SCIENCE DU SOL - 1991 - Vol. 29, 3,175-187

Distribution du carbone total et de l'isotope ^{13}C dans des sols ferrallitiques du Brésil.

Th. DESJARDINS (1)
B. VOLKOFF (2)
F. ANDREUX (1)
C. CERRI (3)

RÉSUMÉ

Les variations des abondances naturelles en ^{13}C avec la profondeur sont étudiées dans treize sols ferrallitiques et deux sols fersiallitiques du Brésil, parallèlement à celles du carbone total. La distribution verticale du C total est assez nettement liée au facteur température, la diminution des teneurs avec la profondeur étant plus rapide pour les sols soumis aux températures les plus élevées. Pour une couche de sol donnée, les valeurs de $\delta^{13}C$ sont indépendantes des teneurs en carbone total. Trois types de distribution du ^{13}C ont été mis en évidence. Pour le premier (groupe A), l'hypothèse d'un fractionnement isotopique intervenant au cours de l'humification semble être suffisante pour expliquer l'enrichissement en ^{13}C observé avec la profondeur. Pour le second (groupe B) il apparaît en revanche plus plausible que la matière organique des horizons de profondeur soit le témoin d'une végétation antérieure composée majoritairement d'espèces de cycle photosynthétique en C4. Pour les sols du groupe C, il est probable que le fractionnement intervenant lors de l'humification soit pour l'essentiel responsable des valeurs et de la distribution du $\delta^{13}C$ mais on ne peut exclure l'existence, en particulier en profondeur, de matière organique héritée d'une végétation en C3.

MOTS-CLÉS : Brésil - carbone organique - carbone-13 - sol ferrallitique - humification - végétation tropicale - climat

DISTRIBUTION OF TOTAL CARBON AND ^{13}C ISOTOPE IN SELECTED FERRALLITIC SOILS FROM BRAZIL

The variations with depth of natural abundance in ^{13}C are studied, together with those of total carbon content, in thirteen ferrallitic soils, and two fersiallitic soils from Brazil (Figure 1). The distribution of total carbon is clearly related to the temperature (Figure 2), showing a faster decrease with increasing depth in soils subject to highest temperatures. In each given soil layer, $\delta^{13}C$ values are independent from total carbon

(1) Centre de Pédologie Biologique du C.N.R.S., associé à l'Université de Nancy I
17, rue Notre-Dame-des-Pauvres - B.P. 5 - 54501 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex
(2) ORSTOM - B.P. 1857 - Yaoundé - République du Cameroun
(3) Université de São-Paulo - Centro da Energia Nuclear na Agricultura - CP 96 - 13400 Piracicaba SP -Brésil

Association Française pour l'Etude du Sol - www.afes.fr - 2010

content. Three patterns of $\delta^{13}C$ distribution are distinguished (Figure 3). In the first one (A), developed under forest of C3 photosynthetic cycle, $\delta^{13}C$ values increase gradually with depth, with a weak amplitude of 2-3 δ units. In the second one (B), also under forest, this increase has a stronger amplitude (3,5-7 δ units), and occurs between 0,3 and 0,7 m. The soils of the third group (C) are under predominantly C4 cycle vegetation, and show a clear increase in $\delta^{13}C$ values within the first 0,5 m, then a stabilization, followed by a further decrease in the deepest soil layers. In soils of group A, the hypothesis of an isotopic fractionation occuring during the humification of forest residues can be proposed to explain the moderate increase in ^{13}C abundance with depth. In soils of group B, it is more probable that organic matter in deeper horizons derives from a past vegetation in which plants having a C4 photosynthetic cycle predominated. In soils of group C, isotopic fractionation resulting from humification processes is probably the predominant factor of ^{13}C changes, however the contribution of C3 cycle vegetation cannot be discarded especially in depth.

KEY-WORDS : *Brazil - organic carbon - 13-C - ferrallitic soil - humification - tropical vegetation - climate*

INTRODUCTION

La matière organique des horizons de surface des sols possède un rapport isotopique $^{13}C/^{12}C$ (exprimé en unités δ par rapport à un standard) très voisin de celui de la végétation dont elle provient (NISSENBAUM et SCHALLINGER, 1974 ; DEINES, 1980). Or les valeurs de $\delta^{13}C$ des espèces végétales varient en fonction de leur cycle photosynthétique, les plantes à cycle photosynthétique en C4 étant nettement moins appauvries en ^{13}C que les plantes à cycle photosynthétique en C3. En effet pour les premières, les valeurs de $\delta^{13}C$ sont comprises entre -10 et -20 ‰ et pour les secondes, entre -22 et -33 ‰ (BENDER, 1971 ; SMITH et EPSTEIN, 1971).

La composition isotopique de la matière organique des litières et des horizons de surface des sols reflète les proportions des espèces végétales appartenant aux 2 groupes en C3 et C4 (BARNES *et al.*, 1983 ; DZUREC *et al.*, 1985). Lorsque deux couvertures végétales composées de végétaux de cycles photosynthétiques différents se succèdent, on observe avec le temps des modifications des valeurs de $\delta^{13}C$ au sein des horizons de surface des sols. Ces modifications peuvent être utilisées pour suivre la dynamique de la matière organique du sol (O'BRIEN et STOUT, 1978 ; STOUT *et al.*, 1981 ; BALESDENT *et al.*, 1987 ; 1988). Pour les sols tropicaux, de telles études ont été réalisées par CERRI *et al.*, (1985), CERRI (1986), VITORELLO *et al.* (1989) et MARTIN *et al.*(1990).

Dans un sol donné et sous une végétation donnée, la composition isotopique en ^{13}C de la matière organique varie aussi avec la profondeur (FLEXOR et VOLKOFF, 1977; MODENESI *et al.*, 1982 ; VOLKOFF *et al.*, 1982 ; DZUREC *et al.*, 1985 ; BECKER-HEIDMANN et SCHARPENSEEL, 1986 ; MARTIN *et al.*, 1990). Au Brésil, on observe un enrichissement en ^{13}C avec la profondeur dans les sols sous forêt où la végétation est essentiellement en C3 et un appauvrissement dans les sols de savane et de prairie où les graminées sont essentiellement en C4. Ces variations peuvent être attribuées à de nouveaux fractionnements isotopiques survenant au cours

Association Française pour l'Etude du Sol - www.afes.fr - 2010

de l'humification (VOLKOFF et CERRI, 1987), mais on ne peut exclure la possibilité de la présence d'une matière organique ancienne dans les horizons de profondeur, témoin d'une végétation antérieure de cycle photosynthétique différent (SCHWARTZ *et al.*, 1986 ; GUILLET *et al.*, 1988).

En effet le Brésil a subi au cours du quaternaire des alternances de climats secs et humides (AB'SABER, 1977). Les îlots de savanes actuellement inclus dans la forêt amazonienne et les îlots de prairie actuellement inclus dans la forêt subtropicale prouveraient l'extension, au cours d'une période relativement récente, des savanes aux dépens des forêts tropicales humides et des prairies aux dépens des forêts subtropicales. Cette régression de la forêt correspondrait à une phase de forte aridité ayant culminé il y a environ 8000 ans (SERVANT *et al.*, 1989) voire plus récemment entre 6000 et 3000 ans (SOUBIES 1980). Il est probable qu'elle a laissé des traces dans les sols.

La composition isotopique de la matière organique d'un sol pris sur une certaine épaisseur ne dépend pas exclusivement de la végétation actuelle, comme dans les horizons de surface, mais d'un ensemble de facteurs : *le type de végétation*, lui même déterminé par le climat (forêt, savane ou prairie) ; *le mode d'humification* des retombées de cette végétation ; *les alternances de végétations*, du fait d'actions anthropiques ou de fluctuations climatiques.

La présente étude a été réalisée afin d'analyser les relations entre le type de distribution de la matière organique dans les profils, la composition isotopique en ^{13}C de cette matière organique, le climat et le type de végétation. Elle porte sur un échantillonnage de quinze sols pour la plupart ferrallitiques, et appartenant aux principales zones bioclimatiques du Brésil.

I. MATERIEL ET METHODES

La localisation des sols étudiés dans les régions naturelles du Brésil est présentée à la figure 1. Il s'agit de onze sols ferrallitiques fortement ou moyennement désaturés avec ou sans gradient textural (un *cambissolo*, deux *solos podzolicos* et huit *latossolos* de la classification brésilienne), de deux sols ferrallitiques faiblement désaturés (*terras roxas estruturadas*) et de deux sols fersiallitiques (*solos podzolicos*). Le climat et la végétation actuels sont récapitulés au tableau I.

Les échantillons ont été prélevés sur les parois d'une fosse depuis la surface jusqu'à environ deux mètres de profondeur par tranches de 0,10 m d'épaisseur ou moins pour les horizons les plus superficiels. Le plus souvent, un prélèvement unique de 1 à 2 kg a été effectué. Les sols ont été séchés à l'air, tamisés à 2 mm puis broyés à 100 meshs. Le carbone total a été dosé par voie sèche (Carmhograph Wösthoff 12 ou CHN Leco 600). Les valeurs de $\delta^{13}C$ ont été mesurées sur le CO_2 obtenu par combustion à 800 °C sous un flux d'oxygène purifié par passage dans des pièges à neige carbonique et azote liquide, puis analysé à l'aide d'un spectromètre de masse à triple collection et double introduction (Finnigan Mat Delta E). Le $\delta^{13}C$ est déterminé par rapport au standard international PDB selon la formule:

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

où $R = {}^{13}C/{}^{12}C$

Les échantillons sont analysés au moins deux fois, la différence maximale acceptée entre les répétitions étant égale à 0,3 ‰

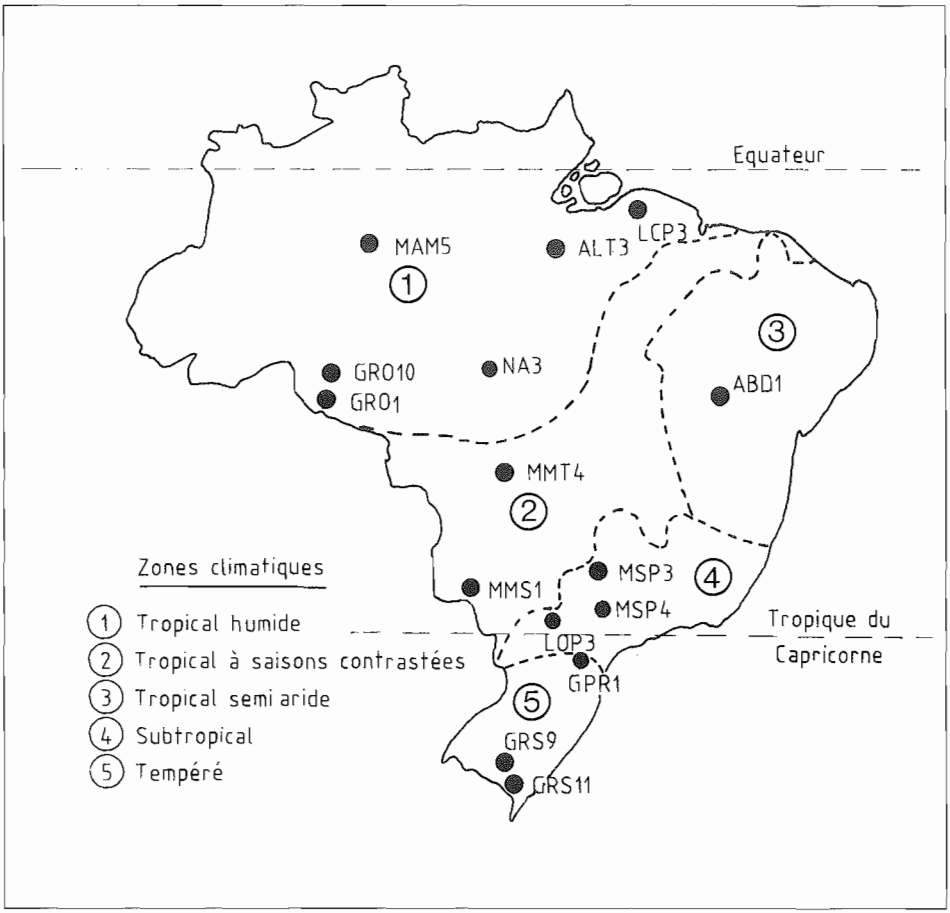

Fig. 1 : Localisation des sols étudiés
Localisation of studied soils

II. RESULTATS

1. Distribution du carbone total

Trois grands groupes ont pu être distingués (Fig. 2).

Groupe 1. Les sols de ce groupe présentent en surface des teneurs en carbone très variables, de 0,8 % (ABD1) à 9,2 % (MAM5), sans relation nette avec la température et la pluviométrie. Ils sont par contre caractérisés par une diminution rapide du taux de carbone avec la profondeur : à 0,50 m de profondeur la teneur en carbone est toujours inférieure à 0,75 %. Ces sols sont soumis à un climat tropical (température moyenne annuelle supérieure à 24 °C), qu'il soit humide (pluviométrie moyenne annuelle

Association Française pour l'Etude du Sol - www.afes.fr - 2010

supérieure à 1800 mm) ou semi aride (pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 400 et 600 mm).

Groupe 2. Les sols de ce groupe présentent une décroissance de la teneur en carbone beaucoup plus graduelle que celle des sols du groupe 1. En surface les teneurs varient entre 2,5 % (GRS11) et 3,5 % (GPR1), et sont encore supérieures à 1,5 % à 0,50 m. Il s'agit de sols soumis à un climat tempéré (température moyenne annuelle comprise entre 16 et 20 °C, pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 1200 et 1500 mm).

Groupe 3. Dans ce groupe les deux types précédents de distribution existent, ainsi que des distributions intermédiaires. Les teneurs en carbone sont comprises entre 1,5 % (LOP3) et 5 % (MSP4) dans les horizons de surface, et entre 0,75 % (MSP4) et 1,5 % (MSP3), à 0,50 m de profondeur. Tous ces sols sont situés sous climats tropical à saisons contrastées et subtropical (température moyenne annuelle comprise entre 20 et 24 °C, pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 1200 et 1800 mm).

Tableau I : Les sols, les végétations et les climats
Soils, vegetation and climates

N° Code	Classification brésilienne	Classification française	Végétation	Climat	Mois secs
ABD1	Latossolo	Ferrallitique	Forêt décidue sèche	Tropical semi-aride	> 8
MAM 5	Latossolo	"	Forêt ombrophile	Tropical humide	< 3
GRO10	Latossolo	"	" "	" "	"
GRO1	Podzolico	"	" "	" "	"
LCP3	Podzolico	"	" "	" "	"
ALT3	Terra roxa est	"	" "	" "	"
NA3	Cambissolo	"	For. ombr. ouverte	" "	"
MMT4	Latossolo	"	Savane	Tropical	3-6
MMS1	Latossolo	"	"	"	"
MSP3	Latossolo	"	Forêt mésophile	Subtropical	"
MSP4	Latossolo	"	" "	"	"
LOP3	Terra roxa est	"	For. Méso./For. Arau.	"	<3
GPR1	Lat. Int. Podz.	"	Forêt Araucarias	Tempéré	"
GRS9	Podzolico	Fersiallitique	Prairie/Fo. Subtrop.	"	"
GRS 11	Podzolico	"	Prairie	"	"

2. Distribution de l'isotope ^{13}C

Les différents profils de distribution des valeurs de $\delta^{13}C$ ont été classés, en fonction de la nature de la végétation prédominante, en trois groupes (Fig. 3) composés différemment de ceux décrits au paragraphe précédent.

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

C'est entre la surface et les premiers horizons sous-jacents que s'observe l'essentiel de cette augmentation.

Groupe B. Il s'agit également de sols situés sous différents types de végétation forestière à espèces en C3 (Tab. 1). La partie supérieure des profils présente des valeurs de $\delta^{13}C$ et une évolution comparables à celles des sols du groupe A. En surface les valeurs de $\delta^{13}C$ varient entre -28,3 ‰ (NA3) et -25,2 ‰ (MSP4). A une profondeur variable pour les quatre profils (entre 0,3 et 0,7 m) on observe une nette augmentation du $\delta^{13}C$. Elle est très accentuée pour les profils MSP4 et LOP3, et atteint 7 unités δ sur environ 0,3 m ; elle est un peu moins brutale pour les profils NA3 et GPR1, respectivement 5 et 3,5 unités δ sur 0,45 m. Les valeurs maximales varient entre -22,3 ‰ pour GPR1 (0,90 m) et -17,3 ‰ pour MSP4 (0,80 m). La partie inférieure de ces profils présente une stabilisation, voire une légère diminution du $\delta^{13}C$.

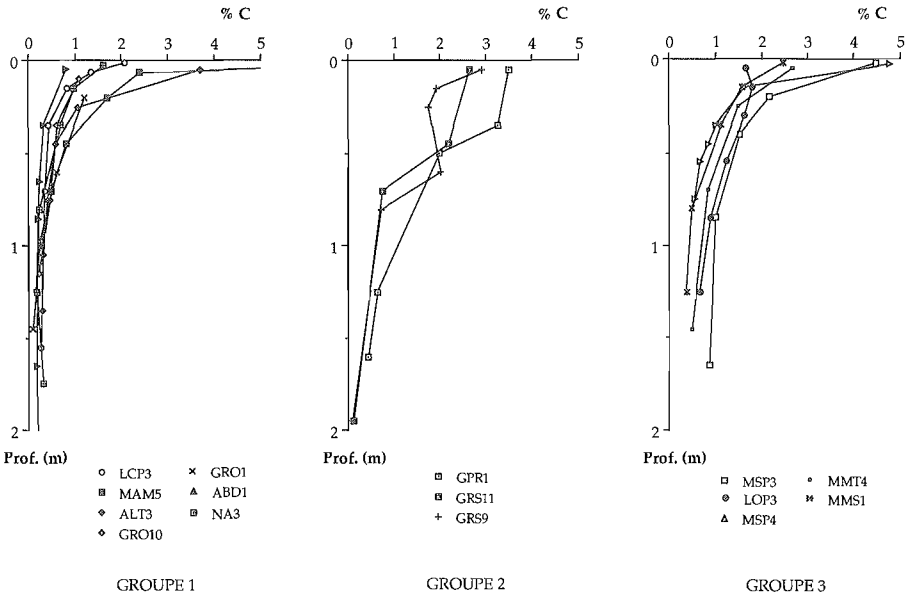

Fig. 2 : Distribution du carbone total en fonction de la profondeur dans trois groupes climatiques de sols. Groupe 1, climat tropical ; groupe 2, climat tempéré ; groupe 3, climat tropical et subtropical.
Distribution of total carbon with depth in three soil groups distinguished on climatic bases. Group 1, tropical climate ; group 2, temperate climate ; group 3, tropical and subtropical.

Groupe C. Il s'agit de sols situés sous des végétations de savane ou de prairie, caractérisées par des proportions plus ou moins importantes d'espèces végétales possédant un cycle photosynthétique en C4, associées parfois à des formations arbustives. En surface les valeurs de $\delta^{13}C$ sont comprises entre -21 ‰ (GRS9) et -17,5 ‰ (MMS1). On observe un enrichissement en isotope lourd assez prononcé dans les premiers décimètres des profils (sauf pour MMT4 qui présente une variation très graduelle), conduisant à un maximum compris entre -16,6 ‰ pour GRS9 et -13,2 ‰ pour MMS1, situé à une profondeur variant entre 0,30 et 0,60 m. La partie inférieure

Association Française pour l'Etude du Sol - www.afes.fr - 2010

des profils est caractérisée par une inversion de l'évolution, c'est à dire une diminution du $\delta^{13}C$ jusqu'à des valeurs parfois inférieures à celles de la surface (de -21,5 ‰ pour GRS11 à -14,7 ‰ pour MMS1).

III. DISCUSSION : FACTEURS INFLUENÇANT LA DISTRIBUTION DU CARBONE ET DU ^{13}C

1. Incidence du climat sur le profil organique

Les classements des sols inventoriés, fondés d'une part sur la distribution verticale du carbone total, d'autre part sur la distribution verticale du ^{13}C n'aboutissent pas à la formation des mêmes groupes. La distribution verticale du carbone total (Figure 2) semble nettement liée au climat, les températures élevées favorisant une décroissance rapide des teneurs en carbone total avec la profondeur. La relation entre la vitesse de minéralisation des matières organiques et les caractéristiques thermiques du lieu est bien connue (JENKINSON, 1981). Pour l'ensemble des sols brésiliens VOLKOFF et CERRI (1988) ont mentionné ce type de relation qui peut expliquer en partie la faible incorporation des matières organiques en profondeur en climat tropical. Mais d'autres facteurs, tels le faible degré de polycondensation des composés humiques, et leur faible liaison avec les colloïdes minéraux peuvent également intervenir (PERRAUD, 1971).

Cette distribution verticale du carbone ne permet par contre pas de regrouper les sols selon leur classement pédologique : ainsi les *latossolos,* que l'on rencontre dans toutes les grandes régions naturelles du Brésil, présentent en fonction de leur localisation géographique les différents modes de distribution du carbone décrits précédemment. Ceci est également vrai pour les *solos podzolicos* et les *terras roxas.*

2. Incidence de la végétation actuelle

A la différence de la distribution de la teneur en carbone total, la distribution des valeurs de $\delta^{13}C$ ne peut se relier, pour une végétation de cycle photosynthétique donné, à un facteur climatique. Les résultats obtenus confirment les différences de composition isotopique de la matière organique des horizons de surface de sols situés sous une végétation C3 ou C4 (Figure 3). Sous forêt (espèces en C3), les valeurs de $\delta^{13}C$ en surface sont comprises entre -28,5 ‰. et -25,2 ‰. Sous prairie et sous savane les $\delta^{13}C$ des horizons de surface sont compris entre -21 ‰ et -17,5 ‰ ; ils sont la résultante d'un mélange d'espèces végétales appartenant aux deux groupes C3 et C4 (BARNES *et al.*, 1983 ; DZUREC *et al.*, 1985).

Sous forêt, on note que les six sols situés dans le bassin amazonien présentent les valeurs de $\delta^{13}C$ les plus basses, entre -28,5 ‰. et -27 ‰. Les autres sols, situés dans le nord-est, le sud-est et le sud du Brésil présentent des valeurs supérieures de une à deux unités δ. VOLKOFF et CERRI (1988) ont également publié des résultats montrant cette tendance. On peut donc penser que l'appauvrissement en isotope lourd des espèces végétales C3 est plus accentué en Amazonie qu'en climat moins humide en accord avec les résultats publiés par Van der MERWE et MEDINA (1989) qui comparent les valeurs de $\delta^{13}C$ d'espèces d'Amazonie et celles d'espèces forestières de climat tempéré (Allemagne). Cependant, pour confirmer ces observations, des mesures systématiques

sur les végétaux et sur les horizons de surface de sols de ces différentes zones géographiques seraient nécessaires.

En étudiant tous les couples de valeurs de teneurs en carbone organique (%C) et de $\delta^{13}C$ des couches superficielles (0-0,35 m) et subsuperficielles (0,35-1,00 m) des onze sols sous forêt, on n'a observé aucune corrélation entre ces valeurs, quelle que soit la couche considérée ; les régressions linéaires mettent au contraire en évidence une indépendance pratiquement totale. La comparaison des sols deux à deux conduit à des conclusions semblables: ainsi le sol MSP3 est-il nettement plus riche en carbone que le sol ABD1, alors que leurs valeurs de $\delta^{13}C$ sont très voisines tout au long du profil.

Les sols du groupe C sont recouverts actuellement par une végétation de prairie ou de savane où les plantes à cycle C4 prédominent assez nettement. Cependant les valeurs de $\delta^{13}C$ des horizons les plus superficiels ne reflètent pas une prédominance exclusive de ces dernières. Il existe donc probablement en surface des matières organiques issues de végétaux à cycle en C3, y compris de végétations herbacées, graminées ou légumineuses.

3. Incidence des processus d'humification

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

L'augmentation des valeurs de $\delta^{13}C$ avec la profondeur, observée pour les sols du groupe A (Fig. 3) est d'une amplitude assez faible et régulière ; elle est selon toute vraisemblance le résultat des processus d'humification (VOLKOFF et CERRI, 1987 ; ANDREUX *et al.*, 1990) qui progressent principalement par des réactions d'oxydation et de décarboxylation. Le CO_2 produit par voie chimique ou microbienne étant en général appauvri en ^{13}C de quelques unités δ par rapport aux composés dont il est issu (SCHLESER et POHLING, 1980 ; BLAIR *et al.*, 1985), on conçoit que les valeurs de $\delta^{13}C$ des matières organiques restantes tendent progressivement à augmenter. Toutefois, au sein du groupe A, les valeurs de $\delta^{13}C$ observées le long des profils ne montrent pas de convergence vers une valeur commune à toute les matières organiques humifiées de profondeur. On observe plutôt une évolution parallèle des courbes de $\delta^{13}C$: la différence existant en surface entre deux profils tend à se maintenir en profondeur.

En ce qui concerne les sols des groupes B et C, aucune des courbes de variation de $\delta^{13}C$ avec la profondeur n'a permis de mettre en évidence une telle augmentation continue sur la totalité du profil. Dans les sols du groupe C, recouverts actuellement par une végétation de savane et de prairie (Fig. 3), une augmentation est observée jusqu'à 0,50 m de profondeur seulement. Toutefois, dans ce cas l'augmentation est plus rapide que sous forêt, et son amplitude est supérieure à celles pouvant être attribuées à la seule humification.

4. Incidence de végétations antérieures

Les sols du groupe B (Fig. 3) présentent des variations fortes et rapides de $\delta^{13}C$. Ces sols sont situés sous le Tropique (limite des états de São Paulo et du Parana) (GPR1,

Association Française pour l'Etude du Sol - www.afes.fr - 2010

MSP4 et LOP3) et au sud de l'Amazonie (NA3). On a donc sous des végétations et des climats actuels identiques, des sols assez semblables d'un point de vue pédogénétique et présentant des distributions de l'isotope ^{13}C très différentes, que les processus d'humification ne suffisent pas à expliquer. L'hypothèse la plus probable est que les valeurs de $\delta^{13}C$ observées en profondeur pour les sols de ce groupe seraient dues à la persistance d'une matière organique ancienne, humifiée et stable, issue d'une végétation antérieure de composition isotopique différente, en moyenne plus riche en ^{13}C que celle de la végétation actuelle et sans doute proche de celle des "campos" et "cerrados" décrits dans les états de São Paulo et du Parana et considérés comme des reliques d'un climat plus aride que l'actuel (MAACK, 1968).

Les sols LOP3 et NA3 présentent une seconde valeur minimale du $\delta^{13}C$ en profondeur. En reprenant l'hypothèse précédente, cette évolution complexe de la distribution de l'isotope pourrait être le résultat de plusieurs successions végétales, ou au moins de fluctuations marquées dans la distribution relative des plantes en C3 et C4. Cette hypothèse est étayée par le fait que les sols du groupe B sont situés dans des régions ayant subi au cours du Quaternaire des alternances de climats secs et humides (TRICART, 1959 *in* MOREIRA et CAMELIER, 1977 ; AB'SABER, 1977 ; SERVANT *et al.*, 1989).

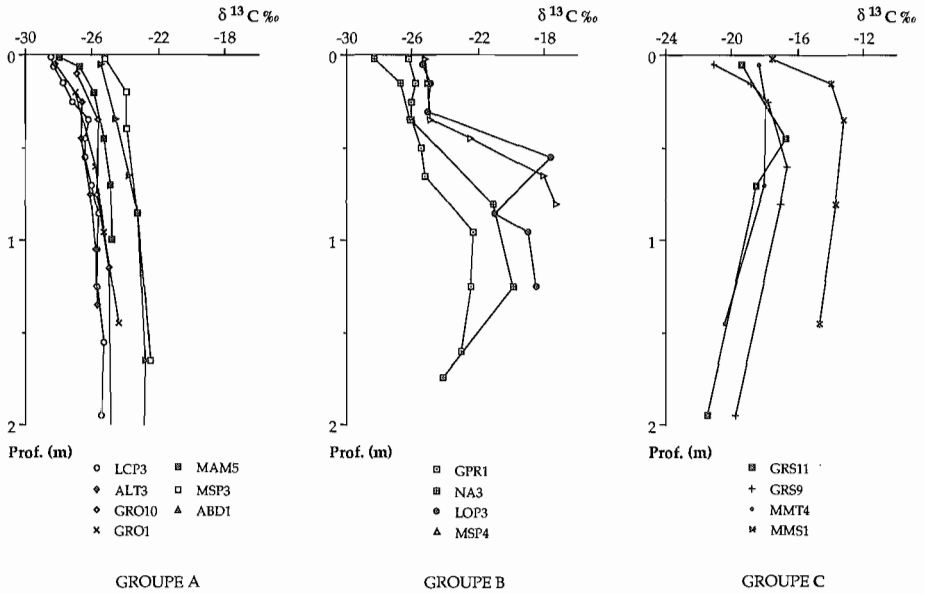

Fig. 3 : Distribution de l'isotope ^{13}C en fonction de la profondeur dans trois groupes de sols distingués selon la forme des courbes et le type de végétation.

Distribution of ^{13}C isotope with depth in three soil groups distinguished according to the shape of curves and the kind of vegetation.

L'augmentation rapide des valeurs de $\delta^{13}C$ dans le premier 0,50 m des sols du groupe C pourrait s'expliquer par une décomposition de la matière organique issue des plantes en C3 plus active que celle de la matière organique issue des plantes en C4.

Plus vraisemblablement, elle serait due à l'existence dans un passé récent d'une végétation plus exclusivement C4. Dans la partie inférieure des profils de ce groupe les valeurs de $\delta^{13}C$ diminuent légèrement avec la profondeur ; on ne peut exclure que ceci soit la marque d'une ancienne végétation de cycle C3. Cependant, à la différence des sols du groupe B, cette évolution est régulière, sans variation brusque, et, comme pour les sols du groupe A, ne conduit pas à une valeur commune aux quatre profils en profondeur. Ainsi le sol MMS1 qui possède dès la surface une valeur de $\delta^{13}C$ supérieure à celle des autres sols présente-t-il à 1 m de profondeur une valeur de $\delta^{13}C$ supérieure à -15 ‰, contre seulement -18 ‰ pour les autres sols.

Les courbes de variation de $\delta^{13}C$ des sols des groupes B et C présentent à partir d'une profondeur de 1 m environ des valeurs et une allure (à l'exception de LOP3) relativement semblables : ceci indiquerait que les valeurs de $\delta^{13}C$ mesurées en profondeur pour les sols du groupe B sont bien la marque d'une végétation passée de type prairie ou savane, et dont la composition était soit semblable à celle présente actuellement sur les sols du groupe C, soit plus uniformément C4.

CONCLUSION

L'inventaire réalisé a mis en évidence l'existence de plusieurs types de distribution du carbone total et du ^{13}C dans les sols ferrallitiques du Brésil. Ces distributions ne sont pas corrélées entre elles, même sous végétation identique, et en considérant des horizons de même profondeur.

La distribution du carbone total semble s'expliquer par l'action d'un facteur climatique, en l'occurence la température. La distribution de l'isotope ^{13}C dans les horizons de surface dépend essentiellement de la végétation actuelle de cycle photosynthétique C3 ou C4. En profondeur pour un certain nombre de sols forestiers, notamment en Amazonie, l'augmentation régulière et de faible amplitude des valeurs de $\delta^{13}C$ est sans doute le résultat d'un fractionnement isotopique dû à l'humification. Cependant pour certains sols, échantillonnés dans la région sud-est et dans la partie méridionale de l'Amazonie, et actuellement recouverts par des végétations forestières, un ou plusieurs maxima des valeurs de $\delta^{13}C$ sont observés. Une telle distribution indique que la matière organique des horizons de profondeur est le témoin de phases plus ou moins longues durant lesquelles une végétation de cycle photosynthétique en C4 a prédominé. La concordance entre ces phases et les périodes plus arides reconnues par les paléoclimatologistes ne pourra être établie que par le couplage des méthodes isotopiques ^{13}C et ^{14}C. En revanche dans les sols sous prairie et savane actuelles, on observe que les végétations en C4 sont responsables pour l'essentiel de la composition isotopique des matières organiques de surface tandis qu'en profondeur ont pu subsister des matières organiques anciennes issues d'une végétation de cycle à dominante C3.

Reçu pour publication : Décembre 1990

Accepté pour publication : Mai 1991

Association Française pour l'Etude du Sol - www.afes.fr - 2010

BIBLIOGRAPHIE

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

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

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

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

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

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

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

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

CERRI C.C., 1979. - Alteração e pedogênese em areas graniticas situadas sob diférentes condições bioclimaticas encontradas no Brasil. Tèse Doutorado, Universidade São Paulo, 241p.

CERRI C.C., 1986. - Dinâmica da matéria orgânica do solo no agrosistema cana de açucar. Tèse Livre Docênçia, Universidade São Paulo, 197 p.

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

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

DZUREC R.S., BOUTTON T.W, CALDWELL M.M. & 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.

FLEXOR J.M. & VOLKOFF B., 1977. - Distribution de l'isotope stable ^{13}C dans la matière organique d'un sol ferrallitique de l'état de Bahia (Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **t. 284, série D**, 1655-1657.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

SOUBIES F., 1980. - Existence d'une phase sèche en Amazonie brésilienne datée par la présence de charbons dans les sols (6000-3000 ans B.P.). *Cah. ORSTOM., sér. Géol.*, **vol. XI, 1**, 133-148.

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

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

Association Française pour l'Etude du Sol - www.afes.fr - 2010

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

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

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

VOLKOFF B. & 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.

on Française pour l'Etude du Sol - www.afes