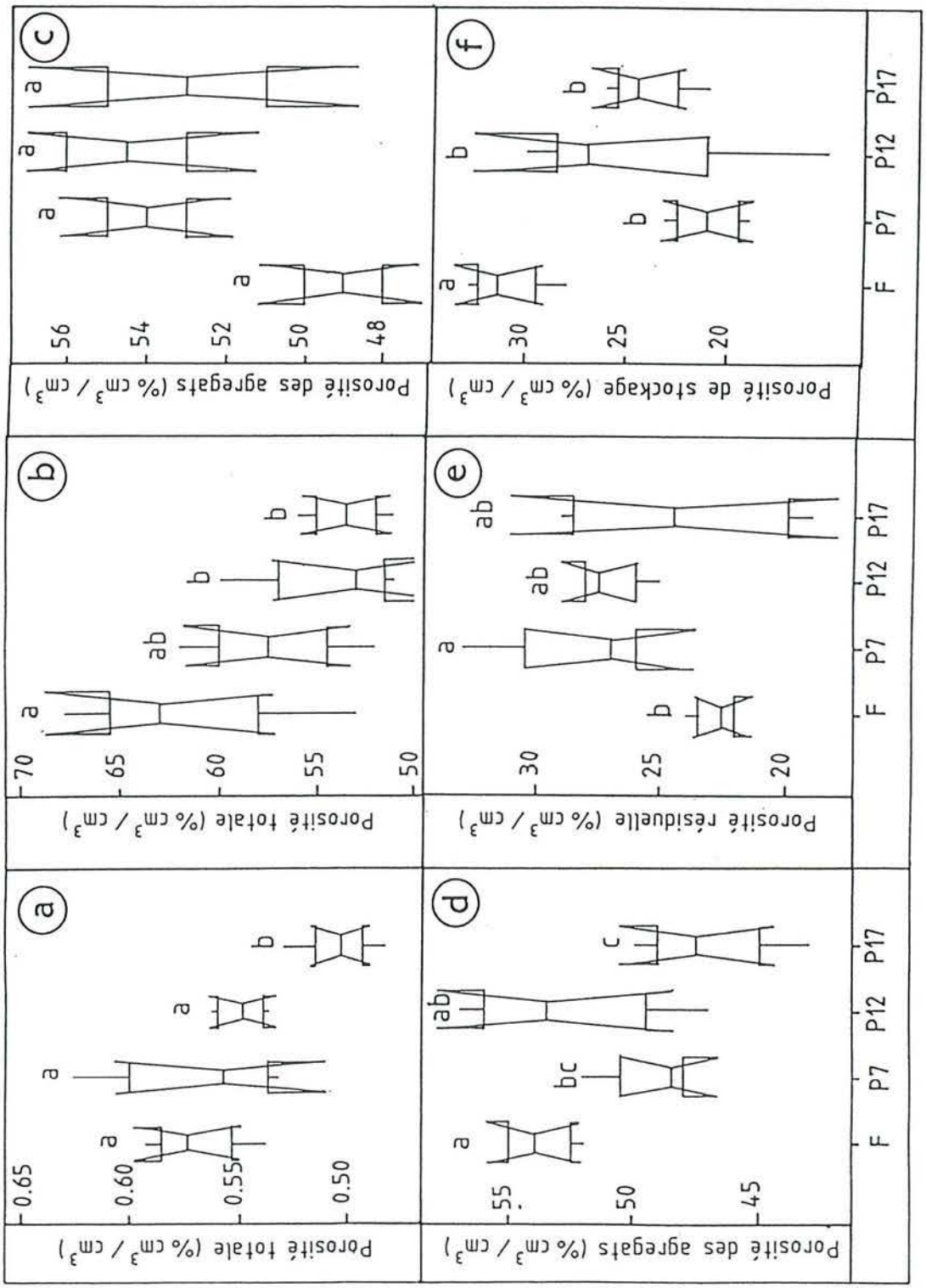


Figure 2-3 : Représentation par "diagrammes à encoches et à moustaches" de la distribution de la porosité totale des couches minérales (a) et organiques (b) ; de la porosité des agrégats des couches minérales (c) et organiques (d) et de la porosité résiduelle (e) et de stockage (f) des couches organiques. F = sol sous forêt ; P7, P12 et P17 = sols sous prairies de 7, 12 et 17 ans, respectivement.

Dans les sols étudiés, la porosité totale apparaît parfois inférieure à la porosité d'agrégats, du fait qu'il n'y pas d'études statistiques pour les comparer. Des répétitions auraient sans doute montré que souvent la porosité totale est égale à la porosité des agrégats. La porosité totale des couches organiques du sol sous prairie de 17 ans est nettement plus basse que celle des couches organiques forestières (Figure 2-3_b). En plus de l'effet de la déforestation et de la compaction par le bétail, les valeurs plus faibles de la porosité totale du sol sous prairie de 17 ans pourraient être dues aux différences de porosité totale antérieures à l'installation des prairies. Ce qui s'explique par une différence significative de porosité totale dans les couches minérales du couple de sol forêt-prairie de 17 ans (Figure 2-3_a), dans lesquelles l'impact de l'installation des prairies est moindre.

2. 2. 4. 2. Porosité des agrégats

La porosimétrie par intrusion de mercure donne accès aux porosités des agrégats millimétriques, dont les valeurs sont similaires à celles de la porosité totale (Figure 2-2). Néanmoins quelques différences entre les valeurs de ces deux porosités, notamment dans les couches organiques (0-0,40 m) pourraient être attribuées à la macroporosité inter-agrégats qui tend à augmenter en fonction de la teneur en carbone organique. Dans les couches minérales, les valeurs de porosité des agrégats des trois sols sous prairies sont supérieures à celles des agrégats du sol sous forêt, bien qu'aucune différence significative n'ait été établie entre ces quatre sols (Figure 2-3_c). À l'opposé, dans les couches organiques, les porosités des agrégats sous prairies de 7 et 17 ans sont significativement inférieures à celles des agrégats du sol sous forêt (Figure 2-3_d). Ceci est probablement la conséquence de la compaction du sol par le bétail.

Tous les agrégats étudiés se caractérisent par une *distribution bimodale* du volume poral en fonction de leur rayon de constriction (Figure 2-4), ce qui confirme les travaux de recherche antérieurs sur d'autres Oxisols brésiliens (Chauvel *et al.*, 1991 ; Bartoli *et al.*, 1992_a). Une telle distribution bimodale peut être attribuée aux pores inter-assemblages, dont les rayons de constriction sont compris entre 5 et 80 µm, et aux pores des domaines argileux, ayant des rayons de constriction inférieurs à 0,1 µm (Fiès, 1984 ; 1992 ; Fiès et Bruand, 1990 ; Chauvel *et al.*, 1991 ; Bartoli *et al.*, 1992_a). Ce sont les pores de grande taille entourant les microagrégats élémentaires qui se remplissent les premiers de mercure (porosité de stockage d'eau), suivis par les micropores dont les dimensions avoisinent celles des particules argileuses (porosité des microstructures ou des domaines argileux, que nous appelons ici *porosité résiduelle*).

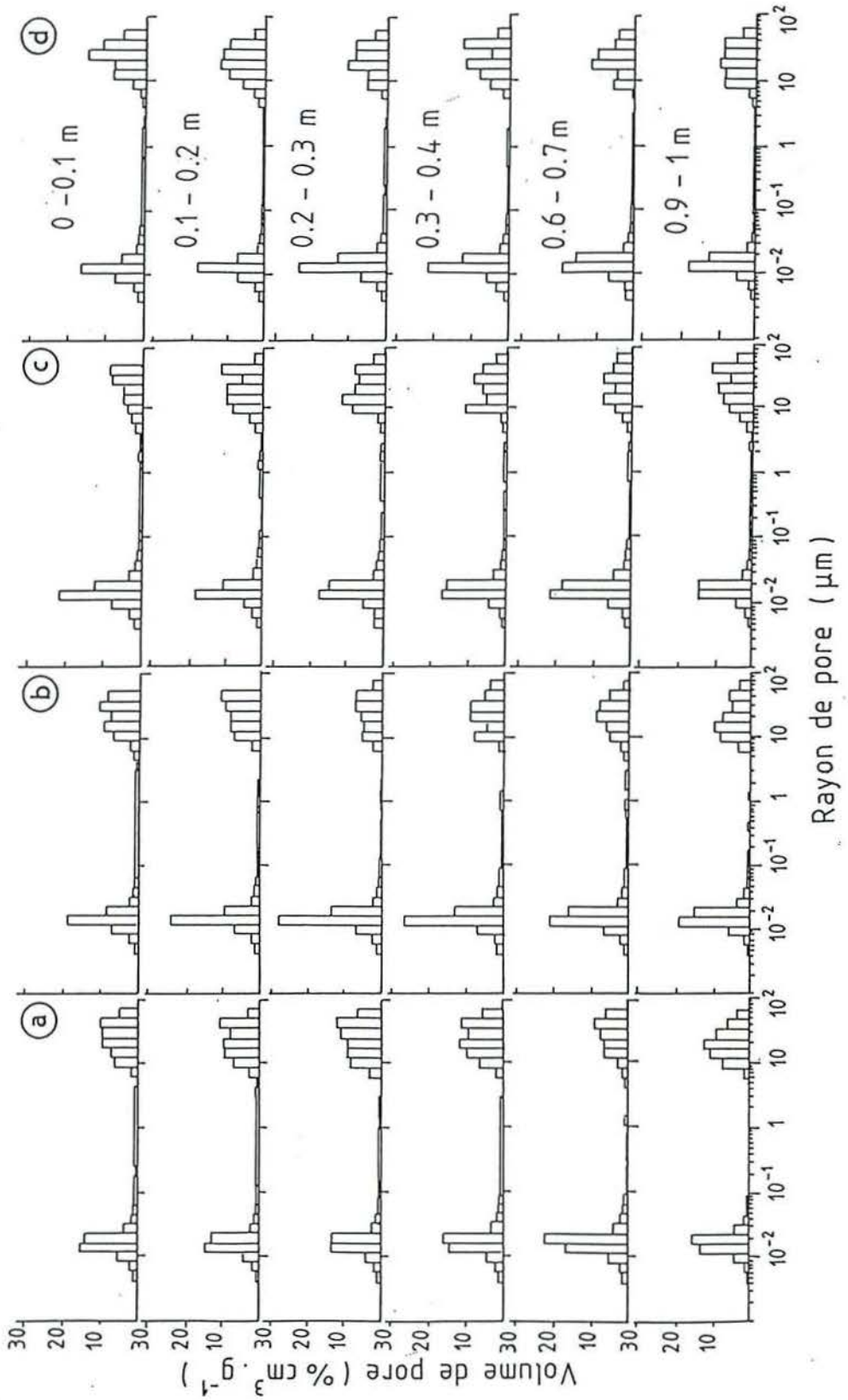


Figure 2-4 : Porosimétrie par intrusion de mercure : distribution des volumes de pores, en fonction de leurs rayons de pores et de la profondeur des sols tamisés à 2 mm sous forêt (a) et sous prairies de 7 (b), 12 (c) et 17 ans (d).

Dans les quatre sols de la chronoséquence, la porosité de stockage tend à diminuer avec la profondeur (Figure 2-2) et, corrélativement, la porosité résiduelle augmente à la fois avec la profondeur et avec l'augmentation de la teneur en argiles (R^2 = 0,54, n=24). Une évolution analogue de ces porosités avait été précédemment observée par Chauvel *et al.* (1991) qui ont étudié des agrégats d'autres Oxisols amazoniens.

Dans les couches organiques, les porosités résiduelles des trois sols sous prairies sont supérieures à celle du sol sous forêt (Figure 2-3_e), tandis que leurs porosités de stockage sont significativement inférieures à celles du sol sous forêt (Figure 2-3_f). Une relation négative est aussi observée entre les pourcentages de la porosité de stockage et ceux de la porosité résiduelle (R^2 = 0,62, n=24). Ceci serait attribuable à des autocorrelations entre les deux types de porosités qui pourraient être reliées à une augmentation de la balance hydrophile-hydrophobe des surfaces organiques (diminution des forces d'adhésion à courte distance pendant les processus de séchage) lors du changement de végétation de la forêt aux prairies. Cela pourrait même permettre d'expliquer la diminution de la porosité de stockage et corrélativement l'augmentation de la porosité résiduelle observée lors du passage forêt-prairie. Ces derniers phénomènes pourraient donc être aussi attribuables à une modification du régime hydrique du sol.

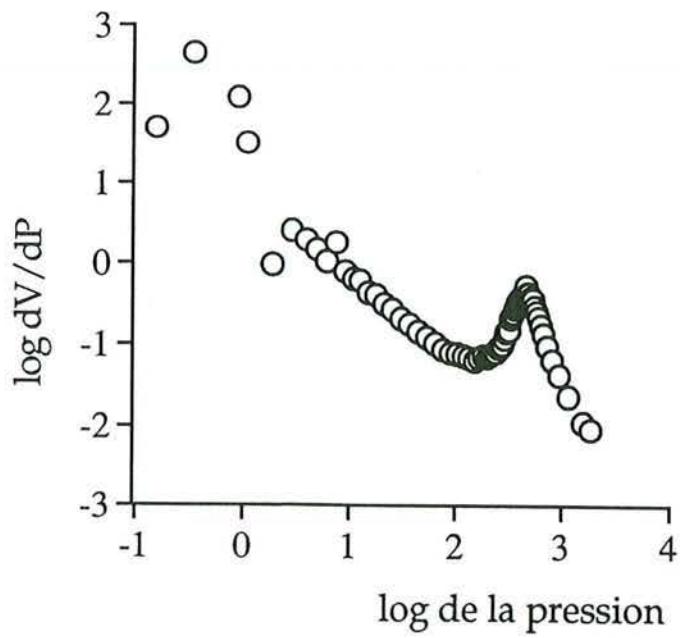


Figure 2-5 : Porosimétrie par intrusion de mercure : exemple de non linéarité de dV/dP en fonction du logarithme de la pression.

Les valeurs des logarithmes des dérivés de volumes des pores par ceux de la pression (dV/dP) ont été exprimées en fonction du log de la pression. Leurs relations non linéaires (épaulements) (Figure 2-5) démontrent qu'aucune loi fractale ne peut-être mise en évidence et, qu'au contraire, les processus de percolation sont essentiels dans chacun de ces deux types de porosités.

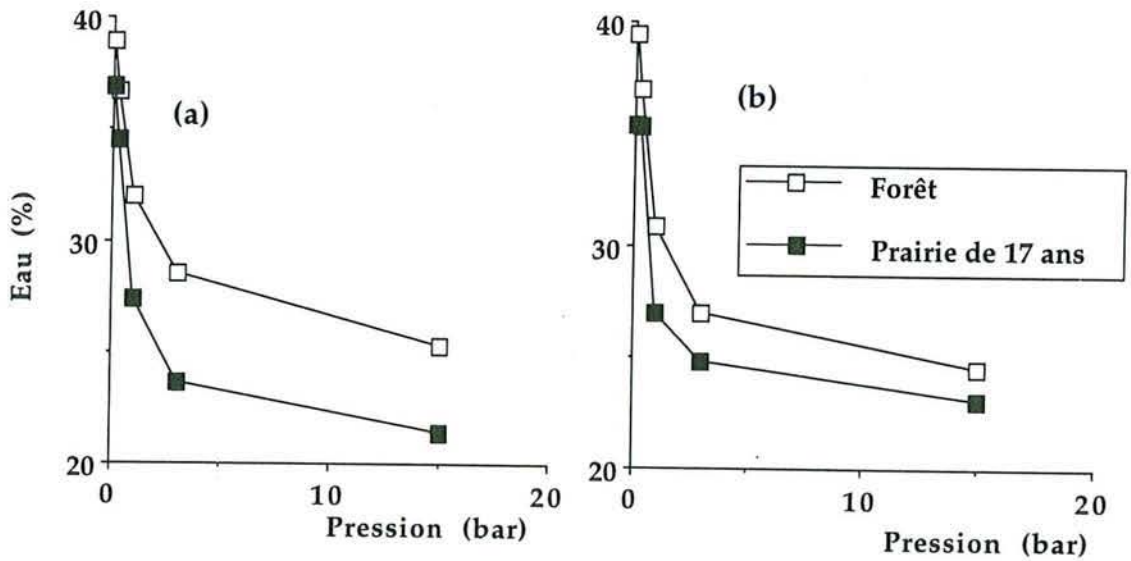


Figure 2-6 : Courbes de rétention d'eau (drainage) des couches 0-0,10 m (a) et 0,10-0,20 m (b) des sols sous forêt et sous prairie de 17 ans.

Des courbes de rétention d'eau (drainage) ont été obtenues pour les couches 0-0,10 m et 0,10-0,20 m du couple Oxisol sous forêt-Oxisol sous prairie de 17 ans (Figure 2-6_a et $_b$). La gamme de rayons de pores de la porosité de stockage a été caractérisée par porosimétrie de mercure. Ces courbes confirment que les couches de surface, tout particulièrement la couche 0-0,10 m, sont moins poreuses (porosité de stockage) et retiennent nettement moins bien l'eau lorsqu'on passe de la forêt à la prairie de 17 ans. Lors du passage forêt-prairies, cette diminution de la porosité de stockage mesurée à la fois par porosimétrie de mercure et rétention d'eau a été aussi récemment établie par Chauvel *et al.* (1991) en Amazonie centrale.

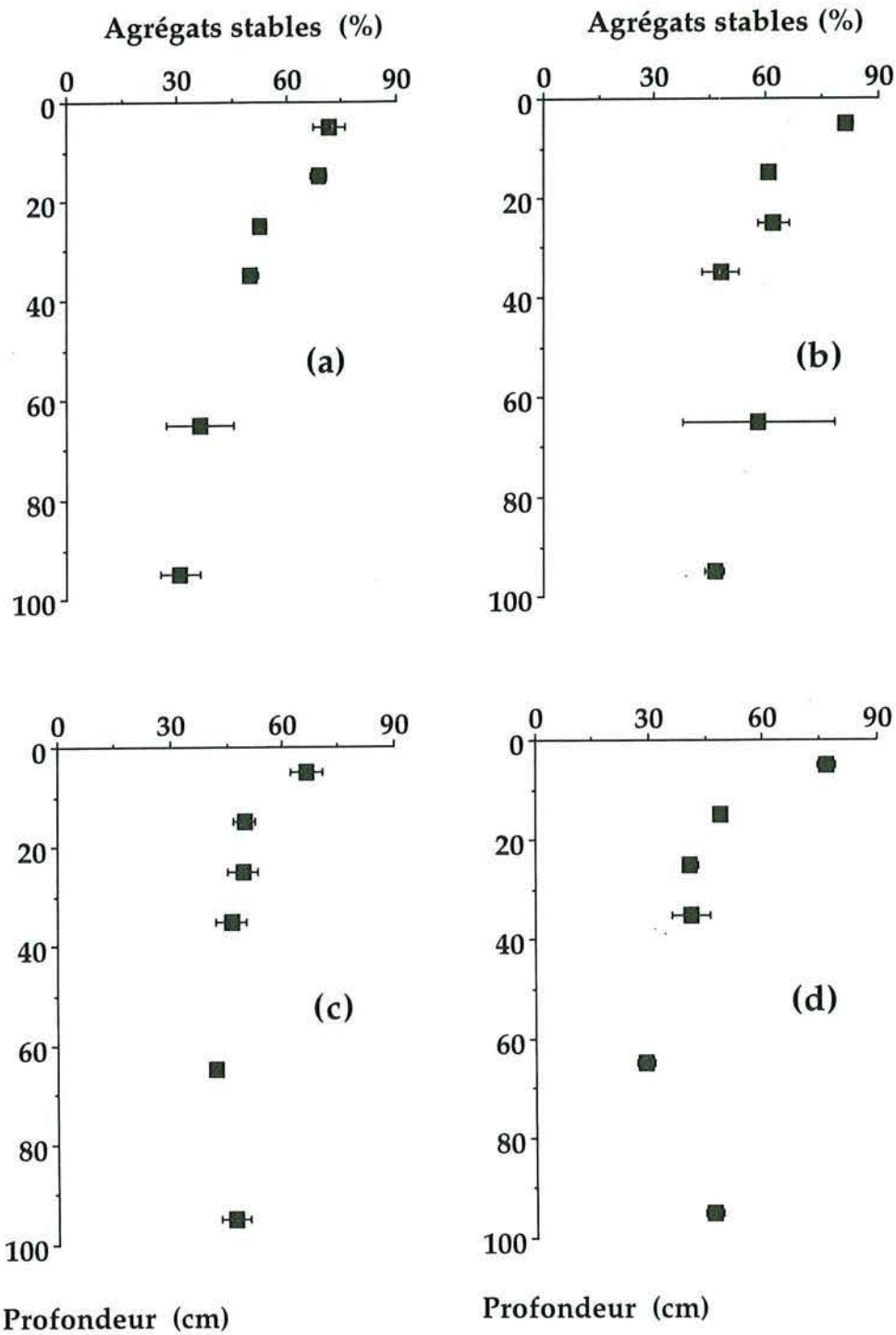


Figure 2-7 : Évolution en fonction de la profondeur de la teneur en agrégats stables à l'eau des sols sous forêt (a) et sous prairies de 7 (b), 12 (c) et 17 ans (d).

2. 2. 5. Stabilité structurale

Dans les quatre sols étudiés, les pourcentages d'agrégats > 200 µm stables à l'eau sont relativement élevés en surface (Figure 2-7), comme cela avait été précédemment observé par Bartoli *et al.* (1991) pour d'autres Oxisols, puis décroissent parallèlement aux teneurs en carbone organique (Figure 2-8) et avec la profondeur (Figure 2-7). Les pourcentages d'agrégats stables varient entre 67 % et 81 % dans les couches de surface (0-0,1 m), les plus organiques, et entre 31 % et 47 % dans les couches minérales 0,90-1,00 m (Figure 2-7).

Une tendance à l'augmentation de la stabilité des agrégats après installation des prairies est notée dans les couches de surface, à l'exception de la prairie de 12 ans. Dans les couches de profondeur, les stabilités des agrégats des sols étudiés sont relativement élevées et aucun effet dû à l'installation des prairies n'est noté à ce niveau.

Par ailleurs, bien que présentant d'importantes variabilités, une relation positive entre ces pourcentages d'agrégats stables et les teneurs en carbone a été trouvée pour l'ensemble des couches étudiées (R^2 = 0,83 ; n=24 : moyennes des trois répétitions) (Figure 2-8).

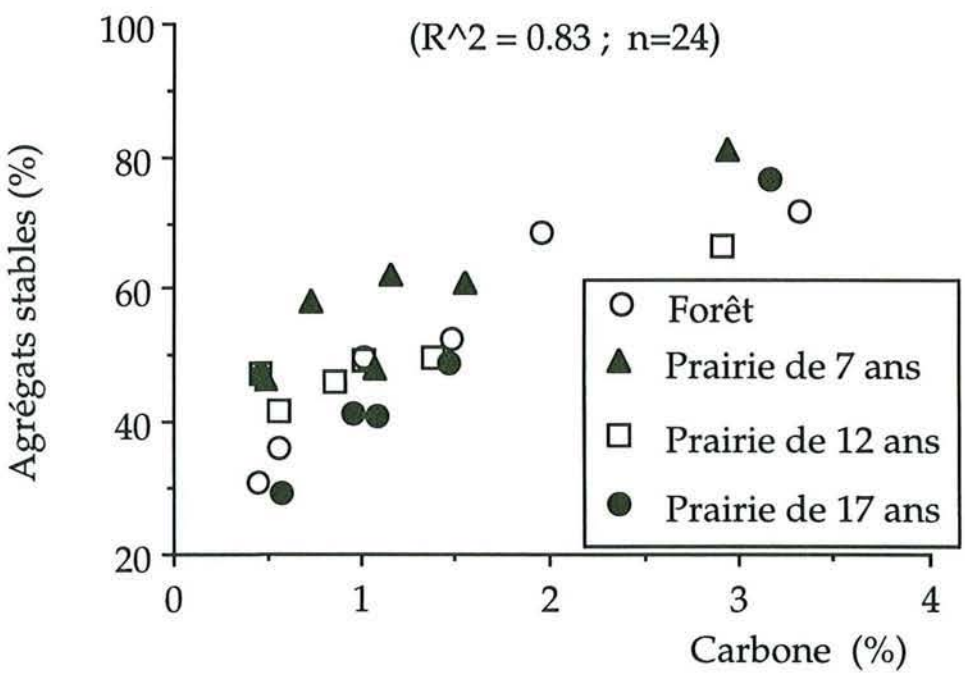


Figure 2-8 : Relation entre les pourcentages d'agrégats stables à l'eau et les teneurs en carbone des sols étudiés.

Ce type de relation positive entre stabilité structurale et teneur en carbone organique est devenu relativement classique (par exemple Oades, 1984 ; Bartoli *et al.*, 1988 ; 1991 ; Dutartre *et al.*, 1993).

Dans les couches minérales, une tendance à l'augmentation des pourcentages d'agrégats stables est observée depuis le sol sous forêt jusqu'aux sols sous prairies. Cependant, cette augmentation pour le couple Oxisol sous forêt-Oxisol sous prairie de 7 ans est significative (Figure 2-9_a).

Dans les couches organiques (Figure 2-9_b), une tendance à la diminution des pourcentages d'agrégats stables à l'eau est également observée depuis le sol sous forêt jusqu'aux sols sous prairies de 12 et 17 ans, mais sans différence statistique (Figure 2-9_b). La variabilité structurale des couches organiques est nettement plus élevée que celle de la stabilité structurale des couches minérales (Figure 2-9_a).

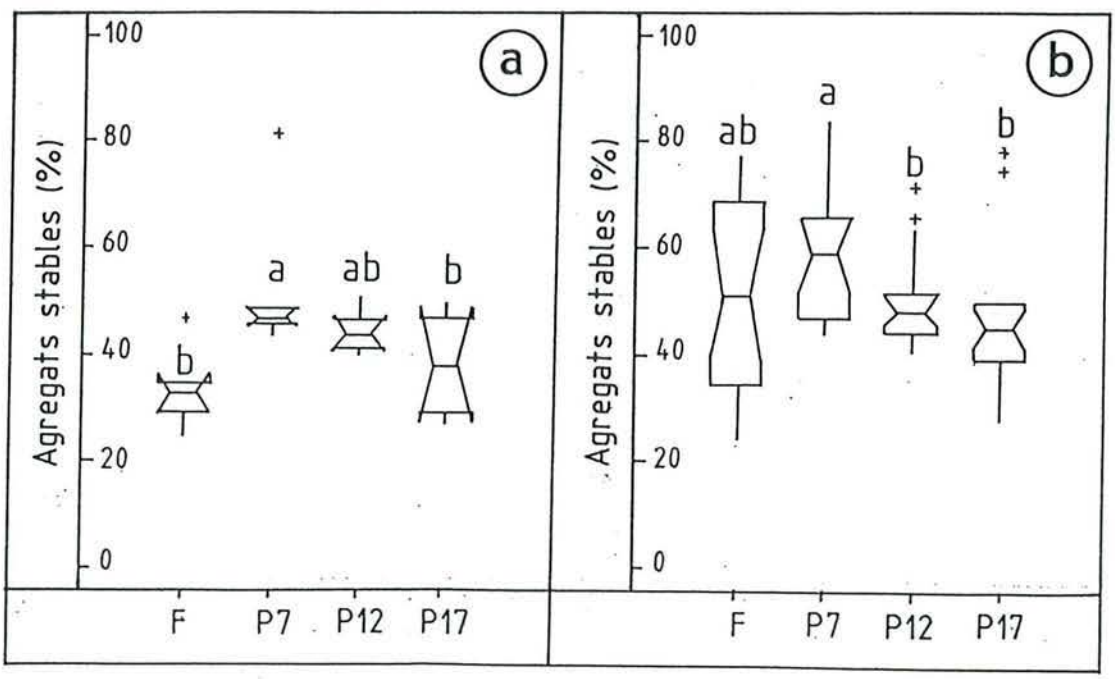


Figure 2-9 : Représentation par "diagrammes à encoches et à moustaches" des pourcentages d'agrégats stables à l'eau des couches minérales (a) et organiques (b). Oxisols sous forêt (F) et sous prairies de 7 (P 7) , 12 (P 12) et 17 ans (P 17).

Les résultats ci-dessus montrent que les pourcentages d'agrégats stables à l'eau du sol sous prairie de 7 ans sont plus élevés que ceux du sol sous forêt. De plus, une tendance à la diminution des pourcentages d'agrégats stables est notée avec l'âge croissant des prairies, que ce soit dans les couches organiques ou dans les couches minérales (Figure 2-8). Dans les quatre sols étudiés, la variation de la stabilité des agrégats des couches organiques (0-0,40 m) est reliée à la stabilité structurale des couches minérales.

Une étude comparative des stabilités structurales à différents pF des "gâteaux" cylindriques d'agrégats de 2 cm de diamètre des couches de surface 0-0,10 et 0,10-0,20 m a été faite pour le couple Oxisol sous forêt-Oxisol sous prairie de 17 ans. Cette étude montre qu'à différentes valeurs de pF, soit à différentes teneurs en eau initiales, les pourcentages d'agrégats stables sont plus élevés sous prairie de 17 ans que sous forêt (Figure 2-10_a et 2-10_b).

Le processus d'éclatement de ces "gâteaux" cylindriques d'agrégats serait plus complexe que celui des agrégats isolés précédemment étudiés. On pourrait suggérer que la première et plus importante phase d'éclatement se produise, à l'échelle du cylindre de sol et soit liée à la rupture des liaisons inter-agrégats. Ces liaisons inter-agrégats humides seraient donc plus élevées dans les couches de surface de l'Oxisol sous prairie de 17 ans que dans celles de l'Oxisol sous forêt. Ceci serait attribuable aux teneurs plus élevées en cations susceptibles de se fixer sur les surfaces organiques des agrégats.

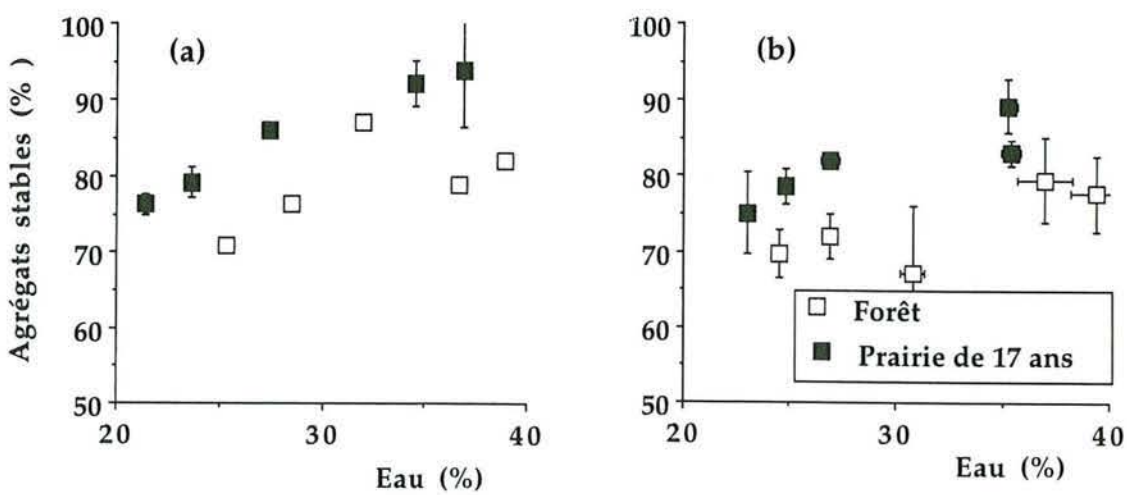


Figure 2-10 : Évolution de la stabilité structurale des "gâteaux" d'agrégats en fonction de leur teneur initiale en eau, pour les couches de surface 0-0,10 m (a) et 0,10-0,20 m (b) des sols sous forêt et sous prairie de 17 ans.

2. 2. 6. Relations entre la dispersabilité des argiles et le ΔpH

Dans les couches organiques (teneur en carbone supérieure à 1%) des sols étudiés, les argiles se dispersent à l'eau, mais aucune différence significative n'a été mise en évidence entre les quatre sols. Les couches minérales, par contre, sont toujours floculées (Figure 2-11). Un net seuil de dispersabilité des argiles dans l'eau est ainsi mis en évidence (Figure 2-12). Il correspond à une teneur minimale en carbone de 1 %.

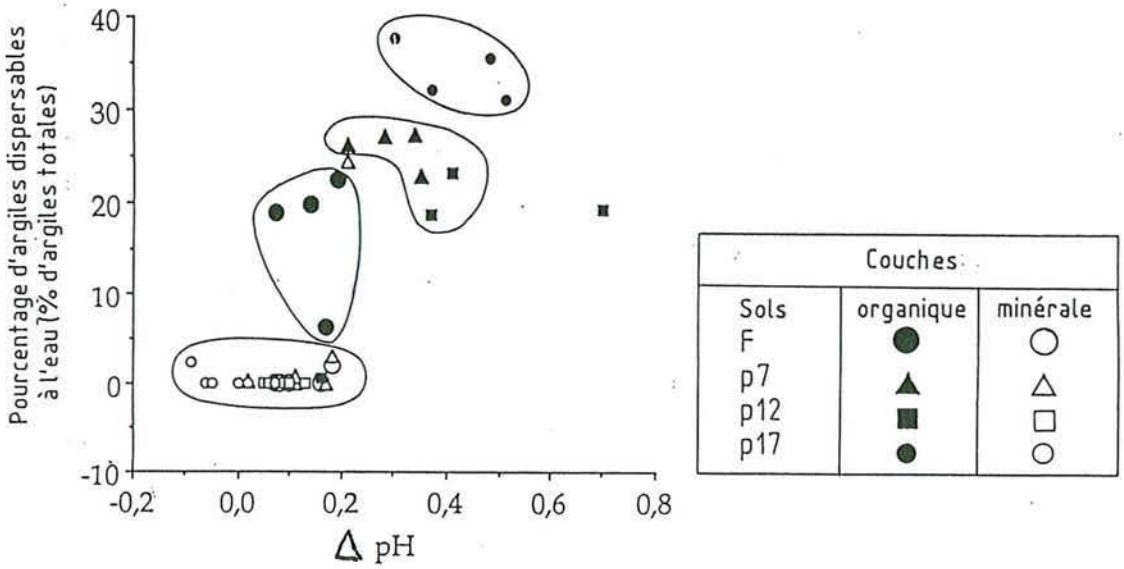


Figure 2-11 : Relation entre les pourcentages d'argiles dispersables à l'eau (% argiles totales) et les valeurs de ΔpH (pH_{eau}-pH_{KCl}) des sols étudiés.

Dans notre étude, le point essentiel est la relation positive, bien que dispersée, existant entre le rapport argiles dispersables à l'eau/argiles totales et le ΔpH (Figure 2-11). Dans les couches organiques, la dispersion des argiles et les charges négatives de surface augmentent conjointement depuis l'Oxisol sous forêt aux Oxisols sous prairies de 7 et 12 ans, puis à l'Oxisol sous prairie de 17 ans (Figure 2-11). Ceci indique clairement que les liaisons intra-agrégats sont essentiellement électrostatiques. Une relation analogue entre le rapport argiles dispersables à l'eau/argiles totales et les charges de surface avait été précédemment établie par Bartoli *et al.* (1992_b) dans le cas d'Oxisol brésiliens riches en gibbsite et par Tessens (1984) dans le cas d'une large collection d'Oxisols.

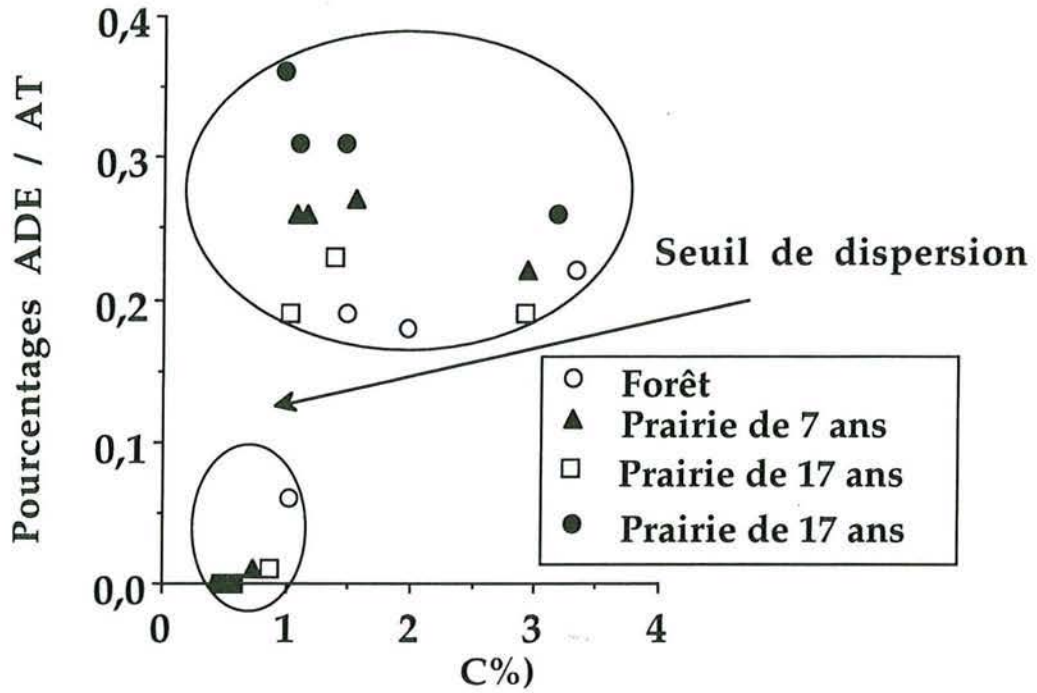


Figure 2-12 : Relation entre les pourcentages d'argiles dispersables à l'eau (ADE) (% argiles totales (AT)) et les teneurs de carbone organique des sols étudiés.

2. 3. Conclusions du deuxième chapitre

Dans les sols argileux de la chronoséquence forêt-prairies de la Fazenda Bosque, les effets de la déforestation et de l'installation des prairies sur les propriétés physico-chimiques et structurales sont plus prononcés dans les couches organiques 0-0,40 m, à teneurs en carbone supérieures à 1 % que dans les couches minérales à teneurs en carbone inférieures à 1 %. Ces changements sont observés aussi bien au sein des mottes de sols non perturbées qu'au sein des sols tamisés à 2 mm (agrégats millimétriques).

Texture et teneur en carbone organique

✯ Aucun changement significatif de la texture des sols ni de la teneur en carbone organique n'est noté dans les sols argileux de la chronoséquence forêt-prairies d'Amazonie orientale. Par ailleurs, les teneurs en carbone des sols étudiés sont bien incluses dans la gamme des teneurs en carbone organique des sols tropicaux (Sanchez, 1976 ; Oades, 1988).

✯ Contrairement aux observations antérieures faites par Detwiller et Hall (1988), qui montrent que les teneurs en carbone tendent à diminuer après installation des prairies, les teneurs en carbone des sols étudiés n'ont subi aucune baisse significative. Ceci est en accord avec les résultats de Eden *et al.* (1991_b) en Roraima, qui montrent seulement une légère diminution des teneurs en carbone dans les premières années consécutives à l'installation des prairies, suivie d'une augmentation de ces teneurs dans les années suivantes, pour finalement atteindre ou dépasser celles du sol sous forêt de référence.

Changements des propriétés chimiques et physico-chimiques

✯ Les changements des propriétés chimiques des sols étudiés résultent de l'influence conjuguée de l'action de l'homme ou du bétail et des modifications édaphiques au sein du sol, et consistent en une augmentation conjointe du pH, du ΔpH (charges négatives de surface) et de la CEC dans les couches 0-0,40 m des sols sous prairies. Ce changement est attribuable au brûlis des forêts et à la fertilisation des sols précédant l'installation des prairies, lors desquelles les cations apportés viendraient s'adsorber sur les nouveaux sites organiques électronégatifs.

L'augmentation du pH et de la CEC après installation des prairies a été déjà observée en Amazonie brésilienne par Brinkman et Nascimento (1973) et plus récemment par Diez *et al.* (1991). De façon complémentaire, Hecht, (1981) et Serrão *et al.* (1979) ont établi que le brûlis et la fertilisation précédant l'installation des prairies induisait, en Amazonie, une augmentation des teneurs en calcium et en magnésium, et corrélativement une diminution de l'aluminium échangeable. Dans les sols étudiés, outre la fertilisation et le brûlis, l'augmentation du ΔpH et de la CEC pourrait être due en partie au changement de végétation qui produirait un enrichissement en groupements fonctionnels organiques électronégatifs.

✯ Le changement de la nature de la matière organique du sol (MOS) après installation de la végétation prairiale sera particulièrement étudié au cours du chapitre 3. Ce changement pourrait être de deux types : d'une part, l'incorporation d'un humus d'origine prairiale et d'autre part la dégradation partielle de la MOS ancienne d'origine forestière, comme suggéré par Martins (1987) et Martins *et al.* (1991). Dans les couches organiques, l'éventuelle modification de la dynamique de MOS pourrait être en partie à l'origine de l'augmentation des charges de surface négatives, qui sont responsables de l'augmentation de la dispersabilité des argiles, comme nous venons de le voir.

Changements des propriétés physiques

✯ L'installation des prairies a entraîné une dégradation des propriétés physiques des sols se traduisant par une baisse de la porosité totale et de la macroporosité, notamment dans les couches de surface (0-0.10 m). Ceci est attribuable en partie au tassement par le bétail et à l'action des machines utilisées pour le remorquage des arbres économiquement rentables, après déforestation. Nos résultats sont en accord avec ceux de Hecht (1981), dans le bassin Amazonien, de Chauvel (1982) et de Chauvel *et al.* (1991) en Amazonie centrale, de Eden *et al.* (1991_a), en Roraima, ainsi que de Veldkamp (1994) au Costa Rica. Cependant le changement de couvert végétal et l'exposition aux intempéries pourraient être également responsables de la dégradation des propriétés physiques.

✯ Dans les couches de surface des sols étudiés, la porosité totale diminue avec l'âge croissant des prairies, avec une baisse significative de la porosité totale depuis le sol sous forêt jusqu'aux sols sous prairies de 12 et 17 ans. Par contre les propriétés physiques des couches minérales évoluent peu. Ceci

confirme les travaux antérieurs, effectués aussi dans le bassin Amazonien et en Amazonie brésilienne qui montrent que la dégradation des propriétés physiques des sols après déforestation et installation des prairies est plus prononcée en surface que sur le reste du profil (Hecht, 1981 ; Chauvel, 1982 ; Eden *et al.*, 1991_a).

✯ Nous avons également pu établir que l'essentiel de la porosité totale correspondait à la porosité des agrégats. Cette porosité se décompose en porosité de stockage (rayons de constriction de pores 0,1 - 100 µm) et en une microporosité (rayons de constriction < 0,1 µm). La dégradation des propriétés physiques des couches organiques 0-0,40 m se traduit en fait surtout par une baisse significative de la porosité de stockage (0,1- 100 µm), et corrélativement, de la capacité de rétention d'eau depuis le sol sous forêt jusqu'aux sols sous prairies. Des effets similaires ont été observés en Amazonie centrale par Chauvel *et al.* (1991).

✯ Une corrélation positive a été trouvée entre la stabilité des agrégats et la teneur en carbone organique, ce qui est un résultat classique dans les sols (par exemple Tisdall et Oades, 1982 ; Bartoli *et al.*, 1988 ; Dutartre *et al.*, 1993). L'impact du changement de végétation sur la stabilité structurale n'est par contre pas significatif. Ceci est attribuable à la neutralisation de deux facteurs de contrôle de cette résistance à la désagrégation dans l'eau : d'une part une augmentation de la compacité des agrégats, les rendant plus stables, et d'autre part une augmentation des groupements fonctionnels organiques hydrophiles, favorisant l'éclatement de ces agrégats (augmentation de la vitesse de pénétration de l'eau dans les agrégats du fait de leurs surfaces plus mouillables).

✯ Par contre, la déforestation et l'installation des prairies induit une meilleure adhésion agrégats-agrégats, comme le montrent les résultats de résistance à la désagrégation à l'eau de "gâteaux" cylindriques d'agrégats de 2 cm de diamètre des couches de surface 0-0,10 m et 0,10-0,20 m du sol sous forêt et du sol sous prairie de 17 ans. Cet effet bénéfique serait attribuable à l'augmentation des liaisons organo-minérales, en particulier par interaction entre charges négatives organiques et cations.

Chapitre 3

Variation de la dynamique de la matière organique des sols de la chronoséquence forêt-prairies

3. 1. Introduction

La matière organique du sol (MOS) est constituée de résidus végétaux, animaux et microbiens plus ou moins décomposés, dont les formes les plus évoluées sont intimement liées aux constituants minéraux des sols. Dans tous les écosystèmes, la décomposition de la MOS est contrôlée par les facteurs physiques (température, humidité et mécanismes d'adsorption-désorption), chimiques (structure de la MOS, acidité et teneur en éléments nutritifs) et biologiques (diversité de l'activité et des populations fauniques et microbiennes) (van Breemen, 1991). Ces différents facteurs sont en interaction et contribuent au fonctionnement et à la formation des profils pédologiques. Cependant, les interactions entre ces différents facteurs peuvent être modifiées après changement de l'écosystème (déboisement, installation de cultures pérennes ou annuelles) et entraîner des variations des différentes propriétés des sols, en particulier celles concernant la dynamique de la MOS.

Dans le tropique humide, de nombreuses études ont été faites pour quantifier la MOS dans différents types de sol et sous différentes végétations (de Boissezon *et al.*, 1973 ; Klinge *et al.*, 1975 ; Post *et al.*, 1982). Par ailleurs, la défriche des forêts et l'installation des cultures annuelles et pérennes entraînent une décroissance des teneurs en carbone du sol. Les cinétiques de telles décroissances sont rapides au cours des premières années, puis lentes, tendant vers un nouvel équilibre, après plusieurs dizaines d'années (Newbould, 1980 ; Mann, 1986 ; Detwiller et Hall, 1988).

De nombreux travaux ont mis en évidence à plusieurs reprises la diminution des quantités de carbone après installation des cultures pastorales aussi bien dans les sols de la zone du tropique humide (Fearnside, 1980 ; Brown et Lugo, 1990 ; Veldkamp, 1994) que dans ceux du tropique humide brésilien (Desjardins 1991). Néanmoins, une augmentation des quantités de carbone peut être observée, en particulier dans le cas de prairies bien gérées, aussi bien dans les sols d'Amérique latine et d'Afrique (Liegel, 1992 ; Boonman, 1993) que dans ceux d'Amazonie brésilienne (Serrão *et al.*, 1979 ; Vitorello *et al.*, 1989 ; Cerri *et al.*, 1991 ; Choné *et al.*, 1991 ; Bonde *et al.*, 1992 ; Feigl *et al.*, 1995).

D'une manière générale, la relation entre la MOS et l'agrégation a été étudiée depuis bien longtemps par Edwards et Bremner (1967), et un peu plus récemment par bien d'autres auteurs (Tisdall et Oades, 1982) dans les sols australiens, Dutartre *et al.* (1993) dans les sols d'Afrique de l'ouest. De même, nous avons vu au chapitre II que la stabilité des agrégats était conditionnée par le teneur en carbone organique du sol et avons envisagé que la nature de la MOS et de ses sources pouvait également intervenir. Cependant, très peu d'études ont établi la relation entre la dynamique de la MOS et les propriétés physiques, notamment les propriétés structurales après déforestation et installation des prairies en Amazonie brésilienne.

Ainsi, ce chapitre considère l'étude de la dynamique de la MOS des sols argileux sous forêt de référence et sous prairies d'âges croissants (7, 12 et 17 ans) d'une part, et la contribution du carbone de différentes origines à l'agrégation d'autre part. Pour cela, on étudie les changements survenant le long des profils concernant : (i) la distribution du carbone total (C) dans les couches de 0,10 m d'épaisseur sur 1 m de profondeur, (ii) la distribution de l'isotope ^{13}C dans les sols totaux, les agrégats stables à l'eau et les fractions granulométriques et (iii) la distribution des quantités de carbone provenant de la forêt (Cpdf) et de la prairie (Cpdp) dans les sols totaux, les agrégats > 200 µm stables et non à l'eau et dans les fractions granulométriques séparées à 200 µm.

3. 2. Résultats

3. 2. 1. Distribution du carbone organique total

À partir des teneurs en carbone et des densités apparentes données au Tableau 2-1 (Chapitre 2), nous avons déterminé les quantités de carbone par unité de surface dans les sols étudiés, par couches de 0,10 m d'épaisseur sur 1 mètre de profondeur (Figure 3-1).

La distribution verticale du carbone total des sols étudiés marque une décroissance assez brusque entre les couches 0-0,10 m et 0,10-0,20 m et une décroissance plus régulière en profondeur, comme observé par de nombreux auteurs (Volkoff et Cerri, 1988 ; Desjardins *et al.*, 1994). Cette distribution du carbone total semble nettement liée au climat, comme observé par Desjardins (1991) qui souligne que les températures les plus élevées s'accompagnent d'une décroissance rapide des teneurs en carbone total avec la profondeur.

Cette observation est confirmée par la relation établie par Laudelout *et al.* (1960) entre la vitesse de minéralisation et les caractéristiques thermiques du milieu.

La quantité de carbone contenue dans le premier mètre du sol sous forêt est de 116 T ha^{-1} et confirme les valeurs généralement observées dans les sols sous forêt de la zone tropicale (Post *et al.*, 1982 ; Detwiller, 1986). La quantité de carbone cumulée sur 1 m du sol sous forêt étudié ici est supérieure à celles des sols sablo-argileux formés sur le même sédiment, et situés à environ 150 km au Nord du site d'étude (Desjardins *et al.*, 1994). Les quantités de carbone des sols sous prairies sont de 123 T ha^{-1}, de 116 T ha^{-1} et 126 T ha^{-1}, respectivement sous prairies de 7, 12 et 17 ans. Nous avons pu observer que, depuis le sol sous forêt jusqu'au sol sous prairie de 17 ans, les quantités de carbone cumulées sur 1 m augmentent 1,1 fois. Cependant, cette augmentation des quantités n'est pas significative, et aucune différence significative n'est observée entre les quantités de carbone des quatre sols (Figure 3-2_a).

L'augmentation des quantités de carbone est beaucoup plus prononcée dans les couches de surface, dans lesquelles elles varient de 28,1 T ha^{-1} (forêt), à 37,8 T ha^{-1} (prairie de 17 ans). Les quantités de carbone trouvées dans les couches de surface des sols étudiés ici sont inférieures à celles observées dans les sols de même texture, formés sur la même roche-mère et situés en Amazonie centrale (Choné *et al.*, 1991).

3. 2. 2. Distribution de l'isotope ^{13}C dans les sols totaux, les agrégats et les fractions granulométriques.

3. 2. 2. 1. Distribution de l'isotope ^{13}C dans les sols totaux

La composition isotopique globale des sols totaux de la chronoséquence forêt-prairies est reportée à la Figure 3-3. Sous forêt, la couche 0-0,10 m possède une valeur $\delta^{13}C$ de -27,8 ‰. On observe une augmentation régulière avec la profondeur, où la valeur de $\delta^{13}C$ atteint -25,6 ‰, soit une différence de deux unités entre la couche de surface et la profondeur de 1 m. Cette augmentation des valeurs de $\delta^{13}C$ avec la profondeur est d'une amplitude faible et régulière et est selon toute vraisemblance le résultat des processus d'humification et de minéralisation, comme déjà observés dans de nombreux travaux antérieurs (Volkoff et Cerri, 1987 ; Andreux *et al.*, 1990 ; Desjardins *et al.*, 1994).

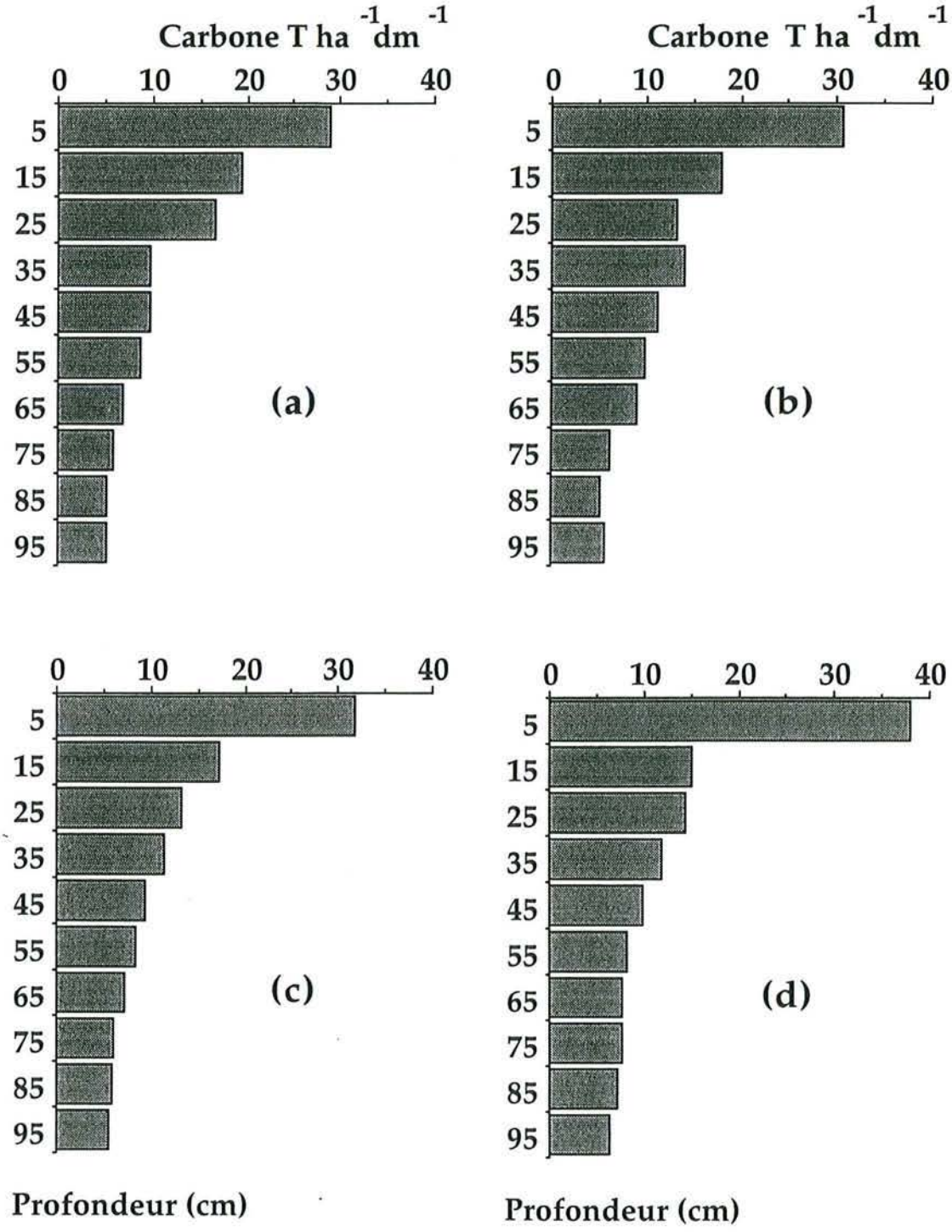


Figure 3-1 : Distribution en fonction de la profondeur des quantités de carbone organique. Oxisols sous forêt (a) et sous prairies de 7 (b), 12 (c) et 17 ans (d).

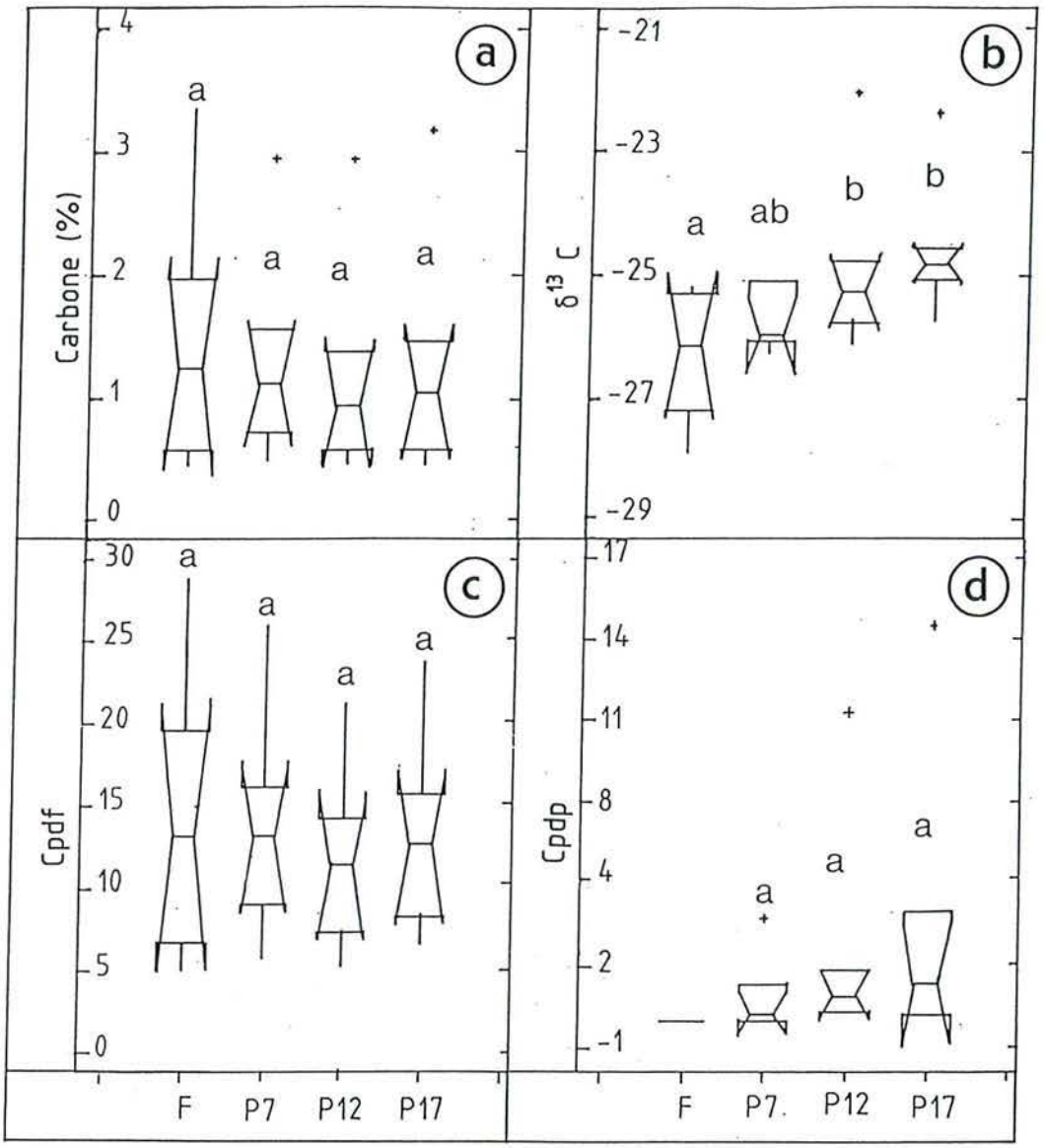


Figure 3-2 : Représentation par "diagramme à encoches et à moustaches" des quantités de C (T ha^{-1}) (a), des valeurs $\delta^{13}C$ (b), des quantités de carbone provenant de la forêt (Cpdf) (c) et de la prairie (Cpdp) (d). F= sol sous forêt ; P 7, P 12 et P 17 = sols sous prairies de 7, 12 et 17 ans, respectivement.

Dans les couches organiques des sols sous prairies de 12 et 17 ans, les valeurs de $\delta^{13}C$ sont légèrement inférieures à -20 ‰ et sont significativement plus élevées que celles du sol sous prairie de 7 ans (Figure 3-2$_b$). Ces valeurs de $\delta^{13}C$ des sols sous prairies sont la résultante d'un mélange d'espèces végétales appartenant aux deux groupes C3 et C4, comme cela a été montré par des travaux antérieurs (Barnes *et al.*, 1983; Dzurec *et al.*, 1985). Les valeurs de $\delta^{13}C$ des sols sous prairies diminuent avec la profondeur et atteignent des valeurs similaires à celles des couches homologues du sol sous forêt indiquant l'influence exclusive de l'ancienne végétation en C3.

Les résultats trouvés ici montrent que les valeurs du $\delta^{13}C$ du sol sous forêt sont statistiquement plus basses que celles des sols sous prairies de 12 et 17 ans, tandis qu'aucune différence significative n'est observée entre le sol sous forêt et le sol sous prairie de 7 ans. Ces résultats suggèrent que l'apport de carbone d'origine prairiale croît depuis le sol sous prairie de 7 ans vers le sol sous prairie de 12 ans, notamment dans les couches 0,20-0,40 m. Ceci semble devoir s'expliquer par un développement et une décomposition accrus des racines avec l'âge des prairies. Néanmoins, les valeurs de $\delta^{13}C$ du sol sous prairie de 17 ans ne sont supérieures que de 0,5-0,6 ‰ à celles du sol sous prairie de 12 ans, dans les couches organiques (0-0,40 m) et aucune différence significative n'est notée entre les valeurs de leurs couches homologues (Figure 3-2_b).

3. 2. 2. 2 . Distribution du ^{13}C dans les agrégats stables et non stables à l'eau

La composition isotopique des agrégats stables et non stables à l'eau rappelle celle des sols totaux (Figure 3-3_b et 3-3_c). La valeur du $\delta^{13}C$ des agrégats stables à l'eau du sol sous forêt est de -27,9 ‰ dans la couche de surface et augmente avec la profondeur, atteignant -25,2 ‰ dans la couche 0,90-1,00 m. Comme cela a été noté pour le sol total et dans des travaux antérieurs (Volkoff et Cerri, 1988 ; Desjardins *et al.*, 1994), une différence de deux unités δ est observée entre la couche de surface et celle située à 1 m de profondeur. Dans les sols sous prairies, les valeurs de $\delta^{13}C$ des agrégats stables à l'eau varient entre -26,1 et -22,1 ‰ dans les couches de surface (0-0,10 m) et entre -25,1 et -24,8 ‰ dans les couches 0,90-1,00 m. Les valeurs de $\delta^{13}C$ des agrégats stables du sol sous forêt sont significativement inférieures à celles des sols sous prairies de 12 et 17 ans (Figure 3-4_a).

Les valeurs de $\delta^{13}C$ des agrégats non stables du sol sous forêt augmentent aussi avec la profondeur entre -27,4 ‰ en surface et -26,1 ‰ dans la couche 0,90-1,00 m. On peut constater que l'enrichissement en ^{13}C avec la profondeur n'est que d'une unité δ et est moins marqué que ceux observés dans le sol total et les agrégats stables à l'eau. Les valeurs de $\delta^{13}C$ des sols sous prairies augmentent avec l'âge des prairies dans les couches de surface, où elles varient entre -25,6 et -22,5 ‰ (Figure 3-3_c). Dans les couches 0,90-1,00 m, les valeurs de $\delta^{13}C$ des agrégats non stables à l'eau des sols sous prairies varient entre -25,4 et -24,9 ‰. Comme dans le cas des agrégats stables à l'eau, les valeurs de $\delta^{13}C$ des agrégats non stables du sol sous forêt sont significativement inférieures à celles des sols sous prairies de 12 et 17 ans (Figure 3-4_b).

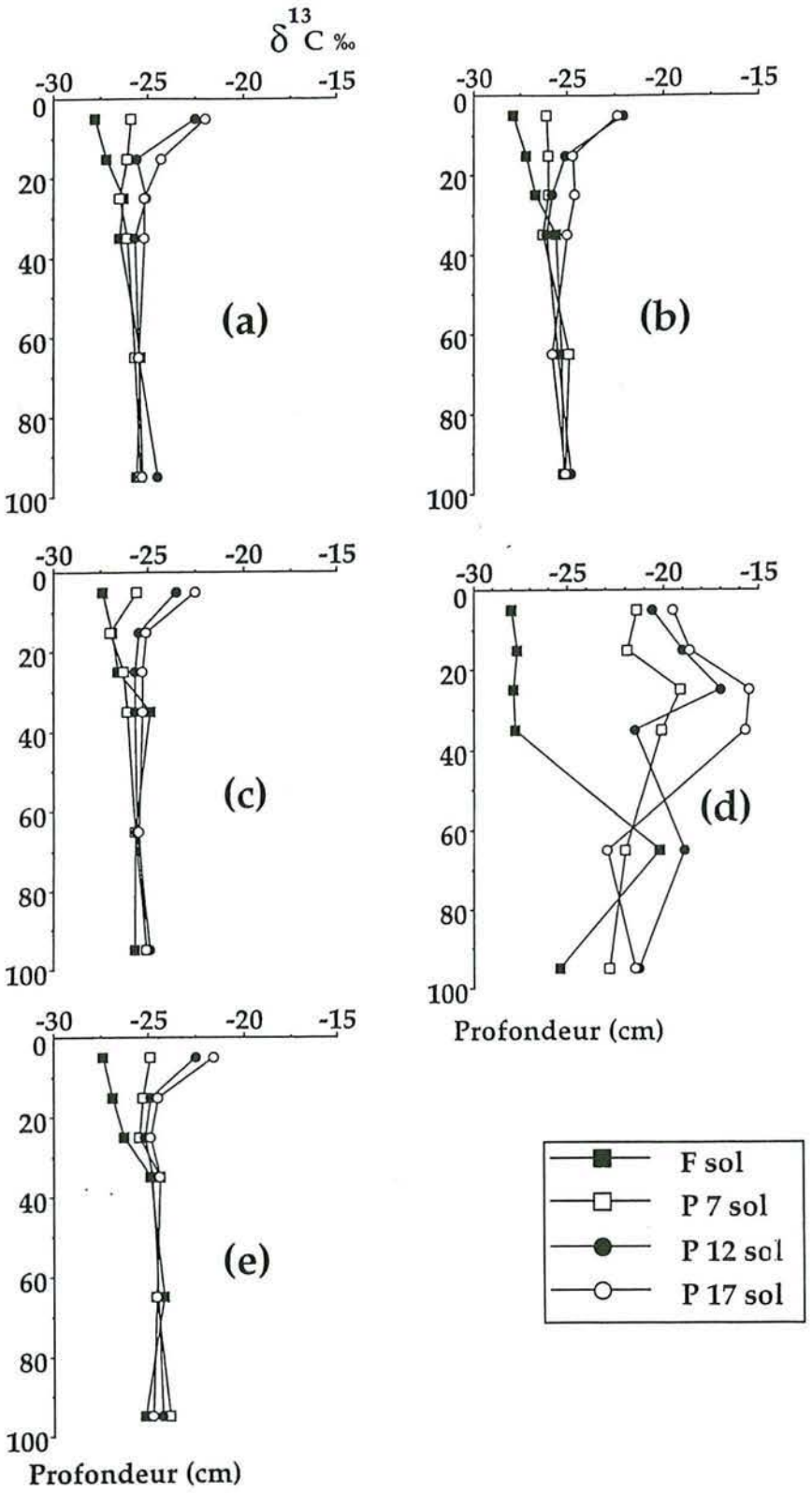


Figure 3-3 : Évolution en fonction de la profondeur des valeurs $\delta^{13}C$ des sols totaux (a), des agrégats stables (b) et non stables (c) à l'eau et des fractions granulométriques 200-2000 μm (d) et 0-200 μm (e) obtenues après dispersion aux résines Na.

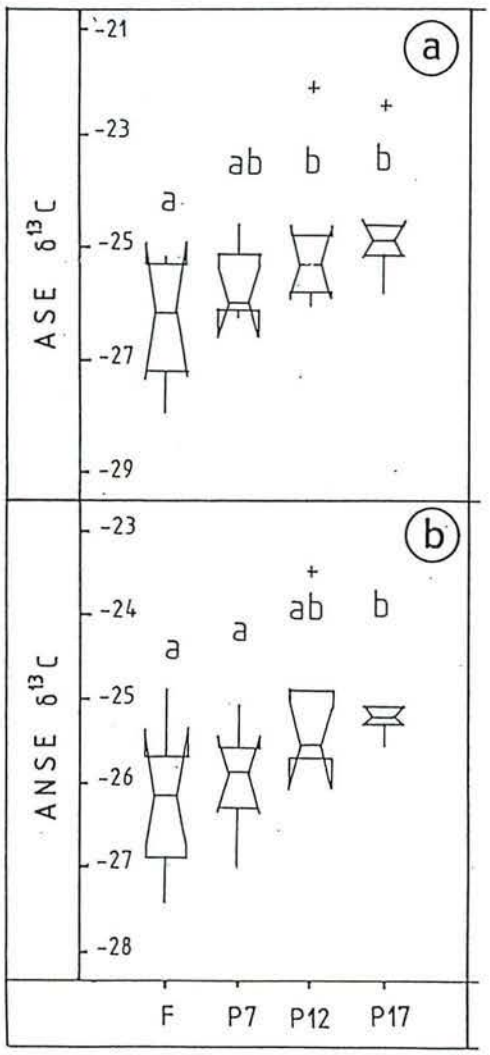


Figure 3-4 : Représentation par "diagramme à encoches et à moustaches" des valeurs de $\delta^{13}C$ des agrégats stables (ASE) (a) et non stables (ANSE) (b) à l'eau. F = sol sous forêt et P7, P12 et P17 = sols sous prairies de 7, 12 et 17 ans.

3. 2. 2. 3. Distribution de l'isotope ^{13}C dans les fractions granulométriques 200-2000 µm et 0-200 µm

Les valeurs de $\delta^{13}C$ des fractions 200-2000 µm du sol sous forêt augmentent avec la profondeur, de -28,0 ‰ dans la couche de surface à -25,2 ‰ dans la couche 0-90-1,00 m. La valeur "anormale" $\delta^{13}C$ de la couche 0,60-0,70 m est probablement due soit à une erreur analytique, soit à un entraînement en profondeur des débris végétaux des plantes en C_4 par les animaux du sol. L'enrichissement en $\delta^{13}C$ avec la profondeur observé pour les fractions 200-2000 µm est plus élevé que dans le sol total et les agrégats stables.

Dans les couches de surface les valeurs de $\delta^{13}C$ des fractions 200-2000 μm augmentent avec l'âge croissant des prairies, et varient entre -21,4 ‰ et -19,5 ‰. Dans les couches 0,90-1,00 m, les valeurs de $\delta^{13}C$ des fractions 200-2000 μm varient entre -22,8 et -21,5 ‰. Les valeurs de $\delta^{13}C$ des fractions 200-2000 μm du sol sous forêt sont significativement inférieures à celles des sols sous prairies (Figure 3-5$_a$).

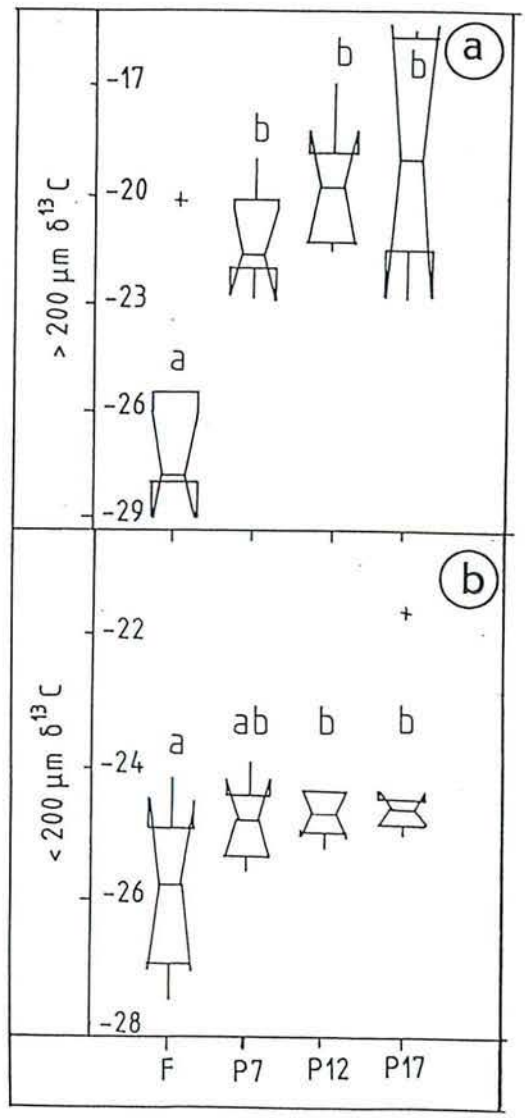


Figure 3-5 : Représentation par "diagramme à encoches et à moustaches" des valeurs de $\delta^{13}C$ des fractions granulométriques 200-2000 μm (a) et 0-200 μm. F= sol sous forêt et P 7, P 12 et P 17 = sols sous prairies de 7, 12 et 17 ans.

Les valeurs de $\delta^{13}C$ des fractions 0-200 µm du sol sous forêt et du sol sous prairie de 7 ans augmentent avec la profondeur, tandis que celles des sols sous prairies de 12 et 17 ans diminuent avec la profondeur (Figure 3-3_e). Dans le sol sous forêt, la valeur du $\delta^{13}C$ est de -27,4 ‰ dans la couche de surface et de -25,2 ‰ dans la couche 0,90-1,00 m. Dans les sols sous prairies, les valeurs du $\delta^{13}C$ augmentent aussi avec l'âge croissant de la prairie dans les couches de surface de -24,9 ‰ à -21,6 ‰, et de -24,8 ‰ à -23,9 ‰ dans les couches 0,90-1,00 m. Les valeurs de $\delta^{13}C$ des fractions 0-200 µm du sol sous forêt sont significativement inférieures à celles des sols sous prairies de 12 et 17 ans (Figure 3-5_b).

D'une manière générale, l'enrichissement de 2 à 3 unités δ avec la profondeur dans les sols sous forêt peut être expliqué par (i) une minéralisation plus rapide de composés appauvris en ^{13}C et (ii) par l'abaissement récent des valeurs de ^{13}C de l'atmosphère et de la végétation notamment depuis le début de l'ère industrielle (Mariotti et Balesdent, 1990). En revanche, l'hypothèse selon laquelle cet enrichissement proviendrait de la migration et de l'accumulation des composés organiques riches en ^{13}C est très peu probable dans les sols étudiés ici (Andreux *et al.*, 1990).

3. 2. 3. Distribution du carbone organique provenant de la forêt (Cpdf) et de la prairie (Cpdp) dans les sols totaux, les agrégats et les fractions granulométriques.

3. 2. 3. 1. Distribution pondérale des agrégats et des fractions granulométriques

Comme on a pu le voir au chapitre précédent, les pourcentages de poids des agrégats stables à l'eau (ASE) augmentent avec l'âge des prairies, à l'exception du sol sous prairie de 12 ans, et varient entre 62,6 % et 81,4 % dans les couches de surface (0-0,10 m) et entre 31,8 % et 46,5 % dans les couches 0,90-1,00 m. De façon complémentaire, les pourcentages de poids des agrégats non stables (ANSE) diminuent avec l'âge des prairies et varient entre 37,7 % et 18,6 % dans les couches organiques et entre 68,2 et 53,5 % dans les couches 0,90-1,00 m (Tableau 5 , Annexe 2).

Le Tableau 6 (Annexe 2) montre que les pourcentages des poids des fractions 200-2000 µm (FS) varient entre 4,6 % et 5,2 % dans les couches de surface (0-0,10 m) et entre 1,8 % et 2,3 % dans les couches 0,90-1,00 m. Ceux des fractions 0-200 µm (FI) varient entre 94,8 % et 95,4 % dans les couches de surface (0-0,10 m) et entre 97,7 % et 98,2 % dans les couches 0,90-1,00 m. On peut constater d'emblée que cette distribution est totalement différente de celle du poids des ASE et ANSE de tailles correspondantes (Tableau 5, Annexe 2).

Le fait que les FS soient de 15 à 20 fois moins abondantes que les ASE correspondants est révélateur tout à la fois de la stabilité des agrégats et de la finesse de la texture dans les sols étudiés.

3. 2. 3. 2. Teneur en carbone des agrégats et des fractions granulométriques

Dans le cadre de l'étude de la stabilité structurale (Paragraphe 2. 2. 5), nous avons pu voir que les teneurs en carbone des ASE varient entre 5 et 35 mg g^{-1} environ (Figure 2-8). Ces valeurs sont présentées en détail au Tableau 5, Annexe 2. Elles varient entre 26,3 et 34,7 mg g^{-1} dans les couches de surface et entre 4,5 et 5,6 mg g^{-1} dans les couches 0,90-1,00 m (Figure 3-6_a). Les teneurs en carbone des ANSE varient quant à elles entre 26,7 et 32,9 mg g^{-1} dans les couches de surface et entre 5,2 et 6 mg g^{-1} dans les couches 0,90-1,00 m (Figure 3-6_b).

La répartition du carbone a également été étudiée sur les fractions de même taille que les ASE et ANSE mais séparées après dispersion aux résines Na. Les valeurs obtenues sont présentées au Tableau 6, Annexe 2. On note que les teneurs en carbone des FS varient entre 56,0 et 101,0 mg g^{-1} dans les couches de surface (0-0,10 m) et entre 4,3 et 11,5 mg g^{-1} dans les couches 0,90-1,00 m (Figure 3-6_a). Les teneurs en carbone des FI varient quant à elles entre 26,5 et 31,4 mg g^{-1} dans les couches de surface (0-0,10 m) et entre 4,0 et 4,6 mg g^{-1} dans les couches 0,90-1,00 m (Figure 3-6_b).

La comparaison des teneurs en carbone dans les fractions homologues (Figure 3-6_a et $_b$) montre que les teneurs en carbone des ASE sont presque toujours inférieures à celles des FS ; ces dernières présentent la plus grande dispersion des valeurs. En revanche, les teneurs en carbone des ANSE et des FI sont très proches et s'alignent pratiquement sur la bissectrice. Ceci indique que les ANSE, bien que moins abondants en poids que l'ensemble des FI, présentent des teneurs en carbone voisines de celles de ces dernières dans les couches et sols respectifs. Un résultat analogue peut être obtenu en portant les teneurs en carbone des ASE en fonction des FI.

En d'autres termes, s'il n'y a pas de différence de teneur en carbone entre les FI d'une part et les ANSE d'autre part, on peut en conclure que la matière constitutive des ASE provient plutôt de la fraction FI, sans sélection apparente sur la base du carbone total. C'est la teneur de ce dernier dans le sol et notamment dans les FI, qui détermine la proportion des ASE formés.

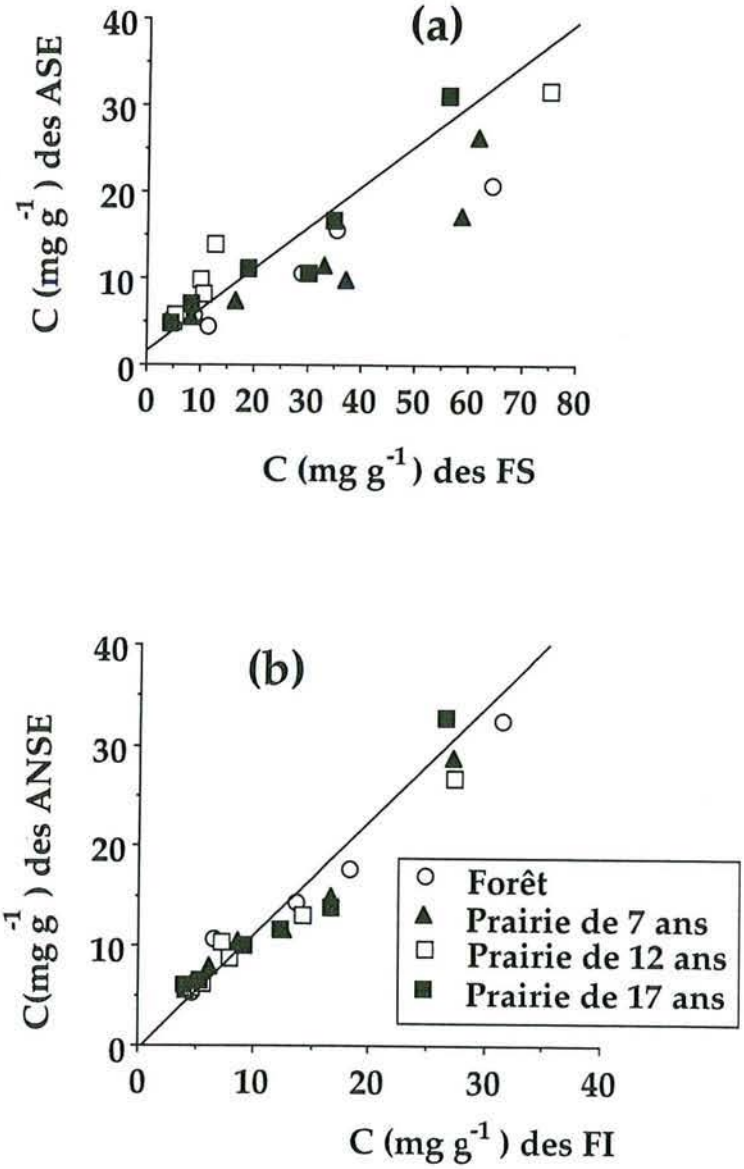


Figure : 3-6 : Relations entre (a) les teneurs en carbone des agrégats stables à l'eau (ASE) et des fractions granulométriques 200-2000 µm (FS) et entre (b) les teneurs en carbone des agrégats non stables (ANSE) et des fractions granulométriques 0-200 µm (FI).

3. 2. 3. 3. Distribution de Cpdf et Cpdp dans les sols totaux

Les quantités de carbone d'origine forestière ou prairiale sont présentées au Tableau 3-1. Dans la couche de surface, les quantités de carbone provenant de la forêt (Cpdf) diminuent, tandis que celles du carbone provenant de la prairie (Cpdp) augmentent avec l'âge de la prairie de 3,7 T ha^{-1} (prairie de 7 ans) à 14,3 T ha^{-1} (prairie de 17 ans). Les pourcentages y sont de 12,2, 34,5 et 37,8 % sous prairies de 7, 12 et 17 ans, respectivement. Ainsi, dans les sols étudiés, les plus importantes substitutions de Cpdf par Cpdp sont observées dans les couches de surface. Ces résultats sont en accord avec ceux de Schlesinger *et al.* (1986) qui ont montré que les plus importants changements de la MOS apres conversion de la forêt sont observés dans les horizons de surface, lesquels constituent le pôle le plus actif et le plus sensible de la MOS.

Tableau 3-1 : Quantités et pourcentages du carbone provenant de la forêt (Cpdf) et de la prairie (Cpdp) le long des profils des quatre sols de la chronoséquence forêt-prairies.

Sols	Profondeur (m)	Quantité de C (T ha^{-1})	Cpdf (T ha^{-1})	Cpdf (%)	Cpdp (T ha^{-1})	Cpdp (%)
Forêt	0-0,10	28,1	28,1	100	-	-
	0,10-0,20	19,4	19,4	100	-	-
	0,20-0,30	16,6	16,6	100	-	-
	0,30-0,40	9,7	9,7	100	-	-
	0,60-0,70	6,8	6,8	100	-	-
	0,90-1,00	5,1	5,1	100	-	-
Prairie de 7 ans	0-0,10	29,6	25,9	87,5	3,7	12,5
	0,10-0,20	17,3	16,0	92,5	1,3	7,5
	0,20-0,30	13,0	13,0	100	0,0	0,0
	0,30-0,40	13,5	13,2	97,8	0,3	2,2
	0,60-0,70	9,0	9,0	100	0,0	0,0
	0,90-1,00	5,8	5,7	98,3	0,1	1,7
Prairie de 12 ans	0-0,10	32,1	21,0	65,4	11,1	34,6
	0,10-0,20	15,9	14,1	88,7	1,8	11,3
	0,20-0,30	13,3	12,2	91,7	1,1	8,3
	0,30-0,40	10,9	10,3	94,5	0,6	5,5
	0,60-0,70	7,3	7,3	100	0,0	0,0
	0,90-1,00	5,7	5,4	94,7	0,3	5,3
Prairie de 17 ans	0-0,10	37,8	23,5	62,2	14,3	37,8
	0,10-0,20	19,5	15,6	80,0	3,9	20,0
	0,20-0,30	14,6	13,4	91,8	1,2	8,2
	0,30-0,40	12,8	11,6	90,6	1,2	9,4
	0,60-0,70	8,1	8,1	100	0,0	0,8
	0,90-1,00	6,6	6,5	98,5	0,1	1,5

La texture argileuse des sols étudiés favorise probablement une bonne incorporation du carbone provenant de la végétation de graminées dans l'humus des couches de surface. Cependant les pourcentages de carbone provenant de la végétation prairiale trouvés ici sont inférieurs à ceux observés dans les sols argileux d'Amazonie centrale, formés pourtant sur la même roche mère (Choné *et al.*, 1991). Cette différence avec les sols d'Amazonie centrale peut être attribuée aux conditions climatiques, plus contrastées dans le cas étudié ici, qui favorisent à la fois la minéralisation et l'incorporation de la matière organique d'origine prairiale.

Dans la région de Manaus, le climat plus humide et moins contrasté favorise une augmentation de stock total de carbone après défrichement due à une plus grande accumulation de la matière organique d'origine prairiale. Au contraire dans la situation d'Amazonie orientale étudiée, une telle accumulation n'est pratiquement pas observée au-delà de la couche 0-0,10 m et la part du carbone prairial augmente très peu au-delà de 12 ans. Sur l'ensemble du profil, aucune différence significative n'est observée entre les pourcentages de Cpdf et de Cpdp des trois sols sous prairies (Figures 3-2_c et 3-2_d).

3. 2. 3. 4. Distribution de Cpdf et Cpdp dans les agrégats stables et non stables.

Les pourcentages du carbone provenant de la forêt (Cpdf) dans les agrégats stables décroissent avec l'âge croissant des prairies, de 88,3 % à 64,8 % dans les couches de surface (0-0,10 m) (Figure 3-7). Parallèlement les pourcentages du carbone provenant de la prairie (Cpdp) dans ces agrégats augmentent avec l'âge des prairies de 11,7 % à 35,2 % dans ces mêmes couches.

Cette augmentation de la contribution de Cpdp à l'agrégation est en accord avec les travaux de Tisdall et Oades (1980 ; 1982) qui ont également montré le rôle de la MOS grossière d'origine prairiale dans l'agrégation à la surface des sols sous prairie. Dans les couches de profondeur, les pourcentages de Cpdp varient entre 0,7 % et 3,4 % dans les couches 0,90-1,00 m. Aucune différence significative n'est observée entre les pourcentages de Cpdf et de Cpdp dans les agrégats stables des sols étudiés sur l'ensemble du profil.

Les pourcentages du Cpdf dans les agrégats non stables décroissent de 88,2 % à 67,7 % dans les couches de surface (0-0,10 m) et de 100 % à 97,6 % dans les couches 0,90-1,00 m. Parallèlement, les pourcentages de Cpdp augmentent de 11,8 % à 32,3 % dans les couches de surface (0-0,10 m) et de 5,0 % à 7,3 % dans les couches 0,90-1,00 m.

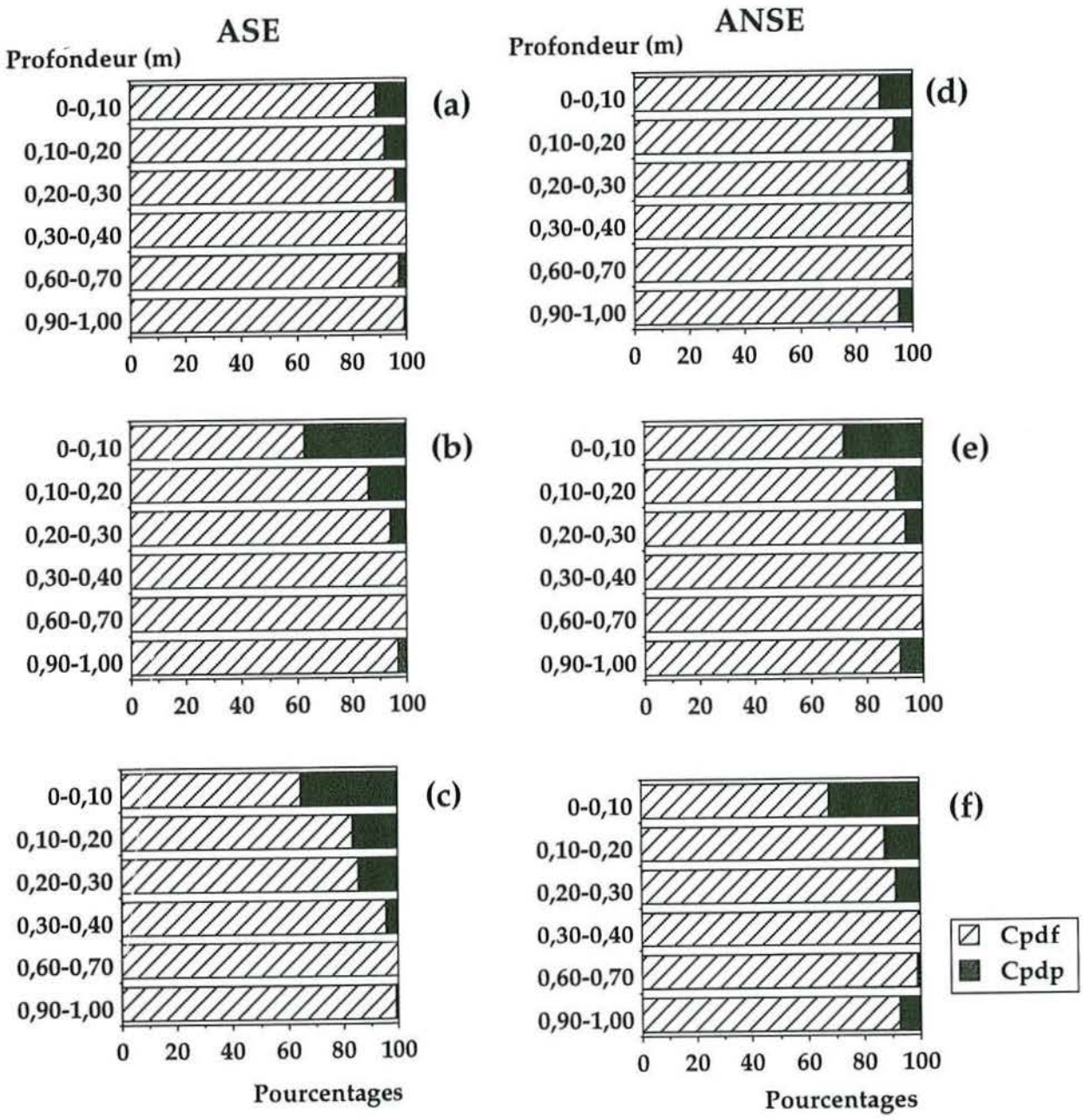


Figure 3-7 : Distribution en fonction de la profondeur du carbone provenant de la forêt (Cpdf) et de la prairie (Cpdp) dans les agrégats stables à l'eau (ASE) des sols sous prairies de 7 (a), 12 (b) et 17 ans (c) et dans les agrégats non stables (ANSE) des sols sous prairies de 7 (d) 12 (e) et 17 ans (f).

3. 2. 3. 5. Distribution de Cpdf et Cpdp dans les fractions granulométriques 200-2000 µm et 0-200 µm

Afin de confirmer la contribution du carbone prairial à l'agrégation, le sol tamisé à 2 mm a été dispersé et un fractionnement à 200 µm des particules ainsi obtenues a été effectué. On peut ainsi comparer les distributions de Cpdf et Cpdp dans les ASE et ANSE d'une part et les FS et FI d'autre part et évaluer la contribution des deux sources de matière organique à l'agrégation.

Les graminées s'enrichissent surtout en surface, par rapport aux ASE. La dispersion des sols à l'aide des résines sodiques a permis de libérer la matière organique grossière contenue dans les agrégats augmentant la quantité de celles-ci dans les FS. La figure 3-8 montre aussi que les pourcentages de Cpdf dans les FS décroissent avec l'âge croissant des prairies et varient entre 57,6 % et 45,6 % dans les couches de surface (0-0,10 m) (Figure 3-8), et entre 69,5 % et 80,7 % dans les couches 0,90-1,0 m. Parallèlement les pourcentages du Cpdp varient entre 42,4 % à 54,4 % dans les couches de surface et entre 19,0 % et 30,5 % dans les couches 0-90-1,00 m.

Comparativement aux ASE de même taille, on constate que les FS ont une part très importante de Cpdp, suggérant la prédominance de la matière organique d'origine prairiale, sous forme de fractions grossières figurées. Ces observations sont en accord avec les travaux de Oades (1984), Skjemstad *et al.* (1990) et Puget *et al.* (1995). Ces fractions étant peu abondantes et, par nature, très hétérogènes, notamment dans les horizons profonds, les proportions de Cpdp qu'elles contiennent sont beaucoup moins reproductibles que celles trouvées dans toutes les autres fractions.

Les pourcentages du Cpdf dans les FI varient entre 61,3 % et 83,4 % dans les couches de surface (0-0,10 m) et entre 89,5 % et 96,9 % dans les couches 0,90-1,00 m. Parallèlement, les pourcentages de Cpdp varient entre 16,6 % et 38,7 % dans les couches de surface (0-0,10 m) et entre 3,1 % et 10,5 % dans les couches 0,90-1,00 m. Si l'on compare la distribution de Cpdf et Cpdp dans les FI et les ANSE on note des valeurs relativement proches. Cette situation contraste avec celle observée pour les FS et les ASE. Elle tend à confirmer que les matières organiques d'origine prairiale sont relativement moins micro-divisées que celles d'origine forestière. Cette nouvelle observation est en accord avec les résultats antérieurement obtenus par Tisdall et Oades (1982).

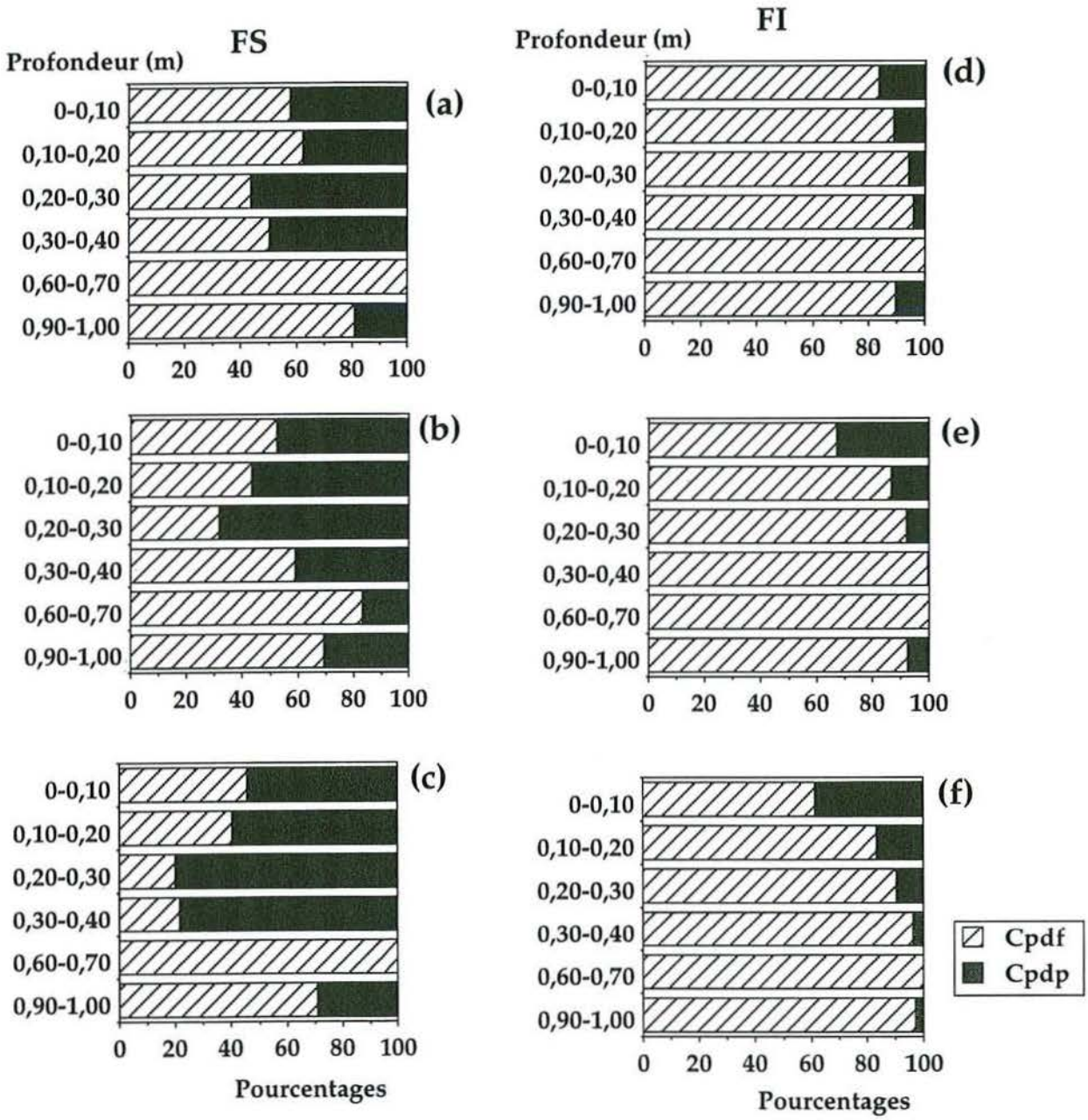


Figure 3-8 : Distribution en fonction de la profondeur du carbone provenant de la forêt (Cpdf) et de la prairie (Cpdp) dans les fractions granulométriques 200-2000 µm (FS) des sols sous prairies de 7 (a), 12 (b) et 17 ans (c) et dans les fractions 0-200 µm (FI) des sols sous prairies de 7 (d) 12 (e) et 17 ans (f).

À partir des résultats de répartition de Cpdf et Cpdp dans les agrégats stables et les fractions granulométriques, on peut montrer que durant la première phase de l'installation des prairies (7 ans), le Cpdf participe en grande majorité (de 60 % en surface à 100 % en profondeur) à la formation des agrégats stables à l'eau. Néanmoins, avec l'âge croissant des prairies, on observe une contribution croissante de Cpdp à l'agrégation. La matière organique des résidus grossiers figurés (FS) est en effet d'origine prairiale, pour une plus grande part que celle des autres fractions granulométriques. Cette matière organique contribue surtout à la formation des macroagrégats, et ce, de façon croissante avec l'âge des prairies.

Dans les sols étudiés, le climat contrasté (5 mois de période sèche avec une pluviométrie inférieure à 50 mm par mois) semble favoriser la décomposition et l'incorporation des résidus végétaux d'origine prairiale dans les couches de surface. Ce processus devient plus marqué avec l'âge croissant des prairies, et est traduit par une augmentation de la contribution de Cpdp au carbone des agrégats stables à l'eau. Cette contribution est très accentuée dans la période comprise entre 7 et 12 ans. Néanmoins, une légère diminution de la contribution de Cpdp à l'agrégation est observée dans le sol sous la plus vieille prairie, probablement suite à l'augmentation de l'humification de la matière organique d'origine prairiale, et peut-être également en raison d'une augmentation de la charge animale ou au contraire d'une baisse de productivité des prairies.

À partir des résultats trouvés ici, il est possible de suggérer que (i) les apports de la matière organique d'origine prairiale grossière favorisant la macroagrégation sont plus abondants sous la prairie de 12 ans que sous celle de 17 ans et (ii) l'humification de la matière organique d'origine prairiale est accentuée sous la plus vieille prairie, ce qui contribue à limiter la macroagrégation, laquelle est généralement due aux résidus végétaux grossiers d'origine prairiale.

3. 3. Conclusions du troisième chapitre

Dans les sols argileux de la chronoséquence forêt-prairies de la Fazenda Bosque en Amazonie orientale, l'installation des prairies a entraîné des modifications de la dynamique de la matière organique du sol, traduites par les variations de la répartition du carbone total, du carbone d'origine forestière ou prairiale et par la contribution à la formation des agrégats stables à l'eau de la matière organique d'origine prairiale.

Variations du stock du carbone organique

✯ L'installation des prairies tend à entraîner une faible augmentation du stock de carbone organique excepté dans les couches de surface (0-0,10 m), où il passe de 28,1 T ha^{-1} (sous forêt), à 37,8 T ha^{-1} (sous prairie de 17 ans). Pourtant, ces stocks de carbone sont inférieurs à ceux observés dans les couches de surface de sols de même texture et sur la même roche mère, situés en Amazonie centrale (Choné *et al.*, 1991). Ceci traduit probablement un effet favorable du contraste pluviométrique, plus accentué ici, sur la décomposition et l'incorporation de la matière organique d'origine prairiale.

✯ Les quantités de C accumulées sur 1 m de profondeur augmentent sensiblement du sol sous forêt (116 T ha^{-1}) au sol sous prairie de 17 ans (126 T ha^{-1}). Ces stocks sont, du même ordre de grandeur que ceux généralement observés dans les sols tropicaux (Post *et al.* 1982 ; Detwiller, 1986) et sont supérieurs à ceux des sols sablo-argileux situés à 150 km au Nord du site d'étude (Desjardins *et al.*, 1994). En effet, dans ce dernier cas, la texture sablo-argileuse ne permet pas une adsorption de la matière organique humifiée.

Une telle influence de la texture, indirectement de la surface spécifique sur l'accumulation de la matière organique du sol avait été préalablement mise en évidence dans les sols tropicaux (Laudelout *et al.*, 1960 ; de Boissezon *et al.*, 1973 ; Jones 1973) et tempérés (Van Veen et Kuikman 1990). Ceci est accentué par la pluviométrie peu contrastée de la région d'étude de Desjardins *et al.* (1994), qui augmente la décomposition de la MOS grossière et ralentit l'incorporation de la MOS dans ces sols sablo-argileux.

Variations de la nature de la matière organique du sol

✯ L'étude de l'incorporation progressive de la matière organique d'origine prairiale dans le sol en fonction de l'âge des prairies a été menée grâce aux mesures d'abondance isotopique ^{13}C. Dans la couche de surface (0-0,10 m) le pourcentage de carbone provenant de la prairie (Cpdp) augmente du sol sous prairie de 7 ans (12 %) à celui sous prairie de 17 ans (38 %). Même si ces pourcentages ne sont pas aussi élevés que ceux établis en Amazonie centrale par Choné *et al.* (1991) dans les sols sur les mêmes sédiments tertiaires argileux, ils traduisent néanmoins un renouvellement notable de MOS suite au changement de végétation.

✯ Toujours à l'aide des mesures de $\delta^{13}C$, nous avons pu établir que la matière organique des agrégats 200-2000 µm stables à l'eau était sensiblement enrichie en résidus grossiers d'origine prairiale. Ceci confirme non seulement la corrélation positive entre l'agrégation et les teneurs en matière organique, mais également l'influence de la nature de cette matière organique, dont on s'attendait à ce qu'elle croisse avec l'âge des prairies. Toutefois, même dans les horizons de surface et après 17 ans, la matière organique d'origine forestière représente encore plus de 50 % de la matière organique totale des agrégats stables.

✯ Enfin, en profondeur, le carbone provenant de la forêt contribue encore presque entièrement à la formation des agrégats stables à l'eau. Outre de faibles substitutions de carbone provenant de la forêt par celui provenant de la prairie, une dégradation partielle de la matière organique d'origine forestière pourrait expliquer la baisse de la stabilité des agrégats observée au long des profils avec l'âge croissant des prairies.

Chapitre 4

Dégradabilité de la matière organique et structuration biologique des sols de la chronoséquence forêt-prairie

4. 1. Introduction

Le caractère multicompartimental de la matière organique du sol et sa répartition entre pôles plus ou moins labiles et plus ou moins protégés physiquement ou chimiquement ont été étudiés par de nombreux auteurs (voir par exemple Jenkinson et Rayner, 1977 ; Parton *et al.*, 1987 ; Motavalli *et al.*, 1994). Plus récemment, les travaux de Feller (1994) ont proposé des critères de définition et de quantification des compartiments de la matière organique du sol, selon une méthode de fractionnement standardisée.

Schématiquement, la matière organique a été séparée en (i) un compartiment de matière organique labile ou "active", correspondant aux résidus végétaux et animaux plus ou moins transformés et à la biomasse microbienne, et (ii) un compartiment de matière organique stable ou "passive", correspondant aux substances humiques, les plus résistantes à la dégradation. La limite entre ces deux types de compartiments est rarement nette, et il existe le plus souvent entre eux un continuum morphologique et fonctionnel.

Un tel continuum est plus ou moins perceptible selon le taux de décomposition de l'humus, qui varie en général en raison inverse de la latitude et de l'altitude (Swift *et al.*, 1979). Dans les horizons humifères en particulier, les différents compartiments s'interpénètrent d'autant plus que la stratification des résidus organiques est limitée et que l'agrégation est développée. Ces phénomènes sont le résultat de l'action complexe des organismes du sol : d'une part, les microorganismes, qui assurent la transformation ou la dégradation totale des substrats organiques, suivant des cinétiques et des rendements dépendant autant de la composition chimique de ces substrats que de leur degré de protection physique par les colloïdes du sol (Elliot et Coleman, 1988) ; d'autre part, les animaux, dont les trois groupes - microfaune (< 0,2 mm), mésofaune (0,2-2,0 mm) et macrofaune (> 2,0 mm) - assurent la division mécanique et l'homogénéisation des résidus organiques avec la phase minérale, et participent, pour certains d'entre eux en association avec les microorganismes, à leur décomposition biochimique (Bouché *et al.*, 1983; Berthelin *et al.*, 1994).

La relation entre la macrofaune du sol (myriapodes, insectes, oligochètes notamment) et la structuration biologique des agrégats a été établie par de nombreux auteurs, aussi bien dans les zones tempérées (Lee, 1985) qu'en milieu tropical (Lavelle, 1983, 1987 ; Chauvel *et al.*, 1987; Blanchart *et al.*, 1989 & 1990). Si l'action de la mésofaune (enchytraeides, collemboles...) reste prédominante dans la microagrégation, comme cela a été trouvé dans les zones tempérées (Didden, 1990 ; Dawod et Fitzpatrick, 1991), celle de la macrofaune, notamment celle de vers de terre n'est pas très clairement définie dans les sols des tropiques humides. Cependant, la formation de macroagrégats stables a bien été établie (Lavelle, 1987; Blanchart *et al.*, 1989 ; Barois *et al.*, 1991).

Dans les chapitres précédents, nous avons pu montrer que les modifications des propriétés des sols de la chronoséquence forêt-prairies de la Fazenda Bosque étaient pour partie liées aux changements de végétation, révélés par des différences de nature et de quantité de la matière organique du sol (MOS). Nous avons donc cherché à mieux caractériser cette dernière, notamment dans les couches de surface (0-0,10 m) où ont été notées les plus grandes modifications des propriétés du sol. Pour ce faire, notre étude a été à la fois physique (fractionnement densimétrique), biologique (cinétiques de minéralisation du carbone organique lors d'incubations contrôlées) et chimique (stabilité chimique à l'hydrolyse acide). De façon complémentaire, une observation micromorphologique des agrégats des sols tamisés à 2 mm a été effectuée.

4. 2. Résultats

4. 2. 1. Distribution densimétrique de la matière organique

Le fractionnement densimétrique des macroagrégats (supérieurs à 150 µm) permet de séparer la matière organique active et de la répartir en trois fractions, par tamisage sous eau de la fraction 150-2000 µm : lourde, intermédiaire et légère (Meijboom *et al.*, 1995). Ces auteurs ont caractérisé la matière organique légère (densité < 1,13) et intermédiaire (densité comprise entre 1,13 et 1,37), comme étant la matière organique la plus labile et active, constituée de débris végétaux plus ou moins décomposés et fragmentés, tandis que la matière organique lourde (densité > 1,37) serait plus amorphe et plus passive, car stabilisée sous forme d'associations organo-minérales.

Les résultats de ce fractionnement sont présentés au Tableau 4-1. Le pourcentage pondéral de la fraction > 150 µm est inférieur à 10 % dans le sol sous forêt, mais il est supérieur à 10 % dans les sols sous prairies et cette tendance augmente avec l'âge des prairies, pour atteindre 14,9 % (prairie de 7 ans), 17,5 % (prairie de 12 ans) et 21,0 % (prairie de 17 ans).

Les teneurs en carbone de la fraction légère sont élevées et varient entre 34 % (prairie de 17 ans) et 43 % (forêt), ce qui permet de confirmer que cette fraction légère est essentiellement formée de débris végétaux. La part pondérale de cette fraction diminue depuis le sol sous forêt (0,66 %) jusqu'au sol sous prairie de 17 ans (0,21 %), ce qui pourrait être attribué à une augmentation de la vitesse de décomposition de ces débris. La fraction intermédiaire présente des teneurs en carbone voisines de celles de la fraction légère, avec des parts pondérales encore plus faibles.

En revanche, les teneurs en carbone de la fraction lourde varient entre 3,1 % et 3,8 % et rappellent celles des sols totaux respectifs. Cette fraction lourde augmente assez rapidement du sol sous forêt (8,4 %) au sol sous prairie de 7 ans (14,2 %), et plus progressivement du sol sous prairie de 12 ans (17,0 %) au sol sous prairie de 17 ans (20,4 %). Il s'agit donc d'une fraction organo-minérale au sein de laquelle la matière organique humifiée est fortement associée aux particules minérales et ce de façon croissante avec l'âge des prairies.

Ces résultats sont en accord avec ceux de Meijboom *et al.* (1995), obtenus dans les horizons de surface de sols sous prairies cultivées aux Pays Bas. Ainsi, l'installation des prairies a entraîné une augmentation des macroagrégats > 150 µm en même temps que la fraction minérale associée à ces macroagrégats. Ces résultats n'apportent pas de nouvelles informations concernant les variations de la stabilité structurale car la méthode de Meijboom *et al.* (1995) vise à séparer les agrégats naturels sur des critères combinés de taille et de densité. *Pourtant, ils mettent en évidence la formation d'une proportion croissante bien qu'encore modeste (21 % sous prairie de 17 ans) de macroagrégats résultant de l'action de la matière organique d'origine prairiale.*

Tableau 4.1 : Pourcentages pondéraux et teneurs en carbone et azote des fractions légère, intermédiaire et lourde des macroagrégats (> 150 µm) dans les couches de surface (0-0,10 m) des sols étudiés.

				Fractions														
				Légères (< 1,17 g.cm^{-3})					Intermédiaires (1,17-1,37 g.cm^{-3})					Lourdes (> 1,37 g.cm^{-3})				
Echantillon	Poids de sol* (g)	1	2	Poids		C	N	C/N	Poids		C	N	C/N	Poids		C	N	C/N
				g	%	%	%		g	%	%	%		g	%	%	%	
Forêt	51	4,76	9,3	0,34	0,66	43,0	1,5	28,7	0,11	0,22	38,5	1,6	24,2	4,31	8,4	3,8	0,27	14
P 7 ans	52	7,73	14,9	0,18	0,35	35,6	1,3	28,5	0,15	0,29	26,7	1,3	20,9	7,40	14,2	3,5	0,32	10,8
P 12 ans	51	8,93	17,5	0,15	0,29	36,1	1,2	30,9	0,10	0,20	28,8	1,2	23,6	8,68	17,0	3,1	0,25	12,4
P 17 ans	47	9,89	21,0	0,18	0,21	33,9	1,2	29,5	0,12	0,38	28,9	1,2	24,5	9,59	20,4	3,5	0,28	12,4

* Poids de sol utilisé pour le fractionnement ; 1 = Poids de la fraction > 150 µm ; 2 = % pondéral de la fraction > 150 µm.

4. 2. 2. Stabilité biologique du carbone organique

Les courbes de valeurs cumulées de minéralisation en CO_2 (VCM) des quatre sols sont présentées à la Figure 4-1. Durant les 40 premiers jours d'incubation, la VCM est plus élevée dans le sol sous forêt (20,9 ‰) que dans les sols sous les trois prairies (18,3 ‰, 17,6 ‰ et 18,9 ‰ pour 7, 12 et 17 ans, respectivement). Cependant, sur l'ensemble de la période d'incubation (100 jours), la VCM est plus élevée dans le sol sous prairie de 17 ans (43,0 ‰) que dans les autres sols, dans lesquels les valeurs sont respectivement de 32,6, 29,7 et 28,1 ‰ sous forêt et sous prairies de 7 et 12 ans.

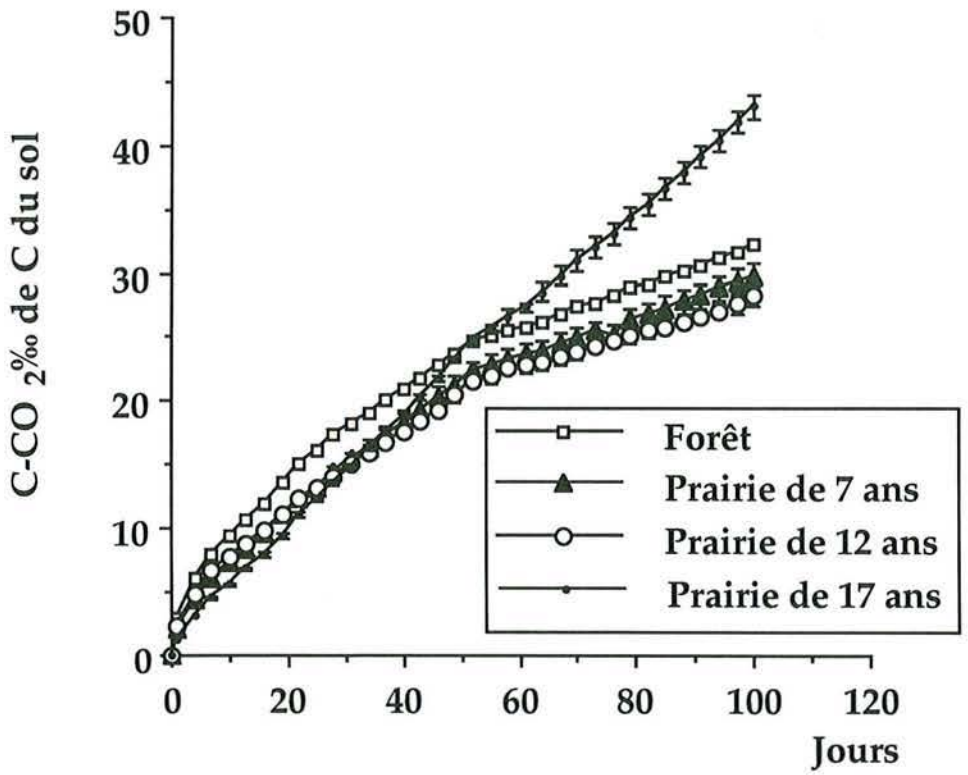


Figure 4-1 : Courbes cumulatives de minéralisation du carbone (incubation à 28 °C pendant 100 jours) des couches de surface (0-0,10 m) des sols de la chronoséquence forêt-prairies.

Les études statistiques montrent que les valeurs cumulées de minéralisation (VCM) du carbone des quatre sols sont significativement différentes aux 1er, 10e, 40e, 70e, 85e et 100e jour (Figures 4-2_a, 4-2_b, 4-2_c, 4-2_f, 4-2_g, et 4-2_h). Ainsi, la VCM du sol sous forêt est significativement différente de celle des sols sous prairies, à l'exception du 55e jour, où aucune différence n'est observée entre le sol sous forêt et le sol sous prairie de 17 ans (Figure 4-2_e). Ceci peut s'expliquer par l'existence dans le sol sous forêt d'un stock plus important de matière organique disponible et plus rapidement minéralisable qu'après déforestation. Par ailleurs, les VCM mesurées dans les sols sous prairies sont significativement différentes les unes des autres, à l'exception du 25e jour, où aucune difference n'est notée entre les sols sous prairies de 7 et 12 ans.

Dans cette étude, on a pu observer que pendant les 100 jours d'incubation des sols totaux, la nouvelle matière organique formée dans les couches de surface des sols sous prairies de 7 et 12 ans est plus stable à la minéralisation en CO_2 que celle préexistant dans le sol sous forêt de référence. Cependant, cette augmentation de la stabilité biologique après installation des prairies a un caractère provisoire, puisqu'elle devient même inférieure à celle du sol sous forêt, dans le sol occupé par la plus vieille prairie.

Les différences de biodégradabilité observées sur la matière organique dans les trois sols sous prairies pourraient être dues (i) à l'accumulation de la matière organique d'origine prairiale dans le sol sous prairie de 17 ans, (ii) à la différence de nature chimique de la matière organique issue des graminées "*Brachiaria humidicola* " (prairie de 17 ans), "*Panicum maximum* "(prairie de 12 ans) et "*Brachiaria brizantha*" (prairie de 7 ans) et (iii) à des changements intervenus dans la nature chimique de la matière organique et dans sa répartition au sein des macroagrégats, après installation des prairies. Par ailleurs, il faut noter que le stock de MOS très disponible et très rapidement minéralisable est plus important sous forêt que sous prairies dans les 40 premiers jours.

La première hypothèse a été vérifiée dans le Chapitre 3 : avec l'âge croissant des prairies, un apport croissant de matière organique d'origine prairiale est noté dans les couches de surface avec l'âge croissant des prairies. Ainsi, dans la prairie de 17 ans, cette augmentation, associée à une baisse de la matière organique d'origine forestière, pourrait contribuer à diminuer la stabilité biologique de la matière organique du sol (MOS).

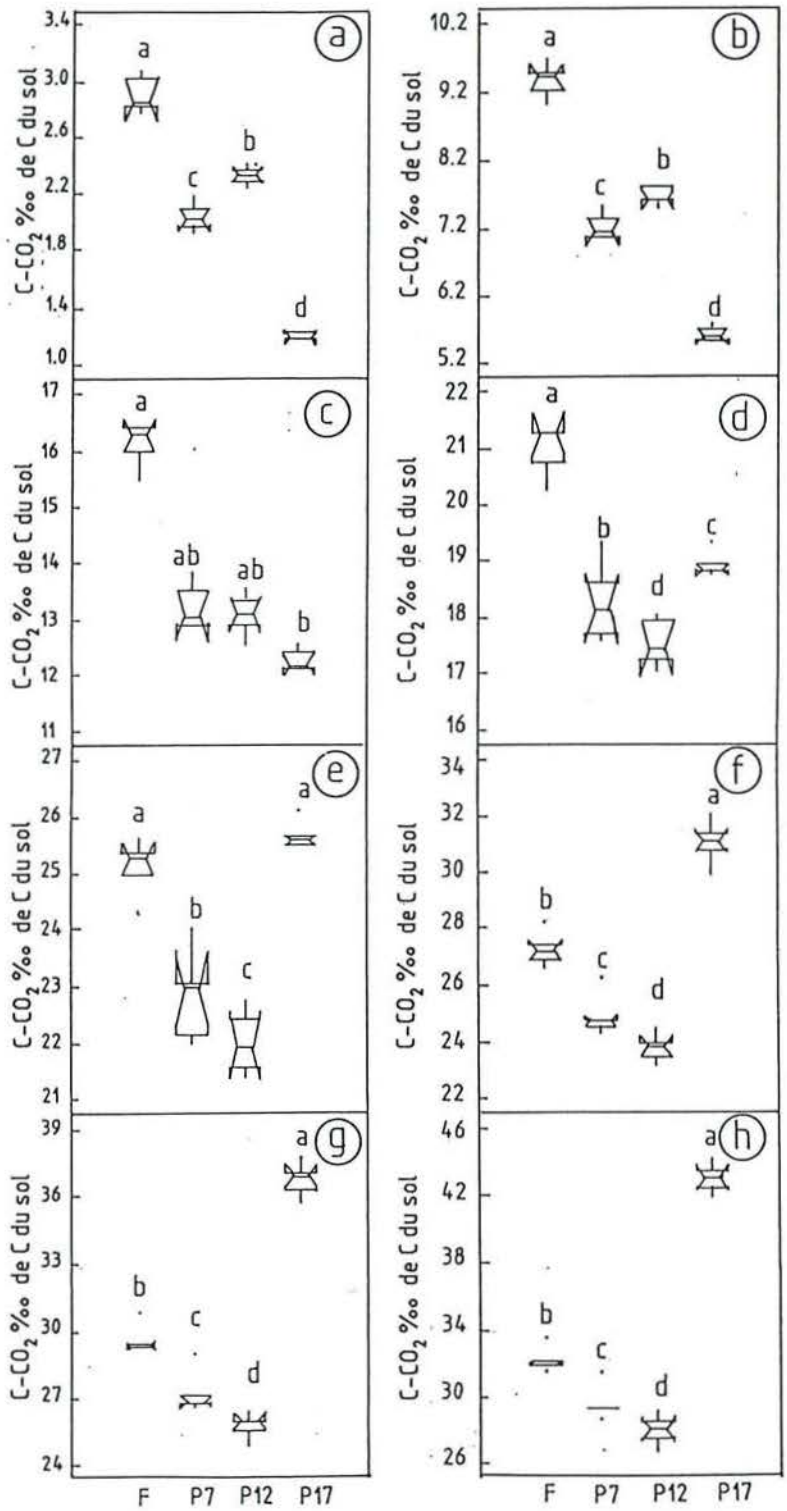


Figure 4-2 : Représentation par "diagrammes à encoches et à moustaches" des valeurs cumulées de minéralisation du carbone des couches de surface (0-0,10 m) des sols de la chronoséquence forêt-prairies aux 1e (a), 10e (b), 25e (c), 40e (d), 55e (e), 70e (f), 85e (g), et 100e jour (h).

La deuxième hypothèse n'a pas pu être vérifiée dans cette étude. À partir des valeurs de C/N des parties aériennes et racinaires de trois graminées qui sont relativement proches, on peut suggérer que la nature chimique de la fraction azotée de ces trois graminées ne varie pas considérablement. Pourtant, la forte minéralisation observée dans le sol sous prairie de *Brachiaria humidicola* (17 ans) suggère que sous cette dernière, la MOS est plus biodégradable que celle sous prairies de *Brachiaria brizantha* (7 ans) et de *Panicum maximum* (12 ans).

La troisième hypothèse est vérifiée, car pendant les 40 premiers jours de l'incubation, les valeurs cumulatives de minéralisation (VCM) décroissent dans l'ordre : F>P 7>P 12 >P 17. Cet ordre correspond à la diminution des pourcentages de poids de la fraction légère dans les macroagrégats des sols (MOS plus labile et active) et de leur teneur en carbone.

On sait depuis longtemps que les minéraux, notamment les argiles, protègent la MOS de la dégradation biologique (Jones, 1973 ; de Boissezon *et al.*, 1973 ; Van Veen et Kuikman, 1990). Cependant des travaux plus récents ont montré qu'une limite à cette protection, qui correspond à une saturation des sites libres des argiles par la MOS, peut être atteinte au-delà de 30 ans de pâturage (Hassink, 1995). Ainsi, la diminution de la stabilité biologique du carbone dans le sol sous prairie de 17 ans pourrait dépendre en partie de la saturation des sites libres des argiles par la MOS, présente en quantité beaucoup plus importante que dans les autres sols sous prairies et sous forêt. Le seuil de saturation de tels sites serait atteint après seulement 17 ans de prairie, alors que la quantité importante de MOS dans la couche de surface (0-0,10 m), est passée de 28,1 T ha^{-1} sous forêt à 37,8 T ha^{-1} sous prairie de 17 ans.

Durant les 40 premiers jours de l'incubation, le CO_2 produit pourrait essentiellement provenir de la fraction légère ou active des macroagrégats. Après 40 jours d'incubation, la VCM du sol sous prairie de 17 ans devient plus élevée que celle des autres sols, sans doute en raison de la production de CO_2 à partir de la fraction lourde de la matière organique des macroagrégats, dont le pourcentage de poids est plus élevé dans ce sol que dans les trois autres sols. Une telle reprise de la biodégradation ne peut s'expliquer que par des modifications profondes de la nature des substrats et des micro-organismes susceptibles de se développer à leurs dépens. Le changement de cinétique suggère soit la libération d'un substrat initialement protégé, soit la levée de l'inhibition des populations dégradant ces substrats. De telles hypothèses ne pourront être vérifiées que par des études microbiologiques approfondies.

4. 2. 3. Stabilité chimique de la matière organique du sol

La répartition des formes hydrolysables et résiduelles du carbone et de l'azote est présentée à la Figure 4-3. D'une manière générale, entre 30 et 40 % du carbone résiste à l'hydrolyse acide, contrairement à l'azote qui est presque totalement hydrolysable. Après déforestation et installation des prairies, la stabilité chimique à l'hydrolyse acide du carbone augmente légèrement dans les couches de surface des sols étudiés. Le pourcentage du carbone résiduel du sol sous forêt n'est que de 33,6 % alors que sous prairies, il dépasse 35 %, passant par un maximum à 39,1 % dans le sol sous prairie de 7 ans (Figure 4-3_a).

Dans les sols étudiés ici, la résistance de l'azote à l'hydrolyse acide est faible, plus de 90 % étant mis en solution, les sols sous prairies affichant une résistance à l'hydrolyse acide à peine supérieure à celle du sol sous forêt. Les pourcentages de l'azote résiduel sont de 2,8 % sous forêt et un maximum de 5,1 % est atteint sous prairie de 7 ans (Figure 4-3_b). Ces pourcentages élevés d'azote hydrolysable sont pratiquement de règle dans les sols ferrallitiques (Andreux *et al.*, 1990). La très faible stabilité chimique de l'azote de ces sols pourrait être attribuée à la faible stabilité chimique des fractions organo-argileuses, qui constituent 80 % de poids des sols étudiés. Ces résultats sont en accord avec les travaux de Anderson *et al.* (1981) et Barriuso *et al.* (1987), qui ont montré que l'azote des fractions argileuses est très hydrolysable en relation probablement avec un caractère protéique dominant.

Cette étude a permis de montrer le caractère fragile des matières organiques de l'Oxisol sous forêt, en particulier en ce qui concerne la fraction azotée. L'installation des prairies se traduit par une très faible augmentation de la stabilité chimique à l'hydrolyse acide du carbone et de l'azote. Cette augmentation semble n'être que temporaire et probablement peu significative. On peut donc en conclure que malgré la profonde modification de la composition de la matière organique végétale apportée au sol, la réponse de la MOS au traitement hydrolytique soit restée presque inchangée 17 ans après l'installation des prairies.

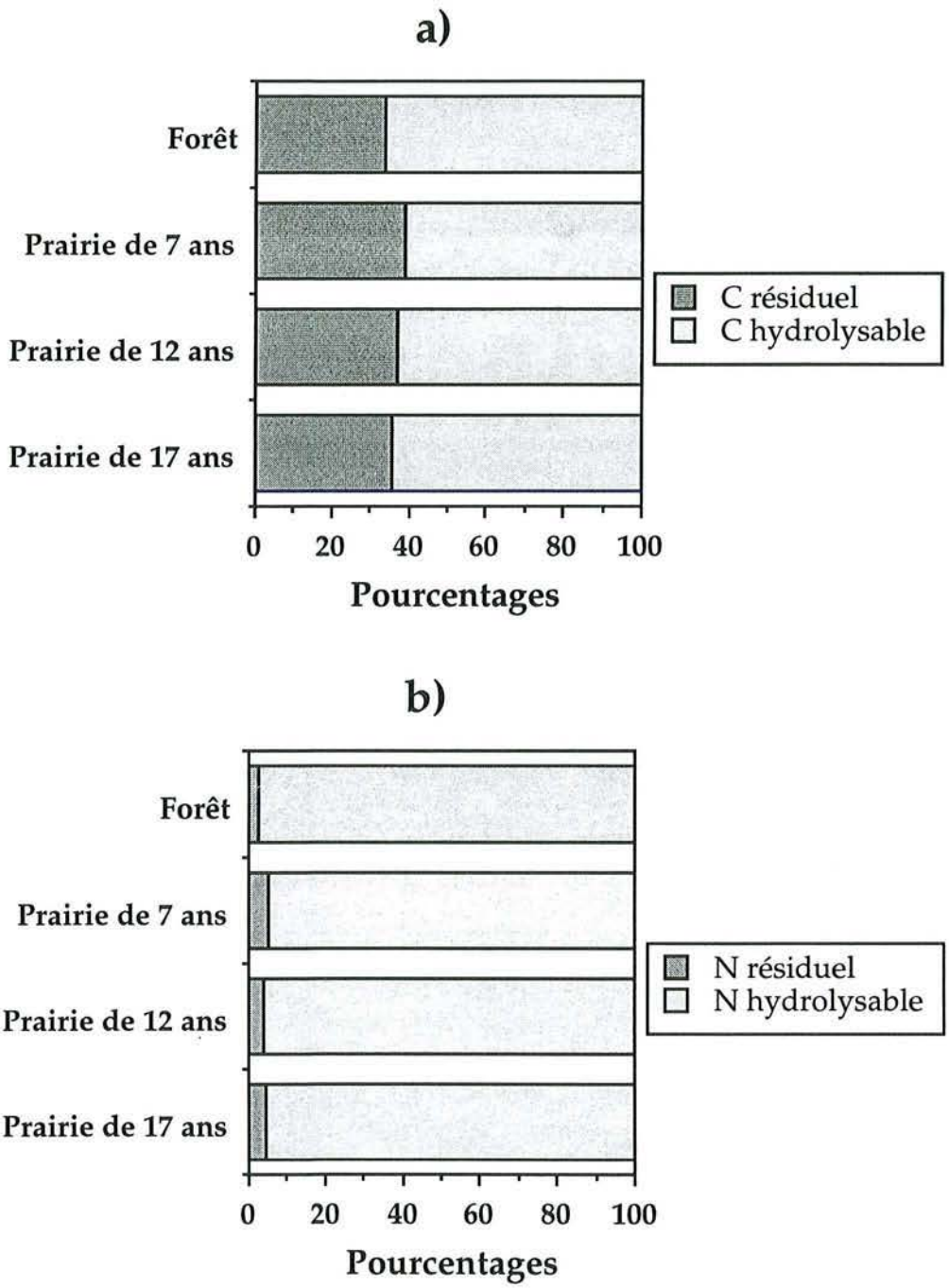


Figure 4-3 : Pourcentages de carbone hydrolysable et résiduel (a) et d'azote hydrolysable et résiduel (b) des couches de surface (0-0,10 m) des sols de la chronoséquence forêt-prairies.

4. 2. 4. Étude biomorphologique des agrégats organiques

4. 2. 4. 1. Observation à la loupe binoculaire

L'observation d'ensemble à la loupe binoculaire Heegbrugg (grossissement 6,3 fois) des quatre sols de la chronoséquence (Planche 1) montre des différences morphologiques importantes entre les agrégats des sols sous prairies et ceux du sol sous forêt. Les agrégats du sol sous forêt sont de couleur brun jaunâtre répartie de façon homogène et de forme assez angulaire (Planche 1, photo 1). Ceux des sols sous prairies (Planche 1, photos 2 à 4) présentent des couleurs plus variées et réparties de façon plus hétérogène alternativement claires et sombres, et leurs formes sont plus arrondies, notamment pour les agrégats des sols sous prairies de 7 et 17 ans. Dans le cas du sol sous prairie de 12 ans (Planche 1, photo 2), un caractère plus mixte est observé.

À grossissement plus élevé (32 fois), l'observation de ces agrégats millimétriques confirme et précise les différences morphologiques existant entre les agrégats du sol sous forêt et ceux des sols sous prairies (Planche 2). Les agrégats du sol sous forêt et dans une moindre mesure ceux du sol sous prairie de 12 ans, sont recouverts d'un dépôt poudreux constitué de microagrégats subarrondis (Planche 2, photos 1 et 3), vraisemblablement des boulettes fécales d'enchytraeides (F. Toutain, C.P.B. communication personnelle) qu'il serait souhaitable de caractériser en microscopie électronique. Cette microagrégation d'origine biologique a déjà été décrite par Didden (1990) et Dawod et FitzPatrick (1991). Par contre la répartition en mosaïques de couleurs ocre et brun noir mise en évidence dans les agrégats des sols sous prairies s'explique par la présence de déjections sombres de vers de terre renfermant des inclusions minérales (Planche 2, photos 2 et 4) (F. Toutain, communication personnelle).

L'observation à la loupe binoculaire des lames minces préparées à partir des agrégats millimétriques (< 2 mm) de ces sols (Planche 3) confirme et précise les observations précédentes, la résolution des images étant meilleure du fait de la faible épaisseur de la lame (25 µm). De plus ces coupes permettent de bien mettre en évidence le cœur minéral de ces agrégats et leur périphérie organique (Planche 3, photos 1 et 2). Dans les sols sous prairies, notamment sous prairies de 7 et 17 ans, l'activité de la faune du sol est révélée par l'incorporation de morceaux de racines et de charbons de bois dans les agrégats (Planche 3, photos 3 et 4).


1
1 m m


2
1 m m


3
1 m m


4
1 m m

Planche 1

Vue d'ensemble d'agrégats < 2mm des couches de surface (0-0,10 m) des sols de la chronoséquence forêt-prairies (Loupe binoculaire ; grossissement 6,3)

Photo 1. Sol sous forêt

Photo 2. Sol sous prairie de 7 ans

Photo 3. Sol sous prairie de 12 ans

Photo 4. Sol sous prairie de 17 ans


1
0,1 m m


2
0,1 m m


3
0,1 m m

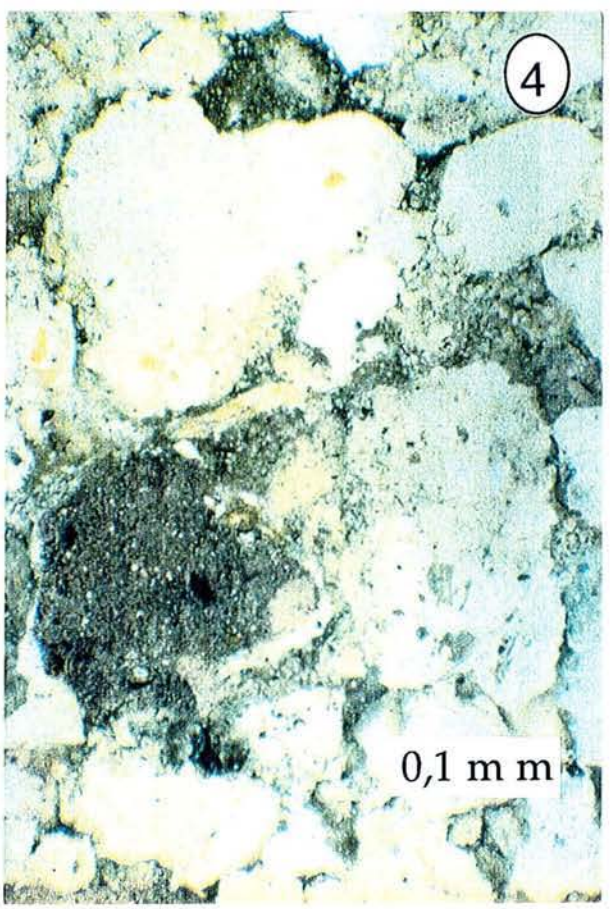

4
0,1 m m

Planche 2

Étude biomorphologique d'agrégats < 2mm des couches de surface (0-0,10 m) des sols de la chronoséquence forêt-prairies (Loupe binoculaire ; grossissement 32)

Photo 1. Sol sous forêt

Agrégats recouverts d'un dépôt poudreux, vraisemblablement des boulettes fécales de petits animaux du sol

Photo 2. Sol sous prairie de 7 ans

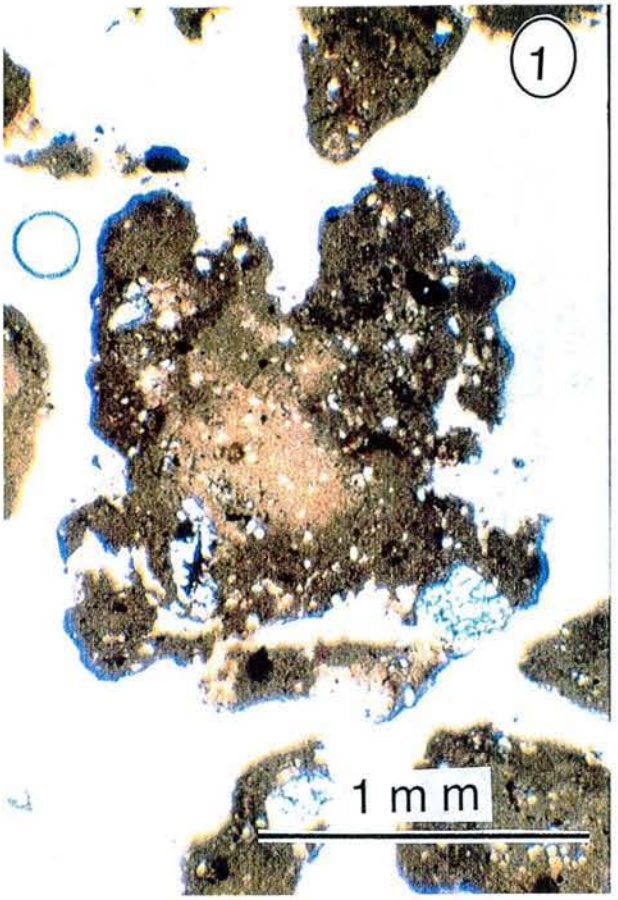
Agrégats de formes subarrondies et déjection de vers de terre

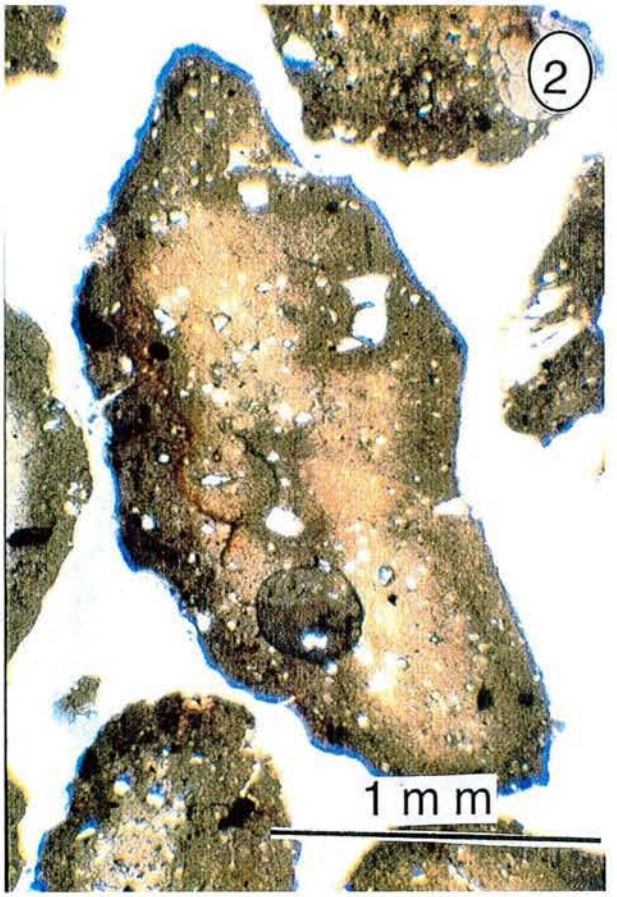
Photo 3. Sol sous prairie de 12 ans

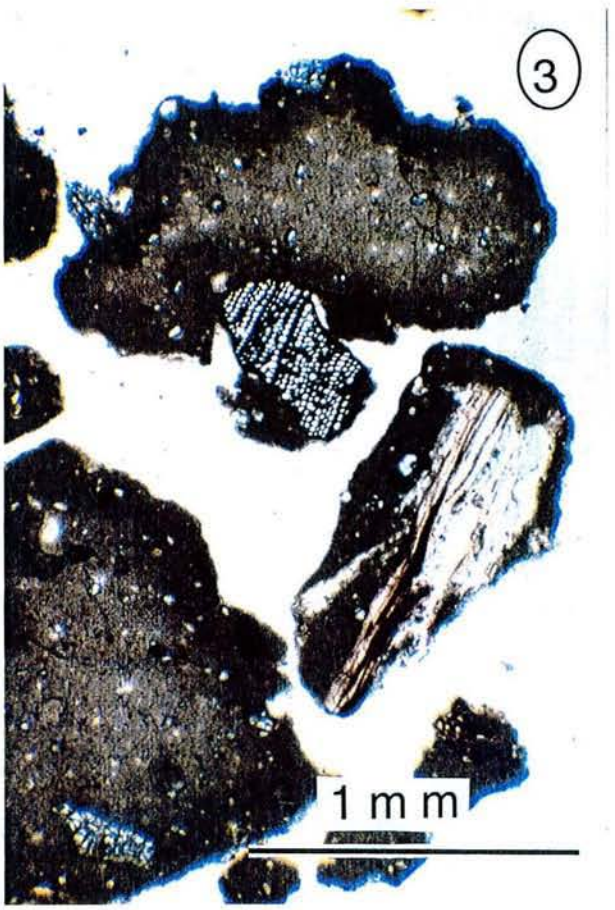
Agrégats de formes plus ou moins arrondies, recouverts d'un dépôt poudreux

Photo 4. Sol sous prairie de 17 ans

Agrégats de formes subarrondies et déjection de vers de terre


1
1 m m


2
1 m m


3
1 m m

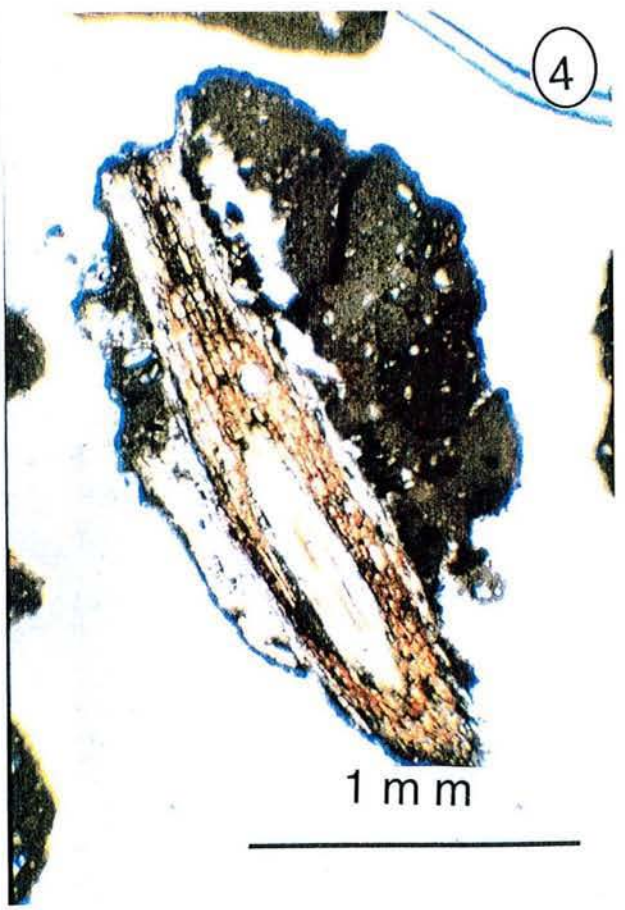

4
1 m m

Planche 3

Étude bio-morphologique de lames minces d'agrégats millimétriques des couches de surface (0-0,10 m) des sols de la chronoséquence forêt-prairies (Loupe binoculaire ; grossissement 32)

Photos 1 et 2. Sol sous prairie de 12 ans

Agrégats très hétérogènes aux formes subarrondies plus ou moins repris par la mésofaune du sol. Le coeur des agrégats est ocre couleur due aux oxyhydroxydes de fer, leur surface (périphérie) est brun noir attribuable aux matières organiques adsorbées.

Photos 3 et 4. Sol sous prairie de 7 ans

Inclusions d'origine végétale (morceaux noirs de charbon de bois et fragments ocre rouge de racine de graminée) dans des agrégats organiques

4. 2. 5. Relation entre la morphologie des agrégats et la stabilité structurale

Par leur morphologie (couleur et forme) les agrégats des sols sous prairies se distinguent de ceux du sol sous forêt de référence. Cependant à partir de la stabilité des agrégats et l'origine de leur formation, on a pu définir deux groupes de sols parmi les quatre sols de la chronoséquence forêt-prairies (Figure 4-4).

Le premier groupe est constitué par les sols sous forêt et sous prairie de 12 ans. Ils présentent la plus faible stabilité structurale, avec des pourcentages moyens d'agrégats stables à l'eau de 72 % et 67 %, respectivement. Dans ces sols, une prédominance de la structuration biologique des agrégats par des petits animaux du sol, vraisemblablement les enchytraeides a été notée. Ils se caractérisent par une assez forte microagrégation et la présence de dépôts poudreux sur les agrégats, notamment dans le sol sous forêt (Planche 2, photo 1). Ceci est en accord avec les résultats de Didden (1990) et ceux de Dawod et FitzPatrick (1991) qui ont montré que les enchytraeides jouent un rôle dans la microagrégation des sols.

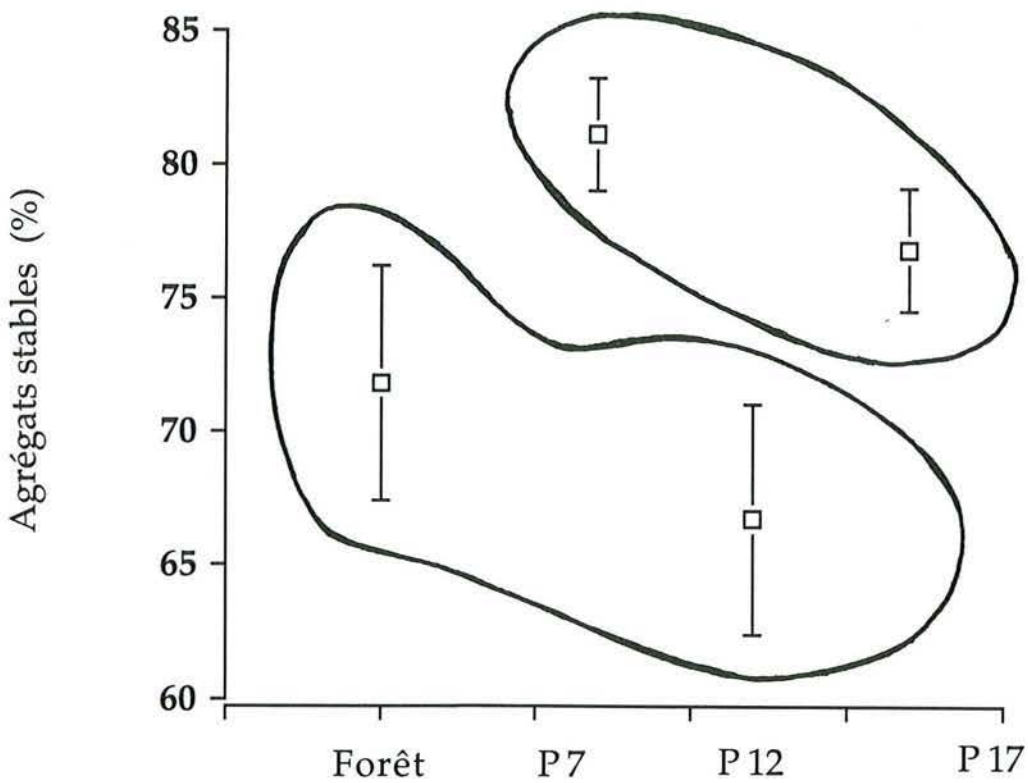


Figure 4-4 : Variation de la stabilité structurale en fonction de l'occupation du sol et de l'âge de la prairie dans les couches de surface.

Le deuxième groupe est constitué par les sols sous prairies de 7 et 17 ans, à plus forte stabilité structurale, avec des pourcentages moyens d'agrégats stables à l'eau de 81 % et 77 %, respectivement. Dans ces deux sols, on a pu noter une prédominance de la structuration biologique des agrégats due à l'activité de représentants de la macrofaune tels que les vers de terre, se traduisant par une forte division mécanique et une incorporation de débris végétaux et charbons de bois dans les agrégats d'origine biologique (Planche 3, photos 2 et 3). Ces résultats sont en accord avec ceux de Shipitalo et Protz (1988) qui ont montré que la stabilité structurale des déjections de vers de terre provient également de l'incorporation des débris végétaux dans les nouveaux agrégats formés. Par ailleurs, Zhang et Shrader (1993) ont observé que les vers de terre améliorent la stabilité des agrégats par une augmentation de la teneur en matière organique des déjections.

On a pu observer que l'activité de la faune du sol est en partie à l'origine de la forte stabilité structurale des sols étudiés. Ainsi, dans les sols sous prairies de 7 et 17 ans, dont la formation des agrégats est souvent d'origine biologique (activité de la macrofaune), on observe une amélioration de l'agrégation par rapport au sol sous forêt. Parmi les trois sols sous prairies, la différence morphologique des agrégats notée pour le sol sous prairie de 12 ans pourrait être à l'origine de la moindre stabilité des agrégats de ce sol. Ces résultats sont à rapprocher de ceux de l'analyse minéralogique des sols (Tableau 2-2) qui montrent que les sols sous forêt et sous prairie de 12 ans sont sensiblement moins riches en kaolinite (52-54 % contre 57-63 %) et plus riches en gibbsite (22-23 % contre 10-17 %) que les deux sols sous prairies de 7 et 17 ans.

Cette étude bio-morphologique des agrégats des couches de surface 0-0,10 m a permis de montrer de façon qualitative, qu'aux agrégats subangulaires, d'origine physique, du sol sous forêt, est associée une *activité faunique de type enchytraeides*, caractérisée par la microagrégation subarrondie de leurs boulettes fécales. Par contre, aux agrégats souvent subarrondis des sols sous prairies est associée une *activité faunique de type vers de terre*, caractérisée par la macroagrégation par incorporation de débris organiques grossiers et de microagrégats minéraux qui créent une armature solidifiant l'agrégat, ainsi qu'une *activité racinaire*. La structuration biologique de ces sols sous prairies est d'autant mieux révélée que les teneurs en argile et en gibbsite sont plus élevées, sans qu'une relation plus précise ait été établie entre facteurs physiques et biologiques.

La déforestation, le brûlis et la fertilisation des sols avant l'installation des prairies contribuent donc au changement de l'activité faunique dans le sol (activité des enchytraeides dans le sol sous forêt, activité de vers de terre dans les sols sous prairies). Ce changement se manifeste ici par une évolution morphologique des agrégats, depuis des aspects homogènes, des couleurs claires et des formes subangulaires sous forêt (origine physique), vers des aspects hétérogènes, des couleurs plus sombres et des formes subarrondies sous prairies (origine biologique).

4. 3. Conclusions du quatrième chapitre

La déforestation et l'installation des prairies a entraîné des changements dans la nature de la matière organique du sol et dans ses modes d'incorporation au sein des agrégats, dans les couches de surface (0-0,10 m) des sols. Ces changements se traduisent par (i) une augmentation temporaire de la stabilité biologique, et à un moindre degré, de la stabilité chimique de la matière organique du sol, (ii) une diminution du pourcentage pondéral de la fraction légère des macroagrégats (> 150 µm) au profit de la fraction lourde et (iii) une augmentation de l'activité faunique de type vers de terre, qui se manifeste par une macroagrégation et un changement de la couleur des agrégats.

Dégradabilité de la matière organique du sol

✯ L'étude de la dégradabilité de la matière organique du sol (production de CO_2) a permis de montrer que l'installation des prairies a entraîné une amélioration de la stabilité biologique du carbone organique dans les prairies de 7 et 12 ans. Cependant, cette amélioration apparaît limitée dans le temps et n'est déjà plus perceptible dans le sol sous la plus vieille prairie de 17 ans.

Ces résultats suggèrent donc que l'effet bien connu de la protection de la matière organique vis-à-vis de la dégradation biologique par les argiles (voir par exemple les travaux de de Boissezon *et al.* (1973), Jones (1973) et Van Veen et Kuikman (1990) peut diminuer. La diminution de protection de la matière organique du sol vis-à-vis de la biodégradation se produit lorsque l'ensemble des sites libres des argiles sont saturés, aux dépens de matières organiques présentes en excès. Elle est souvent observée dans les sols sous prairies de plus de 30 ans (Hassink, 1995). Néanmoins, dans les sols étudiés ici, cette saturation serait déjà atteinte après seulement 17 ans d'installation des prairies.

✯ L'installation des prairies a entraîné également un accroissement modéré, mais sensible, de la stabilité chimique du carbone organique à l'hydrolyse acide. Cette stabilité est légèrement plus élevée sous prairie de 7 ans que sous forêt puis diminue à nouveau avec l'âge de la prairie. Ce paramètre est toutefois peu discriminant et peu révélateur du changement de nature de la matière organique dans les sols sous prairie et encore moins du type de graminée présente.

✯ Par ailleurs, le fractionnement des macroagrégats (> 150 µm) suggère que la diminution de la part de la fraction légère ou ***"fraction labile"*** avec l'âge des prairies serait à l'origine de la diminution in fine de la biodégradabilité de la matière organique du sol. L'augmentation de la fraction lourde avec l'âge des prairies, qui confirme les résultats de Meijboom *et al.* (1995) ne correspondrait à une augmentation de la protection de la MOS que dans la mesure où celle-ci n'est présente qu'aux teneurs inférieures à une valeur seuil.

Formation biologique des agrégats

✯ L'augmentation de la densité des agrégats millimétriques dans les sols sous prairies a aussi pour cause la participation croissante de la faune du sol à leur élaboration. En effet, la bio-morphologie des agrégats organiques des couches de surface (0-0,10 m) du sol sous forêt diffère de celle des sols sous prairies. Les agrégats du sol sous forêt ont des formes subangulaires d'origine physique, et sont associés à des microagrégats d'origine biologique, vraisemblablement liés à l'activité des enchytraeides. Ceux des sols sous prairies ont des formes subarrondies, et contiennent une importante proportion de déjections de vers de terre qui favoriseraient la macroagrégation. Toutefois, l'accroissement de la structuration biologique sous prairie ne peut être appréciée que pour des teneurs en argile et en gibbsite élevées et constantes.

Chapitre 5

Conclusions générales

Conclusions générales

La diversité des sols du bassin amazonien est au moins aussi large que celle de ses substratums minéraux. Cependant, les "*latossolos*" et "*solos podzólicos*" de la classification brésilienne ou *Oxisols* et *Ultisols* de la classification américaine demeurent les plus fréquents (Sombroek, 1984). Ainsi, une approche pluridisciplinaire a été faite pour évaluer les modifications des propriétés des sols consécutives à la déforestation et l'installation des prairies dans le cas d'Oxisols situés dans l'un des États à plus fort taux de déforestation (Serrão et Toledo, 1990). Cette étude a considéré quatre Oxisols de texture très argileuse formés sur sédiments tertiaires (Formation Barreiras) et composant une chronoséquence forêt-prairies.

En Amazonie orientale, l'étude de la dynamique de la matière organique du sol et de l'agrégation après déforestation et installation des prairies dans la chronoséquence forêt-prairies ainsi définie a confirmé les interactions entre les trois compartiments définis par Juma (1991), à savoir : (1) physique (texture et structure), (2) biologique (matière organique du sol et biomasse microbienne) et (3) agronomiques (plantes et utilisation des sols).

Dans la présente étude, trois types de propriétés du sol modifiées par les actions anthropiques sont en interaction forte via la biodynamique de la matière organique : (1) la quantité et la réactivité de la matière organique, (2) les propriétés physico-chimiques du sol et (3) la structure et les propriétés physiques.

5. 1. Variations de la dynamique de la matière organique du sol

✯ La déforestation et l'installation des prairies n'a entraîné aucune modification significative des teneurs pondérales en carbone organique, mais s'est traduite par une augmentation des quantités volumiques de carbone, notamment dans les couches de surface (0-0,10 m). Sur 1 mètre de profondeur, ces quantités volumiques de carbone augmentent depuis le sol sous forêt (116 T ha^{-1}) jusqu'au sol sous prairie de 17 ans (126 T ha^{-1}) (Figure 5-1_a).

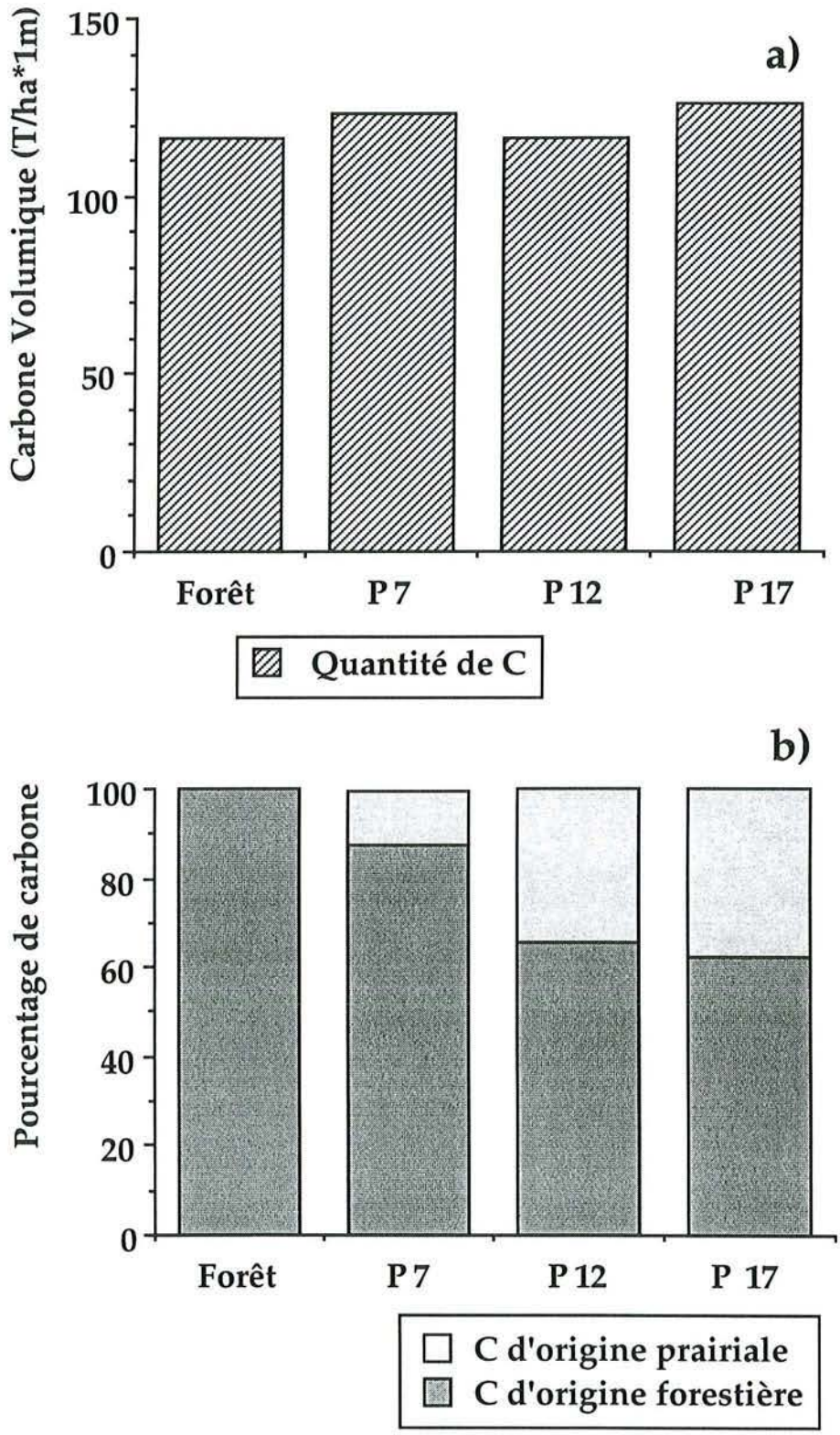


Figure 5-1: Quantités volumiques de carbone dans l'ensemble des couches (0-1 m) (a) et dans les couches organiques (0-0,10m) des sols de la chronoséquence forêt-prairies.

✯ Les variations de la dynamique de la matière organique sont marquées également par une augmentation des pourcentages relatifs de carbone d'origine prairiale avec l'âge des prairies qui, dans la couche de surface 0-0,10 m, passent ainsi de 12 à 38 % entre le sol sous prairie de 7 ans et le sol sous prairie de 17 ans (Figure 5-1$_b$).

Toutefois, comme observé dans la plupart des cas sous le tropique humide (Choné *et al.*, 1991 ; Desjardins *et al.*, 1994 ; Moraes *et al.*, 1996), à partir de 0,20 m de profondeur, les substitutions du carbone d'origine forestière par le carbone d'origine prairiale sont faibles. Seules de légères augmentations des quantités de carbone provenant de la prairie sont notées avec l'âge croissant des prairies. Cette évolution de la nature de la matière organique du sol se retrouve aussi au sein des agrégats stables à l'eau $> 200\ \mu m$, ce qui met en évidence le caractère agrégeant de ces matières organiques d'origine prairiale.

✯ Dans les couches de surface (0-0,10 m), nous avons également pu établir que la fraction légère de la matière organique des macroagrégats diminue le long de la chronoséquence forêt-prairies alors que, corrélativement, la fraction organo-minérale, plus dense, augmente. De plus, nous avons vu que l'installation des prairies se traduisait par une augmentation de la stabilité chimique du carbone et dans une moindre mesure, de l'azote, à l'hydrolyse acide. Néanmoins, à long terme (prairie de 17 ans), une baisse de la stabilité chimique du carbone, attribuable à un changement de la nature de la matière organique du sol, a été notée, d'autant que la graminée dominante de cette prairie (*Brachiaria humidicola*) est différente de celle des deux autres prairies.

✯ Enfin, nous avons montré que la biodégradabilité du carbone des couches de surface (0-0,10 m) diminue depuis le sol sous forêt jusqu'au sol sous prairie de 12 ans, puis augmente à nouveau dans le sol sous prairie de 17 ans (Figure 5-2). Il est probable que la matière organique du sol sous prairie de 17 ans est plus biodégradable que celle sous forêt, comme le suggère la différence de répartition de cette matière organique dans les compartiments physiques. La substitution de la matière organique d'origine forestière par la matière organique d'origine prairiale, plus réactive et s'associant fortement aux colloïdes minéraux, se traduit donc clairement par une dynamique de plus en plus lente, suite à l'installation des prairies.

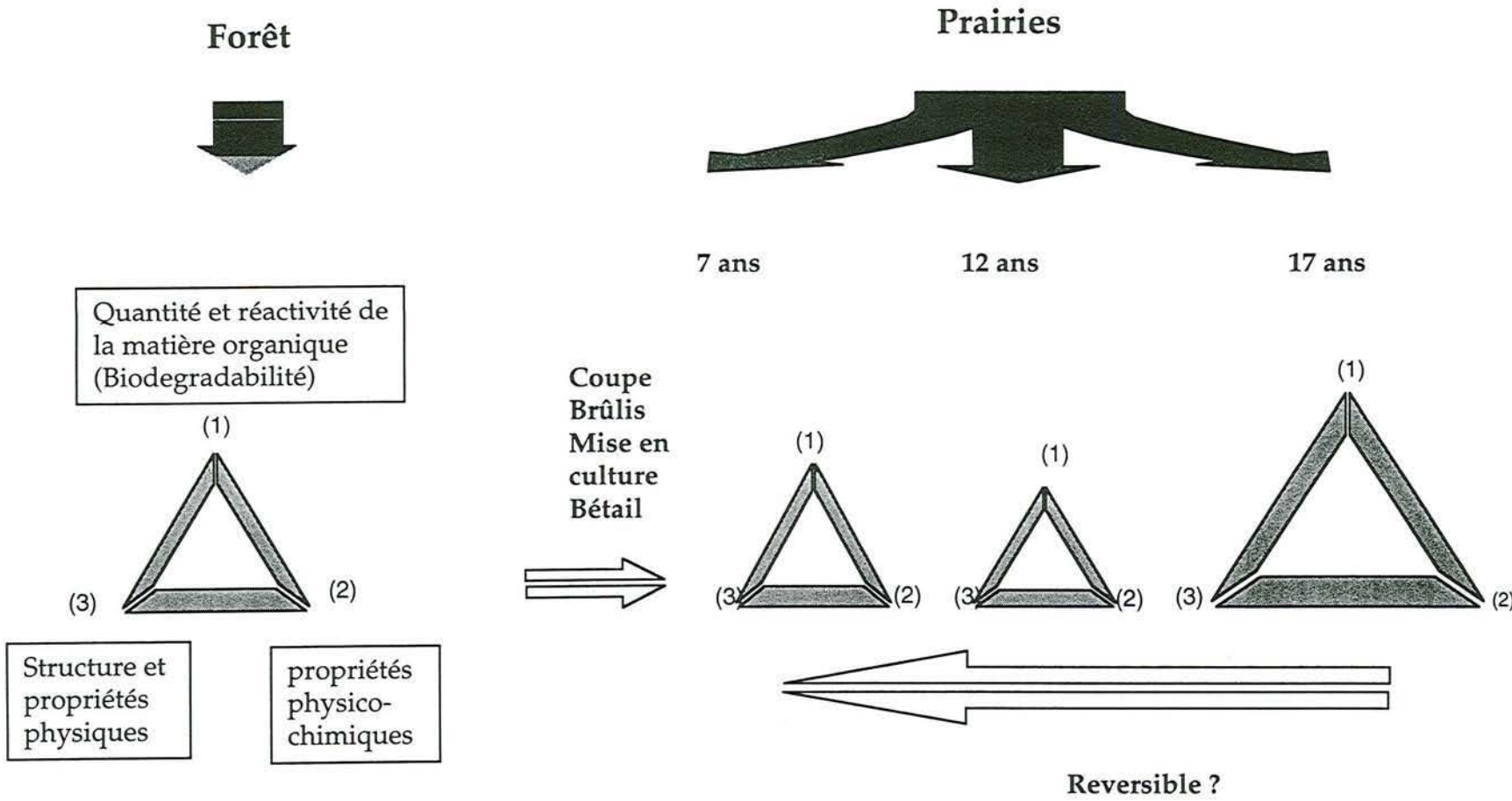


Figure 5-2 : Variations de la biodégradabilité de la matière organique de surface d'un Oxisol lors de la déforestation et de l'installation des prairies

L'inversion de cette tendance lorsque l'âge de la prairie dépasse 12 ans serait attribuable à (i) l'augmentation de la quantité de la matière organique, notamment celle d'origine prairiale (40 % du total en surface) et (ii) une dégradation générale du système prairial, en relation avec le mode de gestion de la prairie et des troupeaux. Ceci correspondrait à la durée seuil au-delà de laquelle l'effet bénéfique de l'installation des prairies tend à diminuer, comme l'a par exemple montré Hassink (1995), après 30 ans de pâturage.

5. 2. Variations des propriétés chimiques et physico-chimiques des sols

✯ Le brûlis et la fertilisation des sols qui ont précédé l'installation des prairies, et vraisemblablement le changement de la nature et de la réactivité de la matière organique du sol, ont entraîné une augmentation conjointe du pH, du ΔpH (charges négatives de surface) et de la CEC dans les couches organiques (0-0,40 m) (Figure 2-1). Ces résultats vont dans le sens des travaux antérieurs de Brinkman et Nascimento (1973) et de Diez *et al.* (1991) en Amazonie brésilienne et de ceux Serrão *et al.* (1979) et Hecht (1981) dans le bassin Amazonien.

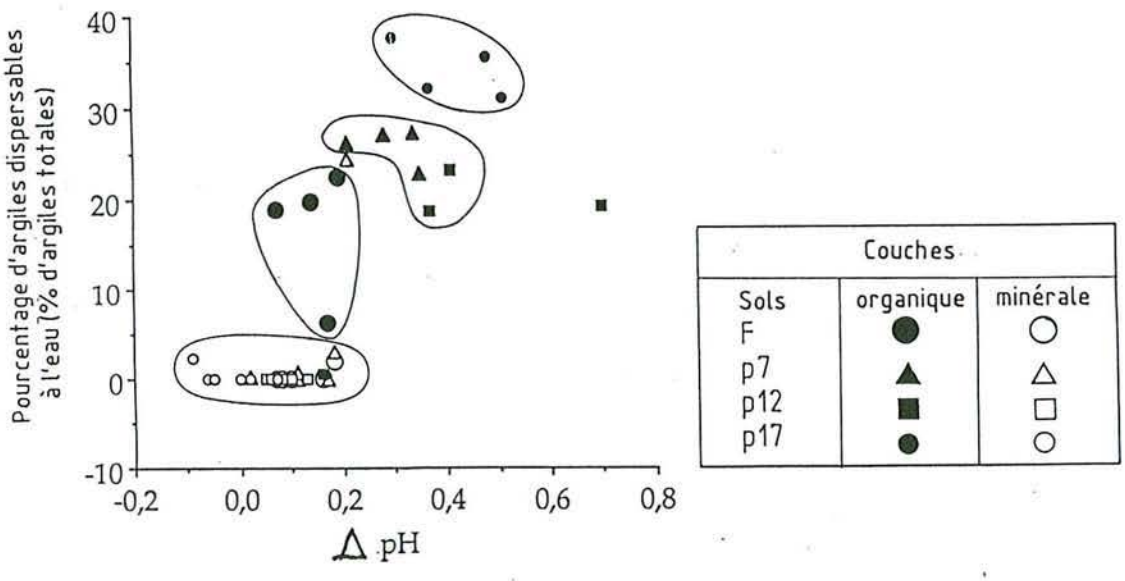


Figure 5-3 : Relation entre l'augmentation des charges négatives de surface et l'augmentation de la dispersabilité des argiles.

✯ L'augmentation des charges négatives de surface suit celle du pH et du ΔpH. Les charges variables de ces sols sont sans doute liées aux matières organiques ; sous prairie, elles résulteraient d'une augmentation des groupements fonctionnels organiques issus d'une part et de l'incorporation de la matière organique d'origine prairiale et d'autre part de la dégradation de la matière organique forestière. C'est ce qu'avaient décrit Martins (1987) et Martins *et al.* (1991) en d'autres termes, en montrant que la proportion d'acides fulviques augmentait par rapport aux acides humiques dans les systèmes de cultures post-forestières. Nous avons pu clairement établir dans les couches 0-0,40 m, à teneurs en carbone organique supérieures à 1 %, une relation positive entre cette augmentation des charges négatives de surface et l'augmentation de la dispersabilité des argiles (Figure 5-3).

5. 3. Variations des propriétés physiques des sols

✯ L'installation des prairies a entraîné une diminution de la porosité totale, notamment dans les couches de surface (0-0,10 m), qui est en grande partie attribuable au tassement par le piétinement du bétail ainsi qu'à l'action des machines utilisées pour le remorquage des arbres économiquement rentables après déforestation. Ces résultats confirment les travaux de Chauvel (1982) ; Chauvel *et al.* (1991) et Eden *et al.* (1991_a) en Amazonie brésilienne, ceux de Hecht (1981) dans d'autres régions du bassin Amazonien et ceux de Veldkamp (1994) au Costa Rica.

✯ Cette étude a permis d'établir que l'essentiel de la porosité des Oxisols étudiés correspond à la porosité des agrégats, déterminée par porosimètre à mercure (rayon poral <100 μm ; porosité de stockage plus porosité résiduelle de la Figure 5-3). Ainsi, les modifications des propriétés physiques des sols consécutives à l'installation des prairies se traduisent par une baisse de cette porosité des agrégats dans la couche 0-0,40 m, et notamment par une baisse de la porosité de stockage (rayon poral 0,5-100 μm). Ces résultats sont comparables à ceux trouvés par Chauvel *et al.* (1991) en Amazonie centrale. La baisse de la porosité de stockage reste prononcée pour l'ensemble des couches organiques (0-0,40 m), tandis que corrélativement, leur capacité de rétention d'eau diminue (Figure 2-6), comme l'avaient déjà montré Chauvel *et al.* (1991). Néanmoins, cette baisse de la porosité de stockage, néfaste pour la croissance de la plante, ne semble pas se poursuivre avec le vieillissement des prairies.

✯ Enfin, nous avons mis en évidence une corrélation positive entre la stabilité des agrégats et la teneur en carbone organique, confirmant aussi de nombreux travaux antérieurs (Tisdall et Oades, 1982 ; Bartoli *et al.*, 1988 ; Dutartre *et al.*, 1993). Pourtant, sur l'ensemble du profil, l'installation des prairies n'entraîne pas de modification de la stabilité des agrégats et aucune différence significative n'a été notée entre les quatre Oxisols étudiés. Ceci serait attribuable au fait que deux processus antagonistes coexistent : d'une part l'augmentation de la compacité des agrégats et d'autre part l'augmentation de la balance hydrophile/hydrophobe des surfaces rendant la pénétration de l'eau plus rapide (éclatement des agrégats par la pression exercée par l'eau sur l'air emprisonné).

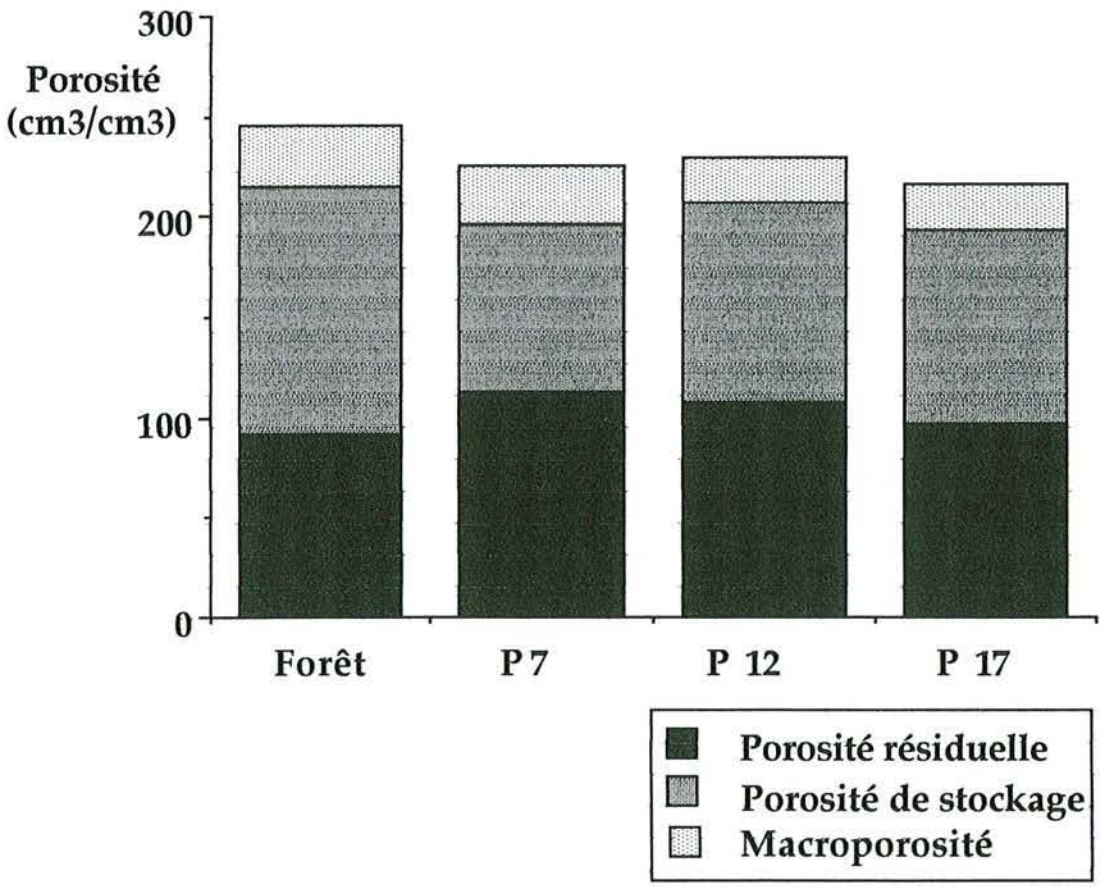


Figure 5-4 : Évolution des porosités dans les couches organiques (0-0,40 m) moyennes des Oxisols de la chronoséquence forêt-prairies. Porosité résiduelle (rayons de pores < 0,1 μm) ; porosité de stockage (rayons de pores 0,1-100 μm) et macroporosité (ayons de pores > 100 μm).

5. 4. Synthèse et perspectives

La déforestation et l'installation des prairies dans les sols de la chronoséquence d'Amazonie orientale choisie pour cette étude ont entraîné de profondes modifications de la biodynamique de la matière organique, des propriétés morphologiques, physico-chimiques et biologiques des sols (Figure 5-5).

✯ *Certaines de ces modifications sont défavorables*, telles que la baisse de la porosité de stockage d'eau et des nutriments et l'augmentation de la dispersabilité des argiles. Cela se traduit par une baisse de la fertilité physique de ces sols.

✯ *Au contraire, d'autres modifications sont bénéfiques*, telles que l'augmentation des charges négatives et de la CEC et l'augmentation de l'adhésion agrégats-agrégats. Cela se traduit par une augmentation de la fertilité chimique, et en partie physique, de ces sols.

✯ *La durabilité de l'installation des systèmes prairiaux* va donc dépendre en grande partie du mode de gestion, qui devra viser à assurer un équilibre entre ces ceux tendances antagonistes. L'augmentation des surfaces des prairies dégradées en Amazonie au cours des dernières années (Serrão et Toledo, 1990) indique que cet équilibre est rarement atteint, et qu'il nécessite des solutions adaptées à chacun des types de sol et de climat local rencontrés.

✯ Cette étude tend à montrer qu'une *approche pluridisciplinaire* est absolument nécessaire pour étudier l'impact de la déforestation et de l'installation des prairies sur la fertilité des sols. De même, l'approche statistique et géostatistique doit être développée afin de prendre en compte la variabilité des caractéristiques naturelles des milieux d'étude et l'intégrer dans les modèles prévisionnels.

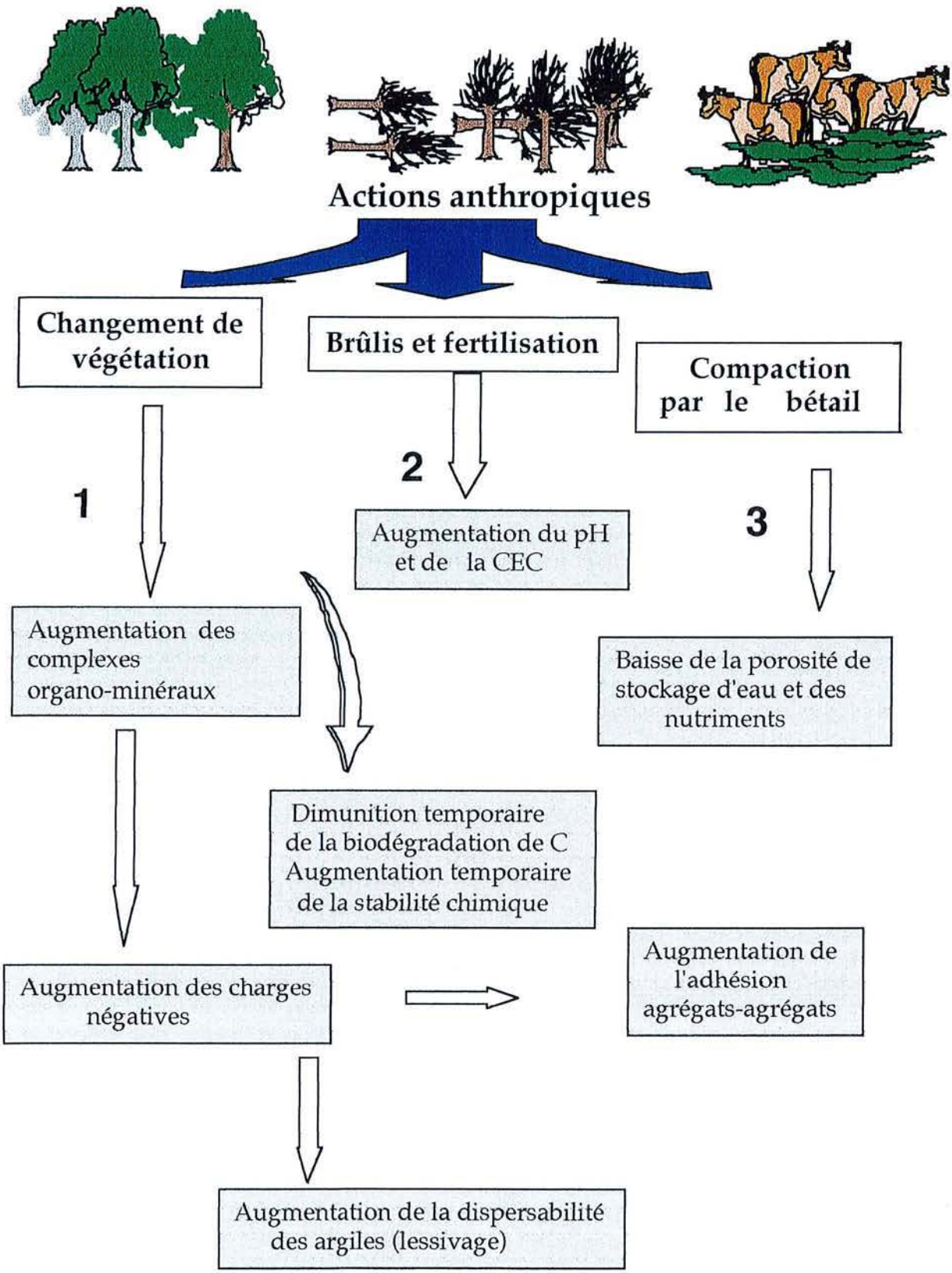


Figure 5-5 : Étapes successives de la déforestation et de l'installation des prairies et conséquences observées dans les sols (État de Pará, Brésil).

✯ Parmi les questions émergeant de ce travail, la *notion d'âge seuil* des prairies à partir duquel s'observe la dégradation reste à confirmer ou, en tout cas, à préciser. Un deuxième problème concerne la réversibilité de ces dégradations : elle n'a été envisagée ici qu'à titre d'hypothèse, et devrait être testée à l'aide d'une étude de l'évolution des propriétés des sols sous prairies en cours de réhabilitation. Pour cela, une plus large gamme de sites déforestés, en fonction de l'âge de déforestation, doit être étudiée, en essayant, dans la mesure du possible, d'avoir le même type de prairie et, en tout cas, comme dans le présent travail, le même type de sol et d'environnement bioclimatique.

✯
✯ ✯

Annexes

ANNEXE 1

Description morphologique des profils de la Fazenda Bosque

Forêt

Classification : Latossolos Amarelo Distróficos (Classification brésilienne), et trés probablement un Xanthic Hapludox dans la Soil Taxonomy (Herbillon, communication personnelle).

Date de la description : 04/05/93

Localisation : Fazenda Bosque. 9 km au Nord de Paragominas, à environ 1 km de l'intersection Bélem-Brasilia (BR-010).

Relief : plat.

Végétation : Forêt ombrophile sempervirente.

Litière : La couche L est assez abondante avec des feuilles dans des états de décomposition variables. La couche F est traversée par des racines abondantes formant un chevelu dense ainsi que de hyphes de champignons

Horizons

A_{11} (0-4 cm) : Brun gris sombre (7,5 YR 3/4) à l'état humide. Racines fines et moyennes abondantes. Quelques résidus fins de feuilles en décomposition. Texture argileuse. Structure fragmentaire, modérément grumeleuse. Très poreux. Peu compact, plastique et légèrement collant. Transition nette.

A_{12} (4-12 cm) : Brun gris clair (7,5 YR 4/2) à l'état humide. Racines fines et abondantes. Texture argileuse. Structure fragmentaire, grumeleuse et forte. Très poreux. Peu compact, plastique et collant. Transition graduelle.

A_3 (12-47 cm) : Brun jaunâtre (7,5 YR 5/4) à l'état humide. Racines grosses et fines abondantes. Texture argileuse à très argileuse. Structure polyédrique en agrégats de dimension moyenne. Très poreux. Présence de galeries d'animaux. Peu plastique, peu collant et friable. Transition graduelle.

B_1 (47-70 cm) : Jaune rougeâtre (7,5 YR 6/6) à l'état humide. Racines fines moyennement abondantes. Texture très argileuse. Structure polyédrique en petits agrégats fragiles. Poreux. Modérément plastique, friable. Transition graduelle.

B_2 (70-100 cm) : Jaune rougeâtre (7,5 YR 7/8) à l'état humide. Faiblement tacheté. Racines peu abondantes. Texture très argileuse. Structure Polyédrique en agrégats fragiles. Poreux, avec des pores fines. Peu plastique friable. Transition graduelle vers un niveau plus rouge.

Prairie de 7 ans

Classification : Latossolos Amarelo Distroficos (Classification brésilienne) et trés probablement un Xanthic Hapludox dans la Soil Taxonomy (Herbillon, communication personnelle).

Date de la description : 03/05/93.

Localisation : Fazenda Bosque. Environ 8 km au Nord de Paragominas, à km à l'Est de l'ancienne route Bélem-Brasilia, en direction du "Sitio Nova Canaa"

Relief : légèrement ondulé.

Végétation : Prairie de *Brachiaria brizantha*, assez clairsemée et semi-abondonnée. Présence de nombreuses adventices, y compris de gros bouquets de Jurubeba.

Litière : Abondante litière (1-1,5 cm d'épaisseur) de feuilles de graminées brunies, en cours de décomposition, parfois sèches. Fréquentes taches (20%) de sol nu et tassé par piétinement.

Horizons :

A_{11} (0-4 cm) : Brun gris sombre (7,5 YR 4/2) à l'état humide. Racines fines et moyennes abondantes. Charbons de bois (≤ 1,5 cm) abondants. Texture argileuse. Structure fragmentaire, finement grumeleuse. Nombreux pores, de petits à moyens. Plastique et légèrement collant. Transition graduelle vers la couche suivante.

A_{12} (4-20 cm) : Brun gris clair (7,5 YR 5/4) à l'état humide. Racines grosses (≥1 cm, provenant probablement d'arbres) en cours de décomposition, et racines fines abondantes. Texture argileuse. Structure fragmentaire, de grumeleuse à polyédrique, forte. Nombreux pores, de petits à moyens, et canaux d'activité faunique, de diamètre moyen. Modérément plastique et collant. Transition graduelle vers une couche plus jaune.

A_3 (20-65 cm) : Brun clair à jaune rougeâtre (7,5 YR 5/4) à l'état humide. Racines fines abondantes. Texture argileuse à très argileuse. Structure polyédrique en agrégats de tailles petites et moyennes. Pores modérément abondants, de petits à moyens. Friable et peu plastique. Transition graduelle.

B_1 (65-120 cm) : Jaune rougeâtre (7,5 YR 6/6) à l'état humide. Légèrement tacheté. Racines fines peu abondantes. Texture très argileuse. Structure de polyédrique à prismatique, fragile. Pores fins modérément abondants. Modérément plastique et friable.

Remarque : Après une forte pluie en fin d'après midi, les eaux de pluie se sont infiltrées en profondeur. On a pu noter une bonne infiltration des eaux des pluies dans les couches de surface et de profondeur.

Prairie de 12 ans

Classification : Latossolos Amarelo Distroficos (Classification brésilienne) ; Oxisol (Soil Taxonomy).

Date de la description : 02/05/93.

Localisation : Fazenda Bosque. Environ 9 km au Nord de Paragominas, à 500 m à l'Est de l'ancienne route Bélem-Brasilia.

Relief : plat à très légèrement ondulé

Végétation : Prairie de ***Panicum maximum*** parsemée d'adventices et Légumineuses (Mimosa, Pueraria).

Litière : Feuilles de graminées (et adventices) en cours de décomposition. Humide lors de l'échantillonnage.

Horizons :

A_{11} (0-4 cm) : Brun foncé (7,5 YR 5/2) à l'état humide. Racines fines et moyennes abondantes. Charbons de bois abondants. Texture argileuse. Structure fragmentaire, modérément grumeleuse. Très poreux, avec des canaux de petits vers de terre. Plastique et légèrement collant. Transition nette.

A_{12} (4-12 cm) : Brun clair (7,5 YR 5/4) à l'état humide. Racines fines abondantes. Texture argileuse. Structure fragmentaire, finement grumeleuse. Très poreux. Modérément plastique et collant. Transition graduelle.

A_3 (12-25 cm) : Brun jaunâtre (7,5 YR 5/4) à l'état humide. Quelques taches grises Racines fines modérément abondantes. Texture très argileuse. Structure en petits polyèdres fragiles. Poreux. Plastique. Transition graduelle.

B_1 (25-55 cm) : Brun rouille à jaune rougeâtre (7,5 YR 5/8) à l'état humide. Légèrement tacheté. Racines fines abondantes. Texture très argileuse. Structure polyédrique en petits agrégats. Très poreux Friable et plastique. Transition graduelle.

B_2 (55-100 cm) : Brun rouille à jaune rougeâtre (7,5 YR 5/6) à l'état humide. Légèrement tacheté, avec des traînées verticales plus claires par endroits. Racines fines peu abondantes. Texture très argileuse. Structure massive, polyédrique et fragile. Poreux. Peu plastique, friable. Transition graduelle vers des couches inférieures (1,50 m) plus rouille.

Remarque : Après une forte pluie en fin d'après midi, la fosse n'était remplie d'eau que sur environ 10 cm. On a pu noter une assez mauvaise infiltration des eaux de pluie dans les couches de surface.

Prairie de 17 ans

Classification : Latossolos Amarelo Distroficos (Classification brésilienne) ; Oxisol (Soil Taxonomy).

Date de la description : 01/05/93.

Localisation : Fazenda Bosque. Environ 9 km au Nord de Paragominas, à 500 m à l'Est de l'ancienne route Bélem-Brasilia (PA 125). À 1 km du site précédent.

Relief : légèrement ondulé.

Végétation : Prairie de ***Brachiaria humidicola***. Peu abondante et sèche. Adventices diverses, y compris quelques arbustes.

Litière : feuilles de graminées et adventices en cours de décomposition. État sec au début de l'échantillonnage. Indices de piétinement d'animaux.

Horizons :

A_{11} (0-4 cm) : Brun gris sombre (7,5 YR 5/4) à l'état humide. Racines fines et moyennes abondantes. Texture argileuse avec quelques graviers ronds allongés, de couleur orangée. Structure fragmentaire moyennement grumeleuse. Très poreux. Modérément plastique et collant. Transition graduelle.

A_{12} (4-12 cm) : Brun gris sombre à brun gris clair (7,5 YR 5/4) à l'état humide. Racines fines abondantes. Charbons de bois épars. Texture argileuse. Structure de grumeleuse à polyédrique. Très poreux. Modérément plastique et collant. Transition nette avec un fin niveau ondulé (10-12 cm) gris foncé, riche en racines fines et charbons de bois (0,2-0,4).

A_{13} (12-25 cm) : Brun rouille à jaune rougeâtre (7,5 YR 5/6). Taches rouilles dispersées. Racines fines modérément abondantes. Texture argileuse à très argileuse. Structure polyédrique en petits agrégats fragiles. Poreux Avec quelques canaux (de 0,2-0,4 cm) d'animaux. Plastique et collant. Transition graduelle.

B_1 (25-40 cm) : Brun rouille à jaune rougeâtre (7/5 YR 5/6) à l'état humide. Abondamment tacheté. Racines fines modérément abondantes. Texture très argileuse. Structure polyédrique en petits agrégats de taille moyenne. Poreux. Plastique Transition graduelle.

B_2 (40-60 cm) : Jaune rougeâtre (7,5 YR 6/6) à l'état humide. Légèrement tacheté. Racines fines peu abondantes. Texture très argileuse. Structure faiblement polyédrique, fragile. Poreux. Transition graduelle vers des couches inférieures (1,30 m) de même couleur, mais de moins en moins tachetées.

Remarque : Après une forte pluie en fin d'après-midi, la fosse est restée pleine d'eau sur environ 40 cm. On a pu noter une mauvaise infiltration des eaux de pluie dans les couches de surface, et localement un début de ruissellement.

ANNEXE 2

Tableaux

Tableau 1 : Caractéristiques chimiques des sols étudiés (les teneurs en cations, S et CEC sont exprimés en me/100g de sol sec)

Végétation	Profondeur (cm)	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^{+}	Na^{+}	S	H^{+}	Al^{3+}	Fe^{2+}	Mn^{2+}	CEC	pH_{H_2O}	pH_{KCl}	ΔpH
Forêt	0-10 cm	1,10	0,53	0,13	0,13	1,88	0,06	1,50	0,04	0,04	4,8	4,14	3,95	0,19
	10-20 cm	0,39	0,34	0,05	0,06	0,83	0,04	1,25	0,03	0,02	3,0	4,13	4,06	0,07
	20-30 cm	0,37	0,43	0,04	0,03	0,87	0,04	1,00	0,02	0,02	3,0	4,31	4,17	0,14
	30-40 cm	0,30	0,45	0,02	0,04	0,81	0,03	0,75	0,01	0,01	2,6	4,42	4,25	0,17
	40-50 cm	0,22	0,2	0,01	0,05	0,61	0,03	0,80	0,01	0,00	2,5	4,48	4,30	0,18
	50-60 cm	0,30	0,44	0,02	0,03	0,78	0,02	0,70	0,00	0,01	2,5	4,48	4,32	0,16
	60-70 cm	0,82	0,20	0,02	0,03	1,65	0,02	0,40	0,01	0,00	2,6	4,54	4,38	0,16
	70-80 cm	0,23	0,27	0,01	0,03	0,53	0,02	0,50	0,01	0,01	2,4	4,45	4,38	0,07
	80-90 cm	0,29	0,27	0,01	0,04	0,61	0,02	0,45	0,01	0,00	2,4	4,50	4,42	0,80
	90-100 cm	0,22	0,27	0,01	0,04	0,53	0,02	0,50	0,00	0,00	2,2	4,50	4,40	0,10
Prairie de 7 ans *Brachiaria brizantha*	0-10 cm	5,95	1,18	0,26	0,01	7,39	0,00	0,10	0,00	0,00	5,8	5,93	5,58	0,35
	10-20 cm	3,08	0,60	0,08	0,01	3,76	0,00	0,05	0,00	0,00	6,4	5,67	5,33	0,34
	20-30 cm	2,33	0,58	0,07	0,01	2,97	0,00	0,05	0,00	0,00	5,6	5,34	5,06	0,28
	30-40 cm	1,83	0,60	0,07	0,01	2,50	0,00	0,05	0,01	0,01	2,9	5,24	5,03	0,21
	40-50 cm	1,13	0,65	0,05	0,02	1,84	0,01	0,15	0,00	0,00	4,1	4,82	4,61	0,21
	50-60 cm	0,88	0,60	0,03	0,03	1,54	0,01	0,15	0,01	0,01	3,6	4,69	4,51	0,18
	60-70 cm	0,88	0,63	0,03	0,04	1,57	0,01	0,15	0,01	0,01	5,9	4,66	4,55	0,11
	70-80 cm	0,85	0,65	0,03	0,03	1,56	0,01	0,10	0,01	0,01	2,6	4,70	4,68	0,02
	80-90 cm	0,70	0,53	0,02	0,08	1,32	0,01	0,30	0,01	0,01	2,6	4,60	4,49	0,11
	90-100 cm	0,70	0,45	0,02	0,06	1,22	0,01	0,35	0,01	0,01	3,7	4,55	4,38	0,17
Prairie de 12 ans *Panicum maximum*	0-10 cm	4,08	1,00	0,13	0,02	5,22	0,01	0,10	0,00	0,04	8,4	5,43	4,73	0,70
	10-20 cm	2,08	0,47	0,05	0,05	2,63	0,01	0,15	0,00	0,01	4,7	4,94	4,53	0,41
	20-30 cm	1,05	0,21	0,02	0,02	1,29	0,02	0,40	0,00	0,00	4,4	4,63	4,26	0,37
	30-40 cm	0,89	0,17	0,02	0,02	1,10	0,03	0,50	0,00	0,00	4,4	4,40	4,24	0,16
	40-50 cm	0,79	0,18	0,02	0,03	1,01	0,02	0,45	0,00	0,00	4,6	4,40	4,27	0,13
	50-60 cm	1,90	0,24	0,06	0,17	2,37	0,02	0,60	0,01	0,00	2,7	4,40	4,32	0,08
	60-70 cm	0,70	0,22	0,02	0,02	0,95	0,01	0,40	0,00	0,00	2,3	4,40	4,34	0,06
	70-80 cm	0,69	0,26	0,02	0,04	1,00	0,01	0,35	0,01	0,00	4,3	4,45	4,35	0,10
	80-90 cm	0,51	0,36	0,01	0,02	0,89	0,01	0,25	0,01	0,00	1,7	4,50	4,40	0,10
	90-100 cm	0,55	0,36	0,01	0,03	0,94	0,01	0,20	0,00	0,00	3,0	4,50	4,45	0,05
Prairie de 17 ans *Brachiaria humidicola*	0-10 cm	3,95	1,25	0,52	0,06	5,73	0,00	0,00	0,01	0,02	7,1	5,70	5,19	0,51
	10-20 cm	2,40	0,53	0,29	0,03	3,25	0,00	0,10	0,00	0,01	4,6	5,62	5,14	0,48
	20-30 cm	1,86	0,43	0,15	0,03	2,47	0,00	0,00	0,00	0,01	3,7	5,50	5,13	0,37
	30-40 cm	1,85	0,39	0,09	0,04	2,36	0,00	0,00	0,00	0,01	3,4	5,46	5,16	0,30
	40-50 cm	1,23	0,29	0,03	0,04	1,58	0,00	0,05	0,00	0,00	3,1	4,96	5,05	-0,09
	50-60 cm	0,92	0,21	0,02	0,02	1,16	0,01	0,25	0,01	0,00	2,3	4,50	4,48	0,02
	60-70 cm	0,19	0,28	0,01	0,03	0,51	0,02	0,50	0,01	0,01	2,1	4,45	4,45	0,00
	70-80 cm	0,64	0,20	0,02	0,02	0,87	0,02	0,45	0,01	0,00	2,3	4,44	4,37	0,07
	80-90 cm	0,45	0,21	0,02	0,03	0,70	0,02	0,45	0,01	0,00	2,0	4,35	4,40	-0,05
	90-100 cm	0,33	0,22	0,01	0,01	0,56	0,00	0,40	0,00	0,00	2,1	4,37	4,43	-0,06

S = Somme des bases échangéables
CEC = Capacité totale d'échange cationique

Tableau 2 : Caractéristiques minéralogiques

Végétation	Profondeur (cm)	Fe ‰	Al ‰	Fe_2O_3 ‰	Al_2O_3 ‰	SiO_3 ‰	Fe_2O_3 ‰ M.J.	Fe_2O_3 ‰ A.T.	M.J./A/T.* 1000
Forêt	0-0,10	11,0	3,2	27,4	360	312	30,8	27,4	112,4
	0,10-0,20	10,4	3,2	28,2	375	318	29,1	28,4	103,3
	0,20-0,30	10,4	3,0	29,0	383	314	29,1	29,0	100,4
	0,30-0,40	9,8	3,6	33,0	398	307	27,4	33,0	83,2
	0,60-0,70	12,0	3,6	31,7	404	298	33,6	31,7	106,0
	0,90-1,00	11,6	3,6	31,9	411	294	32,5	31,9	101,8
Prairie de 7 ans	0-0,10	9,6	3,0	28,7	318	353	26,9	28,7	93,7
	0,10-0,20	9,6	2,8	29,6	336	347	26,9	29,6	90,8
	0,20-0,30	10,8	3,0	30,0	352	339	30,2	30,0	100,8
	0,30-0,40	9,6	2,8	30,7	360	333	26,9	30,7	87,6
	0,60-0,70	10,6	3,0	31,1	368	327	29,7	31,1	95,4
	0,90-1,00	10,6	3,2	31,8	370	323	29,7	31,8	93,3
Prairie de 12 ans	0-0,10	11,2	3,8	34,6	351	302	31,4	34,6	90,6
	0,10-0,20	10,6	3,2	35,2	373	291	29,7	35,2	84,3
	0,20-0,30	11,6	3,2	39,3	390	282	32,5	39,3	82,6
	0,30-0,40	11,6	3,4	37,4	397	280	32,5	37,4	86,8
	0,60-0,70	12,8	3,8	37,5	406	262	35,8	37,5	95,6
	0,90-1,00	11,8	3,8	36,9	407	260	33,0	36,9	89,5
Prairie de 17 ans	0-0,10	11,2	4,2	34,5	333	316	31,4	34,5	90,9
	0,10-0,20	11,4	3,6	37,1	362	318	31,9	37,1	86,0
	0,20-0,30	11,8	3,4	37,9	375	301	33,0	37,9	87,2
	0,30-0,40	12,8	4,2	43,7	382	293	35,8	43,7	82,0
	0,60-0,70	12,6	4,0	41,2	400	279	35,3	41,2	85,6
	0,90-1,00	12,6	4,0	40,5	405	277	35,3	40,5	87,1

Tableau 3 : Traitements statistiques des teneurs en argiles des sols étudiés.

Végétation	Moyennes (%)	Croissement	Différence	Limites	Différence statistique
Forêt (1) (couches organiques)	84,55	1-2	-0,25000	5,87097	*
Prairie de 7 ans (2) (couches organiques)	84,80	1-3	-6,30000	5,87097	**
Prairie de 12 ans (3) (couches organiques)	83,37	1-4	1,17500	5,87097	*
Prairie de 17 ans (4) (couches organiques)	90,85	2-3	-6,05000	5,87097	**
		2-4	1,42500	5,87097	*
		3-4	7,47500	5,87097	**

** = différence statistique significative
* = différence statistique non significative

Tableau 4 : Traitements statistiques des teneurs en carbone des sols étudiés.

Végétation	Croissement	Différence	Limites	Différence statistique
Forêt (1) (couches organiques)	1-11	1,3550	0,78676	**
Forêt (11) (couches minérales)				
Prairie de 7 ans (2) (couches organiques)	2-22	1,01333	0,78678	**
Prairie de 7 ans (22) (couches minérales)				
Prairie de 12 ans (3) (couches organiques)	3-33	0,97167	0,78676	**
Prairie de 12 ans (33) (couches minérales)				
Prairie de 17 ans (4) (couches organiques)	4-44	1,08333	0,78676	**
Prairie de 17 ans (44) (couches minérales)				
	1-2	0,26500	0,86185	*
	1-3	0,40000	0,86185	*
	1-4	0,27500	0,86185	*

** = différence statistique significative
* = différence statistique non significative

Tableau 5 : Pourcentages et distribution du C provenant de la forêt (Cpdf) et de la prairie (Cpdp) dans les agrégats stables à l'eau (ASE) et non (ANSE) des sols de la chronoséquence forêt-prairie.

Végétation	Profondeur (m)	ASE				ANSE			
		Poids (%)	C (mg g^{-1})	Cpdf (%)	Cpdp (%)	Poids (%)	C (mg g^{-1})	Cpdf (%)	Cpdp (%)
Forêt	0-0,10	65,1	34,7	100	-	34,9	32,5	100	-
	0,10-0,20	62,6	20,8	100	-	37,4	17,7	100	-
	0,20-0,30	49,0	15,5	100	-	51,0	14,3	100	-
	0,30-0,40	47,2	10,5	100	-	52,8	10,7	100	-
	0,60-0,70	37,2	5,7	100	-	62,8	6,2	100	-
	0,90-1,00	31,8	4,5	100	-	68,2	5,2	100	-
Prairie de 7 ans	0-0,10	71,2	26,3	88,3	11,7	28,8	28,9	88,2	11,8
	0,10-0,20	56,4	17,2	91,9	8,1	43,4	15,0	93,3	6,7
	0,20-0,30	56,8	11,5	95,6	4,4	43,2	11,7	98,2	1,8
	0,30-0,40	46,3	9,8	100	0,0	53,7	10,5	100	0,0
	0,60-0,70	50,0	7,5	96,9	3,1	50,0	7,9	99,8	0,2
	0,90-1,00	44,8	5,6	99,1	0,9	55,2	5,5	95,0	5,0
Prairie de 12 ans	0-0,10	62,3	31,6	62,7	37,3	37,7	26,7	71,8	28,2
	0,10-0,20	47,7	13,8	85,9	14,1	52,3	13,1	90,4	9,6
	0,20-0,30	48,3	9,8	93,6	6,4	51,7	10,3	93,8	6,2
	0,30-0,40	45,9	8,2	100	0,0	54,1	8,8	100	0,0
	0,60-0,70	40,4	5,7	100	0,0	59,6	6,2	99,4	0,6
	0,90-1,00	44,9	5,0	96,6	3,4	55,1	5,7	91,7	8,3
Prairie de 17 ans	0-0,10	81,4	31,1	64,8	35,2	18,6	32,9	67,7	32,3
	0,10-0,20	50,1	16,6	83,4	16,6	49,9	13,9	87,5	12,5
	0,20-0,30	39,7	11,2	85,6	14,4	60,3	11,6	91,3	8,7
	0,30-0,40	40,0	10,5	95,6	4,4	60,0	10,1	100	0,0
	0,60-0,70	30,1	7,0	100	0,0	69,9	6,6	98,6	1,4
	0,90-1,00	46,5	4,9	99,3	0,7	53,5	6,0	92.7	7.3

Tableau 6 : Pourcentages et distribution du C provenant de la forêt (Cpdf) et de la prairie (Cpdp) dans les fractions 200-2000 µm (FS) et 0-200 µm (FI)des sols de la chronséquence forêt-prairie

		FS				FI			
Végétation	Profondeur (m)	Poids (%)	C C (mg.g^{-1})	Cpdf (%)	Cpdp (%)	Poids (%)	C C (mg.g^{-1})	Cpdf (%)	Cdfp (%)
Forêt	0-0.10	4.7	101.0	100	-	95.3	31.4	100	-
	0.10-0.20	4.6	64.2	100	-	95.4	18.3	100	-
	0.20-0.30	4.0	35.2	100	-	96.0	13.7	100	-
	0.30-0.40	3.2	28.7	100	-	96.8	6.6	100	-
	0.60-0.70	2.2	8.8	100	-	97.8	4.8	100	-
	0.90-1.00	1.8	11.5	100	-	98.2	4.6	100	-
Prairie de 7 ans	0-0.10	5.2	61.6	57.6	42.4	94.8	27.2	83.4	16.6
	0.10-0.20	4.4	58.6	62.2	37.8	95.6	16.7	89.0	11.0
	0.20-0.30	3.9	33.0	43.5	56.5	96.1	12.5	94.2	5.8
	0.30-0.40	3.2	37.0	50.2	49.8	96.8	8.6	95.8	4.2
	0.60-0.70	2.4	16.4	100	0.0	97.6	6.1	100	0.0
	0.90-1.00	2.3	8.1	81.0	19.0	97.7	4.1	89.5	10.5
Prairie de 12 ans	0-0.10	4.6	74.7	52.4	47.6	95.4	27.3	67.1	32.9
	0.10-0.20	4.1	12.7	43.3	56.6	95.9	14.2	86.6	13.4
	0.20-0.30	3.7	9.9	31.4	68.6	96.3	7.3	92.1	7.9
	0.30-0.40	3.0	10.7	59.1	40.9	97.0	7 9	99.5	0.5
	0.60-0.70	2.3	5.3	83.0	17.0	97.7	5.6	100	0.0
	0.90-1.00	2.2	5.0	69.5	30.5	97.8	4.6	92.7	7.3
Prairie de 17 ans	0-0.10	5.1	56.0	45.6	54.4	94.9	26.5	61.3	38.7
	0.10-0.20	4.6	34.6	40.2	59.8	95.4	16.7	83.5	16.5
	0.20-0.30	4.1	18.9	20.1	79.9	95.9	12.3	90.3	9.7
	0.30-0.40	2.6	30.0	21.5	78.5	97.4	9.1	96.3	3.7
	0.60-0.70	2.2	8.3	100	0.0	97.8	5.3	100	0.0
	0.90-1.00	2.2	4.3	71.1	28.9	97.9	4.0	96.9	3.1

Références bibliographiques

Références bibliographiques

Alvim P.T. 1982. An appraisal of perennial crops in the Amazon Basin. *In* : S.B. Hecht (Editor). Amazonia : Agriculture and land use research. Centro Internacional de Agricultura Tropical, Cali, Colombia, 311-328.

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., 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.

Andreux F., Cerri C.C., Eduardo de P.B. et Choné Th. 1990. Humus contents and transformations in native and cultivated soils. The Science of the Total Environment, 90 : 249-265.

Andreux F. 1996. Humus in world soils. *In* : A. Piccolo (Editor). The Role and Action of Humic Substances in Terrestrial Ecosystems, Elsevier Sci. Publ. Chapter 2, 45-100.

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.

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.

Barois I., Villemin G., Lavelle P. et Toutain F. 1991. Transformation of the soil structure through *Pontoscolex corethrurus* (oligachaeta) intestinal tract. Geoderma, 56 : 37-55.

Bartoli F., Philippy R. et Burtin G. 1988. Aggregation in soils with small amounts of swelling clays. I. Aggregate stability. J. Soil Sci., 39 : 593-616.

Bartoli F., Philippy R. et Burtin G. 1992_a. Influence of organic matter in Oxisols rich in gibbsite or in goethite. I. Structures : the fractal approach. Geoderma, 54 : 231-257.

Bartoli F., Burtin G. et Guérif J. (1992_b). Influence of organic matter in Oxisols rich in gibbsite or in goethite. II. Clay dispersion, aggregate strength and water-stability. Geoderma, 54 : 254-274.

Barriuso E., Portal J.M. et Andreux F. 1987. Cinétique et mécanisme de l'hydrolyse acide de la matière organique d'un sol humifère de montagne. Can. J. Soil Sc., 67 : 647-658.

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

Berthelin J., Leyval C. et Toutain F. 1994. Biologie des sols et rôle des organismes dans l'altération et l'humification. *In* : M. Bonneau et B. Souchier (Éditeurs). Pédologie. 2. Constituants et propriétés du sol. (2ème Édition) Masson Paris, Milan, Barcelone. 143-221 pp.

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

Blanchart E., Lavelle P. et Spain A.V. 1989. Effects of two species of tropical earthworms (Oligochaeta : Eudrilidae) on the size distribution of aggregates in an African soil. Rev. Écolog. Biol. Sol, 26 : 417-425.

Blanchart E., Lavelle P. et Spain A.V. 1990. Effects of biomass and size of Millsonia anomala (Oligachaeta : Acanthodrilidae) on particle size aggregation in a tropical soil in the presence of Panicum Maximum (Gramineae). Biol. Fertil. Soils, 113-120.

Bohn H.L. 1976. Estimate of organic carbon in world soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 40 : 468-470.

Bohn H.L. 1982. Estimate of organic carbon in world soils: II. Soil Sci. Soc. Am. J., 46 : 1118-1119.

Boissezon Ph. de 1973. Les matières organiques des sols ferrallitiques. *In* : de Boissezon et al. (Éditeurs) Les sols ferrallitiques. ORSTOM Paris I.D.T. n°21, T.IV, 9-66.

Bonde T.A., Christensen B.T. et Cerri C.C. 1992. Dynamics of soil organic matter as reflected by natural ^{13}C abundance in the particle size fractions of forested and cultivated oxisols. Soil Biol. Biochem., 24 : 275-277.

Boonman J.G. 1993. East Africa's grasses and fodders : Their ecology and husbandry. Tasks for Vegetation Science, 29. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, Dordrecht.

Bouché M., Toutain F. et Rafidison Z. 1983. Étude de l'alimentation et du brassage pédo-intestinal du lombricien *Nicodrilus velox* (Annelida, lumbricidœ) par l'analyse élémentaire. Rev. Ecol. Biol. Sol, 20 : 49-75.

Bouwman A.F. 1990. Exchange of greenhouse gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere. *In* : A.F. Bouwman (Editor). Soils and the greenhouse effects, John Wiley and Sons Publishers.

Brinkman W.L.F. et Nascimento J.C. 1973. The effect of slash-and-burn agriculture on plant nutrients in Tertiary region of Central Amazônia. Acta Amazonica, 3 : 155-161.

Brown S. et Lugo A.E. 1990. Effects of forest clearing and succession on the carbon and nitrogen content of soils in Puerto Rico and US Virgin Islands. Plant and Soil, 124 : 53-64.

Camargo M.N., Kahn E. et Kaufmann J.H. 1987. Sistema brasileiro de classificação de solos. Boletim Inf. Soc. Bras. Ci. Solo, Campinas 12 : 11-13.

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. For. Ecol. Manag., 38 : 247-257.

Chaussod R., Houot S., Guiraud G. et Hétier J.M. 1988. Size and turnover of the microbial biomass in agricultural soils : laboratory and field experiments. In : D.S. Jenkinson et E. Smith (Editors). Nitrogen efficiency in agricultural soils, Elsevier Applied Sci., 312-326.

Chauvel A. 1982. Os latossolos amarelos álicos argilosos dentro dos ecosistemas das bacias experimentais do INPA e da região Vizinha. Acta Amazonica, 12 : 47-60.

Chauvel A., Guillaumet J.-L. et Schubart H.O.R., 1987. Importance et distribution des racines et des êtres vivants dans un "latossol" argileux sous forêt amazonienne. Rev. Ecol. Biol. Sol, 24 (1) : 19-48.

Chauvel A., Grimaldi M. et Tessier D. 1991. Changes in soil pore space distribution following deforestation and revegetation. An example from the Central Amazon Basin (Brazil). Forest Ecol. Manag., 38 : 259-271.

Choné 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 ^{13}C isotopic composition. *In* : J. Berthelin (Editor). Diversity of Environmental Biogeochemistry. Elsevier, Amsterdam, 397-405.

Christensen B.T. et Sörensen 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. 1987. Decomposability of organic matter in particle size fractions from field soils with straw incorporation . Siol Biol. Biochem., 19 : 429-435.

Dawod V. et FitzPatrick E.A. 1991. Some population and effects of thenechytraeidae (Oligochaeta) on soil structure in a selection of Scottish soils. Georderma, 56 : 173-178.

Deines P. 1980. The isotopic composition of reduced organic matter. *In* : P. Fritz et J.C. Fontes (Editors). Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, 1 : 329-406.

Desjardins Th. 1991. Variations de la distribution des matières organiques (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. Thèse Doct. Uni. Nancy, 144p. + annexes.

Desjardins Th., Andreux F., Volkoff B. et Cerri C.C. 1994. Organic carbon and ^{13}C contents in soils and soil size-fractions, and their changes due to deforestation and pasture installation in eastern Amazonia. Geoderma, 61 : 103-118.

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

Detwiller R.P. et Hall C.A.S. 1988. Tropical forests and global carbon cycle. Science, 239 : 42-47.

Didden W.A.M. 1990. Involvement of enchytraeidae (Oligochaeta) in soil structure evolution in agricultural fields. Biol. Fertil. Soils, 9 : 152-158.

Diez J.A., Polo A, Cerri C.C. et Andreux F. 1991. Influênça do pousio e da pastagem sobre a dinâmica de nutrientes em oxissolos recentemente desflorestados na Amazônia oriental. Pesq. Agropec. Bras., 26 (1) : 77-83.

Doirisse M. 1989. Note technique concernant le prélèvement, l'imprégnation et la confection de lames minces de sols au Centre de Pédologie Biologique. Note technique CPB/CNRS , 32 (2ème Édition).

Duchaufour Ph. 1995. Abrégé de Pédologie. Masson, Paris, 289 pp.

Dutartre Ph., Bartoli F., Andreux F., Portal J.M. et Ange A. 1993. Influence of content and nature of organic matter on the structure of some sandy soils from West Africa. Geoderma, 56 : 459-478.

Dutra S., Serrão E.A.S., Veiga J.B. da, Simão Neto M. et Vasconcelos R.A. 1990. Sistemas de produção pecuaria na região de Paragominas, Pará, Brasil. In : Meeting of Int. Network on Tropical Pasture Evaluation, Lima, Centro Internacional de Agricultura Tropical, 2 : 1083-1089.

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.

Eden M.J., Furley P.A., Mc Gregor D.F.M., Milliken W. et Ratter J.A. 1991_a. Effect of forest clearance and burning on soil properties in northern Roraima. Brazil. Forest Ecol. Manag., 38 : 283-290.

Eden M.J., McGregor D.F.M. et Vieira N.A.Q. 1991_b. Pasture development on cleared forest land in northern Amazonia. Geographical Jour., 156 : 283-296.

Edwards A.P. et Bremner J.M. 1967. Dispersion of soil particles by sonic vibration. J. Soil Sci., 18 : 47-63.

Elliot E.T. et Coleman D.C. 1988. Let the soil work for us. Ecol. Bull., 39 : 1-10.

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

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

Feigl J.B., Melillo J. et Cerri C.C. 1995. Changes in the origin and quality of soil organic matter after pasture introduction in Rondônia (Brazil). Plant and Soil, 175 : 21-29.

Feller C. 1994. La matière organique dans les sols tropicaux à argiles 1:1. Recherche de compartiments organiques fonctionnels. Une approche granulométrique. Thèse Doct. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, France. 246 pp.

Feller C., Albrecht A. et Tessier D. 1995. Aggregation and organic carbon storage in kaolinitic and smectitic tropical soils. *In* : Advances in Soil Science. Vol. Springer-Verlag, New York.

Fiès J.C. 1984. Analyse de la répartition du volume des pores dans les assemblages argile-squelette : comparaison entre un modèle d'espace poral textural et les données fournies par la porosimétrie au mercure. Agronomie, 4 : 319-355.

Fiès J.C. 1992. Analysis of soil textural porosity relative to skeleton particle size, using mercury porosimetry. Soil Sci. Soc. Am. J., 56 : 1062-1067.

Fiès J.C. et Bruand A. 1990. Textural porosity analysis of a silty clay soil using pore volume balance estimation, mercury porosimetry and quantified backscattered electron scanning image (BESI). Geoderma, 47 : 209-219.

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. C.R. Acad. Sci. Paris, Série D, 284 : 1655-1657.

Gombeer R. et d'Hoore J. 1971. Induced migration of clay and other moderately mobile soil constituents. III. Critical soil/water dispersion ratio, colloid stability and electrophoretic mobility. Pédologie, XXI : 311-342.

Hassink J. 1995. Organic matter dynamics and N mineralization in grassland soils. Thesis of Agricultural University of Wageningen. 241 pp + Annexes.

Hecht S.D. 1981. Deforestation in the Amazon basin: magnitude, dynamics and soil resource effects. Stud. Third World Soc., 13 : 663-684.

Houghton R. et Woodwell G. 1989. Le réchauffement de la terre. Pour la Science, 140 : 22-30.

Houghton R.A., Skole D.L. et Lefkowitz D.S. 1991. Changes in the landscape of Latin America between 1850 and 1985. II. Net release of CO_2 to the atmosphere. For. Ecol. Manag., 38 : 173-199.

I.N.P.E. 1992. Deforestation in Brazilian Amazonia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, Brazil.

Jeanroy E. 1974. Analyse totale par spectrométrie d'adsorption atomique des roches, sols, minéraux, ciments après fusion au metaborate de strontium. Analusis, 2 : 703-712.

Jenkinson D.S. et Rayner J.H. 1977. The turnover of soil organic matter in some Rothamsted classical experiments. Soil Sci., 123 : 298-305.

Jones J.A. 1973. The organic matter content of the savanna soils of west Africa. J. Soil Sci. 24 : 42-53.

Juma N. G. 1991. Interrelationships between soil structure/texture, soil biota/soil organic matter and crop production. Geoderma, 57 : 3-30.

Kemper W.D. et Rosenau R.C. 1966. Aggregate stability and size distribution. *In*: Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods. A. Krute (Editor). Agronomy Monograph n°9 (2^{nd} edition), pp. 425-442. American Society of Agronomy - Soil Science Society of America, Madison.

Klinge H., Rodrigues W.A., Brunig E. et Fittkau E.T. 1975. Biomass and structure in a central amazonian rain forest. *In* : F.B. Colley and E. Medina (Editors). Tropical Ecological Systems, Ecological studies II. Springer Verlag, New York , 115-122.

Lal R., Sanchez P.A. et Cummings R.W. 1986. Land clearing and development in the Tropics. Balkema, Rotterdam, Boston.

Laudelout H., Meyer J. et Peeters A., 1960. Les relations quantitatives entre la teneur en matières organiques du sol et le climat. Agricultura (Louvain), Vol. 8 (1) : 103-140.

Lavelle P. 1983. The Soil System in the Humid Tropics. Symposium "Savanna and Woodland Ecosystems in tropical America and Africa; a comparison". Brasilia, Oct. 1983 (ICSU/UNDP). 2-16.

Lavelle P. 1987. Biological processes and productivity of soils in the humid tropics. *In* : Lovelock J. and Dickinson R.E. (Editors). Geophysiology of Amazonia. New York. USA. John Wiley.

Lee K.E. 1985. Earthworms : their ecology and relationships with soils and land use. Academic Press, London and New York.

Liegel L.H. 1992. An overview of carbon sequestration in soils of Latin America *In*: F.H. Beinroth (Editors). Organic carbon Sequestration in the Soils of Puerto Rico. Dept. of Agronomy and Soils. University of Puerto Rico, Mayaguez, PR.

Mann L.K. 1986. Changes in soil carbon storage after cultivation. Soil Science, 142(5) : 279-288.

Mariotti A. et Balesdent J., 1990. ^{13}C natural abundance as a tracer of soil organic matter turnover and paleoenvironment dynamics. Geochemistry of the Earth's surface and mineral formation. 2nd International symposium. 217-219.

Martin A., Mariotti A., Balesdent J., Lavelle P. et Vouattoux R. 1990. Estimates of the organic matter turnover rate in savanna soil by the ^{13}C natural abundance. Soil Biol. Biochem., 22 : 517-523.

Martins P.F.S. 1987. Propriedades de solos sob floresta natural e sua alteração em consequência do desmatamento e cultivo, na Amazônica oriental. Thèse de Doctorat de l'Université de São Paulo ESALQ-Piracicaba, SP, Brésil, 233pp.

Martins P.F.S., 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 Ecol. Manag., 38 : 273-282.

McGill W.A., Shields J.A. et Paul E.A. 1975. Relation between carbon and nitrogen turn-over in soil organic fractions of microbial origin. Soil Biol. Biochem., 7 : 57-63.

Meijboom F., Hassink J. et Noordwijk M. 1995. Density fractionation of soil organic matter using silica suspensions. Soil Biol. Biochem., 27 : 1109-1111.

Mehra O.P. et Jackson M.L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate buffered with sodium bicarbonate. Clays and Clay Minerals, 7 : 317-327.

Mekaru T. et Uehara G. 1972. Anion adsorption in ferrugineous tropical soils. Soil Sci. Soc. Am. Proceedings, 36 : 296-300.

Motavalli P.P., Palm C.A., Parton W.J., Eliott E.T. et Frey S.D. 1994. Comparison of laboratory and modeling simulation methods for estimating soil carbon pools in tropical forest soils. Soil Biol. Biochem., 26 (8) : 935-944.

Moraes de J.F.L., Volkoff B., Cerri C.C. et Bernoux M. 1996. Soil properties under Amazon forest and changes due to pasture installation in Rondônia, Brazil. Geoderma, 70 : 63-81.

Mori S.A., Boom B.M. et Prance G.T. 1981. Distribution patterns and conservation of Eastern Brazilian coastal forest tree species. Brittonia, 33 : 233-245.

Mulongoy K. et Merckx R. 1986. Soil Organic Matter dynamics and sustainability of Tropical agriculture. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, UK.

Nascimento C. et Homma A. 1984. Amazonia : meio ambiente e tecnologia agrícola. Belém, EMBRAPA/CPATU. 282 p. EMBRAPA/CPATU Documentos, 27.

Nepstad D.C. 1989. Forest regrowth in abandoned pastures of Eastern Amazonia: Limitations to three seedlings survival and growth. Doct. Thesis of University of Yale. Haven.

Newbould P. 1980. Losses and accumulation of organic matter in soils. *In* : D. Boels, D.B. Davies et A.E. Johnston (Editors). Land use seminar on soil degradation, Wageningen, 13-15 October 1980, A.A. Balkema, Rotterdam, 107-131.

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

Nissenbaum A. et Shallinger K.M. 1974. The distribution of the stable carbon isotope ($^{13}C/^{12}C$) in fractions of soil organic matter. Geoderma, 11 : 131-145.

Oades J.M. 1984. Soil organic matter structural stability: mecanisms and implications for management. Plant and Soil, 76 : 319-337.

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

Parton W.J., Schimel D.S., Cole C.V. et Ojima D.S. 1987. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. Soil Sci. Soc. Amer. J., 51 : 1173-1179.

Pires J.M. 1974. Vegetação do Brasil. Brasil Florestal (V) 17 : 48-58.

Post W.M., Emanuel W.R., Zinke P.J. et Stangenberger A.G. 1982. Soil carbon pool and world lifes zones. Nature, 298 : 156-159.

Puget P., Chenu C. et Balesdent J. 1995. Total and young organic matter distributions in aggregates of silty cultivated soils. European J. Soil. Sci., 46 : 449-459.

Rouiller J., Burtin G. et Souchier B. 1972. La dispersion des sols dans l'analyse granulométrique. Méthode utilisant les résines échangeuses d'ions. Bull. ENSAIA Nancy XIV, Fasc. II. 193-205.

Salati E. et Vose P.B. 1984. Amazon basin : a system in equilibrium. Science, 225 : 129-138.

Salati E. 1986. The climatology and hydrology of Amazonia. In : Prance G.T. and Lovejoy (Editors) Amazonia. Pergamon Press, Oxford 167-267.

Sanchez P.A. 1976. Properties and Management of Soils in the tropics. John Wiley and Sons. (Editors), 618 pp.

Sanchez P.A., Bandy D.E., Villachica J.H. et Nicholaides J.J. 1982. Amazon basin soils : management for continuous crop production. Science, 316 : 821-827.

Sanchez P.A. et Miller R.H. 1986. Organic matter and soil fertility management in acid soils of the tropics. In : Trans. 13ème Cong. Int. Sci. sol, 6 : 609-625.

Schlesinger W.H. 1986. Changes in soil carbon storage and associated properties with disturbance and recovery. In : J.R. Trabalka et D.E. Reichle (Editors). The changing carbon cycle: A global analysis. Springer, New York, USA. 194-220.

Schnitzer M. 1991. Soil organic matter. The next 75 years. Soil Science, 75th Anniversary vol., 151 (1) : 41-58.

Serrão E.A.S., Falesi I.C., da Veiga J.B. et Texeira Neto, J.F. 1979. Productivity of cultivated pastures on low fertility soils of the Amazon region of Brazil. *In*: P.A Sanchez et T.E. Tergas (Editors). Pasture production on acid soils of the tropics, CIAT, Cali. Colombia. 195-225.

Serrão E.A.S. et Toledo J.M. 1990. The search for sustainability in Amazonian pastures. *In:* A.B. Anderson (Editor). Alternatives to deforestation: steps toward sustainable utilization of Amazon forests, Colombia University Press, New York, pp. 195-214.

Serrão E.A.S. et Homma A.K.O. 1992. Agriculture in the Amazon : the question of sustainability. EMBRAPA/CPATU. Belem, Pará, Brésil. 72 pp + Annexes.

Shipitalo M.J. et Protz R. 1988. Factors influencing the dispersability of clay in worm casts. Soil Sci. Soc. Am. J., 52 : 764-769.

Skjemstad J.O., Le Feuvre R.P. et Prebbie R.E. 1990. Turnover of soil organic matter under pasture as determined by ^{13}C natural abundance. Soil Fertility and Plant nutrition. Aust. J. Soil Res., 28 : 267-276.

Smith B.N. et Epstein S. 1971. Two categories of $^{13}C/^{12}C$ ratios for highers plants. Plant Physiol., 47 : 380-384.

Sombroek W.B. 1984. Soils of the Amazon region. *In* : H. Sioli (Editor). The Amazon. Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin. W. Junk Publ. Group, Dordrecht, 521-535.

Swift M.J. et Heal O.W. et Anderson J.M. 1979. Decomposition in Terrestrial Ecosystems . Blackwell Scientific, Oxford, England.

Tavares-Filho J. 1992. Comportement physique d'un sol argileux d'Amazonie. Étude du tassement et influence de l'histoire hydrique. DEA. Univ. Nancy I. 53 pp.

Tessens E. 1984. Clay migration in upland soils of Malaysia. Journal of Soil Science, 35 : 615-624.

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 : 509-513.

Tisdall J.M. et Oades J.M. 1980. The management of ray-grass to stabilize aggregates of red-brown earth. Aust. J. Soil. Res., 18 : 415-422.

Tisdall J.M. et Oades J.M. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. J. Soil Sci., 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.

Van Bremeen N. 1991. Decomposition and accumulation of organic matter in terrestrial ecosystems : Research priorities and approaches. *In*: N. Van Bremeen (Editor). Ecosystem Research Report n° 1, Doorwerth, The Netherlands. 105 pp.

Van Veen J. et Kuikman P.J. 1990. Soil structural aspects of decomposition of organic matter. Biogeochem., 11 : 213-233.

Veldkamp E. 1994. Organic carbon turnover in three tropical soils under pasture after deforestation. Soil. Sci. Soc. Am. J., 58 : 175-180.

Vitorello V.A., Cerri C.C., Andreux F.G., Feller C. et Victoria R., 1989. Organic matter and naturel carbon -13 distribution in forested and cultivated oxisols. Soil Sci. Soc. Am. J., 53 : 773-778.

Volkoff B. et Cerri C.C. 1987. Carbon isotopic fractionation in subtropical Brazilian grassland soils. Comparison with tropical forest soils. 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., Vol. XXIV. 2 : 83-95.

Watson J.R. et Parsons J.W. 1974. Studies of soil organo-mineral particles : I Carbon and nitrogen distribution. Soil Sci. Soc. Am. J., 43 : 324-328.

Whitmore T.C. 1990. An introduction to tropical rain forests. *In* : T.C. Whitmore (Editor). Oxford Clarendon Press. 12+ 226 pp.

Zhang H. et Shrader S. 1993. Earthworm effects on selected physical and chemical properties of soil aggregates. Biol. Fertil. Soils, 15 : 229-234.

S.C.D. - U.H.P. NANCY 1 SCIENCES BIBLIOTHÈQUE

Résumé

La présente étude est centrée sur les modifications des propriétés des sols du tropique humide forestier, en relation avec la dynamique de la matière organique, au cours des vingt premières années suivant la déforestation et l'installation de prairies de graminées. L'étude a été réalisée sur un site localisé dans l'État de Pará (Amazonie orientale), sur matériaux d'altération argileux et sous pluviométrie moyenne comportant une longue saison sèche de juillet à novembre. Sur ce site, une chronoséquence de sols ferrallitiques (Oxisols) incluant un sol sous forêt faiblement anthropisée et trois sols sous prairies d'âges croissants (7, 12 et 17 ans) a été étudiée. Au long de cette chronoséquence, les quantités de matières organiques sont moins affectées que leur composition et leur dynamique : sur 1 m de profondeur, les quantités de carbone atteignent 116 T ha^{-1} dans les sols sous forêt et sous prairie de 12 ans, et 123 et 126 T ha^{-1}, respectivement sous prairies de 7 ans et de 17 ans. En revanche, sur la base des valeurs de $\delta^{13}C$ les proportions de carbone d'origine graminéenne ont été calculées. Elles augmentent avec l'âge des prairies, en particulier dans les couches de surface, où elles passent de 12% sous la prairie de 7 ans à 38% sous celle de 17 ans. Une dégradation des propriétés physico-chimiques est observée après installation des prairies, se traduisant par une baisse de la porosité totale et de la macroporosité dans les couches de surface (0 - 0,10 m) et par une baisse de la porosité de stockage et une augmentation des charges négatives de surface et de la dispersabilité des argiles dans l'ensemble des couches organiques (0 - 0,40 m).

L'installation des prairies a entraîné une amélioration de la stabilité des agrégats des couches de surface, en relation avec les changements en quantité, et surtout en nature, des matières organiques, et avec l'augmentation de l'activité des populations de vers de terre. Au nombre des modifications qualitatives des matières organiques de surface, on a pu noter une diminution de la part des fractions légères (matières organiques fraîches) et une augmentation des fractions denses (combinaisons organo-minérales), en fonction de l'âge des pairies. De même, un accroissement temporaire de la stabilité chimique et surtout biologique des matières organiques de surface a été observé sous les prairies de 7 et 12 ans, mais n'a pas été confirmé sous la prairie de 17 ans.

L'ensemble de ces résultats montre que le passage de la forêt à la prairie entraîne aussi des modifications qualitatives des matières organiques contribuant plus ou moins efficacement à contrebalancer la dégradation des propriétés physico-chimiques du sol. Même si la structure est améliorée en surface sous l'influence des matières organiques d'origine graminéenne, la porosité du sol décroît et la dispersion des argiles augmente, entraînant une baisse de perméabilité et d'aération des sols. Les améliorations observées d'abord pourraient n'être que temporaires, comme le suggère la baisse de la stabilité biologique des matières organiques nouvellement formées.

Mots clés : matière organique, propriétés physico-chimiques, Oxisol, forêt tropicale, prairies de graminées.

Abstract

This study deals with the changes of soil properties related with the soil organic matter (SOM) dynamics during the first twenty years after forest clear felling and pasture installation in the humid tropic. The study site was located in the eastern Amazon basin (State of Pará) on clayey weathered sediments and under tropical climate with a long wet saison from July to November. A chronosequence of four ferallitic soils (Oxisols) was selected, including one rain forest and three pasture of 7, 12 and 17 years, respectively.

Studies of SOM changes along this forest-to-pasture sequence were based on total carbon and ^{13}C measurements, which allowed to calculate the distribution of carbon derived from forest and pasture throughout the profiles down to 1 m depth. Carbon contents reached 116 T ha^{-1} under forest and 12 year old pasture, 123 T ha^{-1} under 7 year pasture and 126 T ha^{-1} under 17 year old pasture. In the topsoil (0-0.10 m) carbon derived from pasture increased from 12 % in the 7 year old pasture to 38 % in the 17 year old pasture. Moreover a degradation of physical-chemical properties was noted after pasture installation: the total porosity and macroporosity decreased in the topsoil, the storage porosity generally decreased, whereas the surface negative charges and clay dispersability increased in the 0-0,40 m layers.

Pasture establishment has induced an improvement of aggregate stability in the topsoil, in relation with the change of SOM contents and nature and the increase of faunal activity such as earthworms. In the topsoil, the changes of SOM quality was evaluated by a decrease of the proportion of light fraction (raw organic matter) and an increase of heavy fraction (organo-mineral macroaggregates) with increasing age of pasture. In addition, temporary increase of SOM biological and chemical stability was observed in the 7 and 12 year old pastures.

These results show that pasture establishment induced positive changes in SOM quality, which aimed at compensing the degradation of soil physical-chemical properties. Eventhrough structural stability was improved in the topsoil due to the influence of SOM derived from pasture plants, soil porosity decreased, resulting in limited soil permeability and aeration. The improvement of soil properties observed during the first years could therefore be temporary, as suggested by the decreasing biological stability of newly formed organic matter.

Keys-words : Soil organic matter, physical-chemical properties, Oxisol, tropical forest, pastures.

Resumo

O presente estudo está centrado nas modificações das propriedades dos solos de floresta tropical húmida relacionadas às modificações da matéria orgânica provocadas pela instalação de pastagens de gramíneas aolongo de vinte anos. O estudo foi realizado em uma fazenda localizada no Estado do Pará (Amazônia Oriental), em materiais de alteração argilosa esob condições pluviométricas médias constituídas de uma longa estação seca de julho a novembro. Nesta fazenda foi particularmente estudada uma seqüência cronológica incluindo um solo de floresta fracamente moficada pela ação antrópica e três solos de pastagens de idades crescentes (7, 12 e 17 anos).

Ao longo desta seqüência cronológica os volumes de matéria orgânica foram menos afetados que as suas composição e dinâmica: a um metro de profundidade as quantidades de carbono atingem 116 T ha^{-1} nos solos da floresta e do pasto de 12 anos, assim que 123 e 126 T ha^{-1}, respectivamente, em pastagens de 7 e 17 anos. Por outro lado, com base nos valores de ^{13}C foram calculadas as proporções de carbono originado das gramíneas. Elas aumentam com a idade das pastagens, em particular nas camadas de superfície, onde elas passam de 12% na pastagem de 7 anos a 38% naquela de 17 anos. Uma degradação das propriedades físico-químicas foi observada após a instalação das pastagens, traduzindo-se por uma diminuição da porosidade total e da macroporosidade nas camadas da superfície (0-0,10 m) e por uma redução da porosidade de armazenamento e um aumento das cargas de superfície e da dispersão das argilas no conjunto das camadas orgânicas (0-0,40 m).

Paradoxalmente, a instalação de pastagens provocou uma melhora da estabilidade dos agregados das camadas de superfície, com relação às modificações das populações de minhoca, cuja atividade é acrescida notadamente sob o pasto de 17 anos. Ao que concerne o número de modificações qualitativas da matéria orgânica de superfície, pode-se notar uma diminuição da parte das frações leves (matéria orgânica fresca) e um aumento das frações densas (combinações organo-minerais) em função da idade das pastagens. Foi observado igualmente um crescimento temporário da estabilidade química e sobretudo biológica da matéria orgânica da superfície nas pastagens de 7 a 12 anos, mas que não se confirmou em pastos de 17 anos.

O conjunto de resultados mostra que a passagem da floresta para as pastagens causou também modificações qualitativas de matéria orgânica, contribuindo de maneira mais ou menos eficaz para contrabalançar a degradação das propriedades físico-químicas do solo. Mesmo se a estrutura tenha sido melhorada em superfície sob a influência da matéria orgânica de origem gramínea, a porosidade do solo decresce e a dispersão das argilas aumenta ocasionando uma redução da permeabilidade e da aeração dos solos. As melhoras observadas inicialmente poderiam ser apenas temporárias, como sugere a diminuição da estabilidade biológica da matéria orgânica novamente formada.

Palavras-chave: matéria orgânica, propriedades físicas, Oxisolo, pastagens de gramíneas.

Resumen

El presente estudio está centrado en las modificaciones de las propiededes de los suelos del trópico húmedo forestal, en relation con las modificaciones de las materias orgánicas, en el transcurso de las veinte primeros años siguientes a la instalación de prados de gramíneas. Es estudio fue realizado en un sitio localizado en el estado de Para (Amazonía Oriental), sobre materiales de alteración arcillosa y bajo pluviometria media trae consigo una larga estación seca de julio a noviembre. Sobre este sitio, una cronosecuencia que incluye un suelo bajo bosque débilmente antropisado y tres suelos bajo prados de edades crecientes (7, 12 y 17 años) fue particularmente estudiada. A lo largo de esta cronosecuencia, las reservas de materias orgánicas están menos afectadas que su composición y su dinámica sobre 1 m de profundidad, las cantidades de carbono alcanzam 116 T ha^{-1} en los suelos bajo bosque y bajo prados de 12 años, y 123 y 126 T ha^{-1}, respectivamente bajo prados de 7 años y de 17 años. En cambio en la base de los valores de $\delta^{13}C$ las proporciones de carbono de origin gramínco fueren calculadas. Ellos aumentan con la edad de los prados, en particular en las capas de la superficie, donde ellos pasan del 12 % bajo la pradera de 7 años al 38 % bajo la de 17 años. Una degradation de las propiedades fisico-químicas fue observada luego de la instalacíon de los prados, transformándose en una baja de la porosidad total y de la macroporosidad en las capas de la superficie (0-0,10 m) y por una baja de la porosidad de almacenamiento y un aumento de las cargas de superficie y de la dispersabilidad de las arcillas en el capas orgánicas (0-0,40 m).

Paradójicamente, la instalacíon de los prados ha producido un mejoramiento de la estabilidad de los agregados de las caps de superficie, en relacíon con los cambios en cantidad, y sobre todo en naturaleza, de las materias orgánicas y con las modificaciones de las poblaciones de lombrices, cuya actividad fue aumentada notablemente bajo el prado de 17 años. Del número de las modificaciones cualitativas de las materias orgánicas de superficie, se ha podido notar una disminucíon de la parte de fracciones ligeras (materias orgánicas frescas) y un aumento de las fracciones densas (combinaciones órgano-minerales), en funcíon de la edad de los prados. Así mismo, un crecimiento temporal de la estabilidad quimica y sobre todo biológica de las materias orgánicas de superficie fue observada bajo los prados de 7 y 12 años, pero no ha sido confirmado bajo el prado de 17 años. El conjuto de estos resultados muestra que el del bosque a la pradera ocasiona también modificaciones cualitativas de las materias orgánicas contribuyendo más o menos eficazmente a contrabalanccar la degradation de las propiedades fisico-quimicas del suelo. Así mismo, si la structura es mejorada en superficie bajo la influencia de las materias orgánicas de origin graminca, la porosidad del suelo disminuye y la dispersion de las arcillas aumenta, ocasiona una baja de permeabilidad y de aireacíon de los suelos. Los mejoramientos observados primeramente podrían no ser sino temporales, como lo sugiere ya la baja estabilidad biologica de las materias orgánicas recientemente formadas.

Palabras claves : materia orgánica, propriedades fisicas, oxisuelo, Bosque Prados de gramineas.

Université HENRI POINCARÉ
NANCY 1

Nom : KOUTIKA

Prénom : Lydie Stella

DOCTORAT de l'UNIVERSITE HENRI POINCARE, NANCY-I

en SCIENCES DE LA TERRE

VU, APPROUVÉ ET PERMIS D'IMPRIMER

Nancy, le - 3 SEP 1997 n° 109

Le Président de l'Université

UNIVERSITÉ HENRI POINCARÉ, NANCY I
LE PRÉSIDENT
P.O. FINANCE

3C-F9

UNIVERSITÉ HENRI POINCARÉ - NANCY 1
24-30, rue Lionnois B.P.3069 54013 Nancy cedex
Tél : 83 32 81 81 Fax : 83 32 95 90
Adresse électronique : _____ @presn1.u-nancy.fr



IMPRIM' SERVICE
90, rue de Mirande
21000 DIJON
Tél & Fax: 80 65 30 74

Résumé

La présente étude est centrée sur les modifications des propriétés des sols du tropique humide forestier, en relation avec la dynamique de la matière organique, au cours des vingt premières années suivant la déforestation et l'installation de prairies de graminées. L'étude a été réalisée sur un site localisé dans l'État de Pará (Amazonie orientale), sur matériaux d'altération argileux et sous pluviométrie moyenne comportant une longue saison sèche de juillet à novembre. Sur ce site, une chronoséquence de sols ferrallitiques (Oxisols) incluant un sol sous forêt faiblement anthropisée et trois sols sous prairies d'âges croissants (7, 12 et 17 ans) a été étudiée. Au long de cette chronoséquence, les quantités de matières organiques sont moins affectées que leur composition et leur dynamique : sur 1 m de profondeur, les quantités de carbone atteignent 116 T ha^{-1} dans les sols sous forêt et sous prairie de 12 ans, et 123 et 126 T ha^{-1} , respectivement sous prairies de 7 ans et de 17 ans. En revanche, sur la base des valeurs de $\delta^{13}C$ les proportions de carbone d'origine graminéenne ont été calculées. Elles augmentent avec l'âge des prairies, en particulier dans les couches de surface, où elles passent de 12% sous la prairie de 7 ans à 38% sous celle de 17 ans. Une dégradation des propriétés physico-chimiques est observée après installation des prairies, se traduisant par une baisse de la porosité totale et de la macroporosité dans les couches de surface (0 - 0,10 m) et par une baisse de la porosité de stockage et une augmentation des charges négatives de surface et de la dispersabilité des argiles dans l'ensemble des couches organiques (0 - 0,40 m).

L'installation des prairies a entraîné une amélioration de la stabilité des agrégats des couches de surface, en relation avec les changements en quantité, et surtout en nature, des matières organiques, et avec l'augmentation de l'activité des populations de vers de terre. Au nombre des modifications qualitatives des matières organiques de surface, on a pu noter une diminution de la part des fractions légères (matières organiques fraîches) et une augmentation des fractions denses (combinaisons organo-minérales), en fonction de l'âge des pairies. De même, un accroissement temporaire de la stabilité chimique et surtout biologique des matières organiques de surface a été observé sous les prairies de 7 et 12 ans, mais n'a pas été confirmé sous la prairie de 17 ans.

L'ensemble de ces résultats montre que le passage de la forêt à la prairie entraîne aussi des modifications qualitatives des matières organiques contribuant plus ou moins efficacement à contrebalancer la dégradation des propriétés physico-chimiques du sol. Même si la structure est améliorée en surface sous l'influence des matières organiques d'origine graminéenne, la porosité du sol décroît et la dispersion des argiles augmente, entraînant une baisse de perméabilité et d'aération des sols. Les améliorations observées d'abord pourraient n'être que temporaires, comme le suggère la baisse de la stabilité biologique des matières organiques nouvellement formées.

Mots clés : matière organique, propriétés physico-chimiques, Oxisol, forêt tropicale, prairies de graminées.

Ces travaux ont été co-encadrés et publiés par :

Laboratoire GéoSol, • Université de Bourgogne
Centre des Sciences de la Terre
6, Boulevard Gabriel 7-21000 Dijon