

Les isotopes du carbone et la dynamique des matières organiques des sols

Jérôme Balesdent

Les matières organiques des sols (MOS) sont une des composantes les plus importantes de la fertilité et le maintien d'un niveau de matières organiques élevé est un des éléments essentiels de la durabilité des systèmes de productions [1]. Les matières organiques, à partir de leur incorporation soit par la végétation et ses restitutions, soit par des amendements extérieurs, vont résider un certain temps dans le sol, en fonction de leurs vitesses de biodégradation et de leur recyclage par les micro-organismes [2]. Ces temps de résidence du carbone dans le sol sont une caractéristique essentielle du milieu et de sa gestion, car ils vont déterminer la réserve totale en carbone ainsi que les flux de minéralisation et de libération des éléments nutritifs du sol. Il est difficile de mesurer directement ces temps, surtout s'ils sont longs et les agronomes ont buté sur cette difficulté qui ne pouvait pas être résolue par les méthodes classiques. En faisant appel aux isotopes du carbone on peut déterminer ces temps de résidence du carbone ainsi que les voies de

transformation des matières organiques dans les sols.

Le traçage isotopique traditionnel

Un exemple très didactique d'expérience de traçage du carbone dans le sol nous a été fourni par Jenkinson en 1965 à Rothamsted, Grande-Bretagne [3] : il a fait pousser du « ray-grass » en atmosphère enrichie en $^{14}\text{CO}_2$, et a ensuite incorporé les feuilles ou les racines de ce « ray-grass », uniformément enrichi en ^{14}C , dans des colonnes de sol. Après avoir laissé ces dernières au champ, il les a analysées à intervalles réguliers pour mesurer la radioactivité résiduelle, proportionnelle à la quantité de carbone restant du « ray-grass » introduit, le reste ayant été respiré (on dit aussi minéralisé) par les micro-organismes sous forme de CO_2 . Il a ainsi déterminé que plus de 70 % du carbone avait été minéralisé en moins de un an ; le carbone résiduel l'était ensuite plus lentement, au rythme de 1/4 puis 1/10 par an. Cette minéralisation était encore plus rapide que celle du carbone non marqué du sol qui, lui, diminuait en même temps au rythme de 1/50 par an. Cette expérimentation a ainsi introduit la notion de compartiments dynamiques du carbone du sol : carbone rapidement biodégradable (durée de vie de

l'ordre du mois), carbone résistant des végétaux (durée de vie de quelques années) et carbone à renouvellement lent (plusieurs décennies). Le fractionnement du sol et la recherche de la radioactivité dans les fractions permettent d'identifier la nature du carbone résiduel.

Des expériences similaires ont été effectuées en marquant l'azote du matériel végétal par l'isotope stable ^{15}N , pour suivre sa minéralisation, son assimilation par les cultures, son utilisation par les micro-organismes et son incorporation progressive dans le sol [4]. Ces expériences de traçage isotopique ont connu et connaissent toujours un développement énorme, dans des applications variées. Elles ont notablement contribué à l'élaboration de modèles de la dynamique du carbone et de l'azote des sols [5]. Cependant, ces méthodes restent essentiellement limitées à l'incorporation des matières organiques dans le sol par l'expérimentateur et renseignent difficilement sur le devenir de l'apport naturel par la végétation, comme l'apport souterrain par les racines. De plus, le suivi du traceur est limité à la durée de l'expérimentation, rarement supérieure à cinq ans et qui tend à se raccourcir avec les impératifs actuels de rendement de la recherche. Deux autres méthodes sont donc venues compléter ces méthodes de marquage, faisant appel aux abondances isotopiques naturelles : le traçage naturel par les abondances naturelles en ^{13}C et la datation au ^{14}C .

J. Balesdent : INRA, Laboratoire d'écologie microbienne de la rhizosphère, DEVM, CEA, Centre de Cadarache, 13108 Saint-Paul-lès-Durance, France cedex.

Tirés à part : J. Balesdent

Principe du traçage du carbone du sol par les abondances naturelles en ^{13}C

C'est la différence de rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ entre plantes C3 et plantes C4 (*encadré 1*) que Cerri *et al.* ont eu l'idée d'exploiter pour l'étude de la dynamique des MOS [6]. Sur un sol qui a exclusivement porté des plantes C3, les matières organiques du sol ont approximativement le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de la végétation dont elles sont issues. Si l'on remplace cette végétation par une végétation C4, les nouvelles matières organiques vont progressivement remplacer les précédentes et la composition isotopique du carbone du sol sera à peu près proportionnelle à la proportion de carbone « nouveau », c'est-à-dire provenant de la nouvelle végétation (*figure 1*). Cette proportion f peut être calculée par bilan de masse du ^{13}C selon :

$$C.\delta = f.C.\delta_{C4} + (1-f).C.\delta_{C3}$$

où C est le carbone de l'échantillon, $f.C$ le carbone nouveau d'origine C4, δ_{C4} le $\delta^{13}\text{C}$ du carbone du sol issu de la végétation C4, proche de celui de la végétation elle-même, $(1-f).C$ le carbone ancien d'origine C3 et δ_{C3} son $\delta^{13}\text{C}$, qui doit être mesuré sur un sol de référence sous la végétation C3 initiale.

Si l'on prélève le sol à différentes dates, l'évolution de $\delta^{13}\text{C}$ en fonction du temps décrit directement la cinétique de renouvellement du carbone du sol (*figure 1*). La méthode est théoriquement équivalente à celle d'un marquage artificiel, qui serait répété de façon continue. Elle nécessite cependant de tenir compte des autres sources de variations d'abondance naturelle en ^{13}C dans le sol [7]. Bien que restreinte à certaines situations, cette méthode s'est vite avérée très puissante. Son principal intérêt est un marquage du carbone produit *in situ*, y compris celui des racines et de l'exsudation racinaire, un marquage qui peut être suivi sur des durées longues, quand les changements de végétation s'y prêtent. La dynamique du carbone a pu être ainsi étudiée pour les principaux types d'usage du sol : sous les cultures de céréales (maïs) en milieu tempéré (derrière cultures, prairie ou forêts), sous les cultures ou prairies tropicales der-

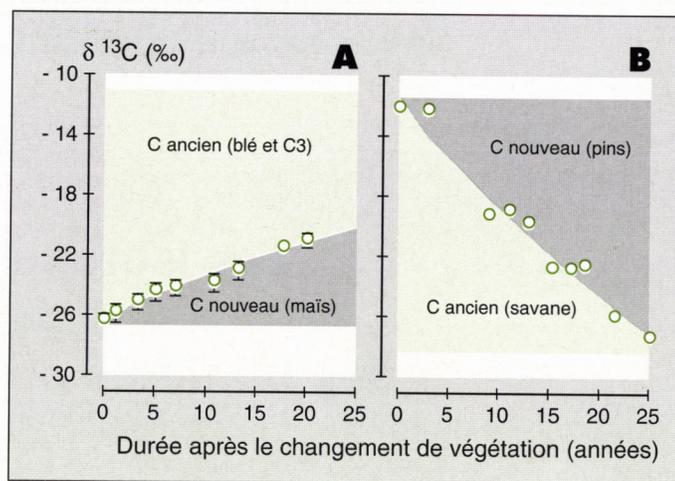


Figure 1. Chronoséquences d'évolution du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du carbone du sol, consécutive au remplacement d'une végétation C3 par une végétation C4 ou *vice versa*.

A : en France, remplacement de céréales et polyculture (C3) par des monocultures de maïs (C4). Le $\delta^{13}\text{C}$, initialement de -26‰, tend vers -11‰. Sols bruns limoneux ou limono-argileux, horizon 0-30 cm.

B : évolution inverse au Congo, consécutive à la plantation de pins (C3) sur une savane herbacée (C4). Sols ferrallitiques sableux, horizon 0-5 cm. Cette évolution permet une mesure directe du renouvellement du carbone ancien par le carbone nouveau (proportions en grisés) et des vitesses de minéralisation du carbone ancien du sol, ici respectivement de 1/60 et 1/15 par an (d'après Balesdent et Recous [19]).

Figure 1. Sequential changes in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio for topsoil organic matter following vegetation changes from the C3 type to the C4 type or *vice versa*. A : Maize cultivation in France. B : Plantations of pine on savanna soils in the Congo.

rière culture ou forêt, et sous des forêts tropicales derrière savane. Les grands écosystèmes qui échappent à la méthode sont principalement les forêts primaires, les forêts tempérées et les végétations nordiques. Cette méthode peut être appliquée au carbone total du sol, mais aussi à toute fraction séparable, permettant ainsi l'identification des matières organiques labiles ou stables, et la recherche des voies de transformation du carbone.

Exemples d'exploitation du traçage par les abondances naturelles en ^{13}C

Cette méthode a permis la mesure du temps moyen de résidence (TMR) du carbone du sol dans des situations variées. Ce TMR est d'environ 15 ans dans les horizons de surface de sols sableux sous végétation pérenne en Côte d'Ivoire ou au Congo [8, 9] et de 50 ans environ dans des sols limoneux cultivés

en France (*figure 1*). On a aussi montré l'existence de carbone stable, millénaire, en grande quantité dans les mollisols nord-américains [10]. En déterminant la répartition et la migration verticale des apports de carbone, on a montré la contribution quantitative des apports racinaires aux MOS, probablement prépondérante par rapport à celle des tiges et feuilles. Les plantes C4 étant typiques des milieux chauds et secs, les abondances naturelles en ^{13}C du sol sont aussi utilisées comme indicateurs paléoclimatiques et paléoécologiques.

L'application de la méthode à des fractions séparées a été pratiquée dès les premières utilisations [6, 8, 10], en vue de la recherche de compartiments fonctionnels du carbone [11]. Ainsi, l'analyse des fractions granulométriques permet de séparer des compartiments ayant des vitesses de biodégradation nettement distinctes (*figure 2*). Inversement, il a pu être montré que certaines séparations ne permettent pas d'identification de compartiments au sens dynamique, comme par exemple les extraits alcalins (acides fulviques, humiques, humines). Le renouvellement de la biomasse microbienne et celui du carbone de la mésofaune ont été mesurés. Plus récemment encore, quelques auteurs ont montré comment l'évolution des

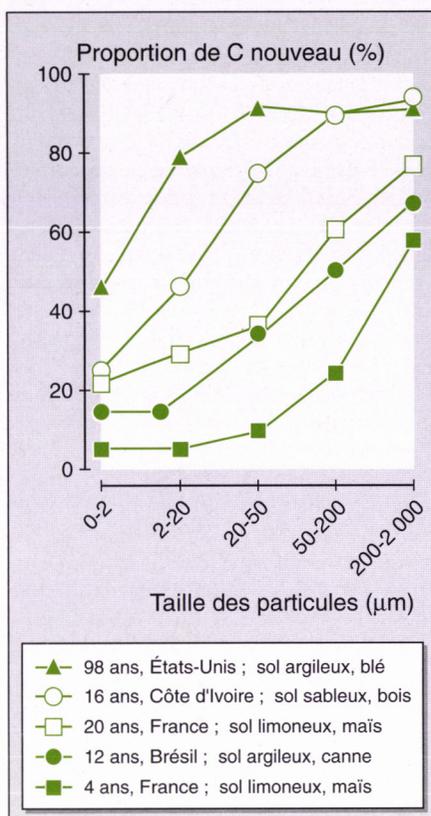


Figure 2. Renouvellement du carbone organique de fractions granulométriques, déterminé par la méthode des abondances naturelles en ^{13}C dans cinq situations. Les fractions les plus grossières, contenant les débris ligno-cellulosiques des végétaux, ont un renouvellement rapide, en quelques années. Le renouvellement moyen du carbone associé aux argiles (0-2 µm), humique ou protégé, se chiffre en dizaines voire en centaines d'années. Il est plus rapide en milieu tropical et dépend de la texture du sol (D'après Feller [11] et données de l'auteur).

Figure 2. C turnover in particle-size fractions, as estimated by the natural ^{13}C labelling technique at five sites.

matières organiques et l'évolution des microagrégats du sol dans lesquels elles sont incluses sont étroitement liées et interdépendantes [2, 12, 13].

La datation au carbone 14 des matières organiques des sols

S'agissant du carbone du sol, la datation classique (encadré 2) peut être appliquée,

Encadré 1

L'isotope 13 du carbone et ses variations d'abondance naturelle

L'isotope ^{13}C , d'origine stellaire comme le ^{12}C , est stable. Il est présent à environ 1,1 % dans les composés carbonés de la planète Terre. Cependant, cette abondance moyenne est sujette à de petites variations en raison de réactions, dites fractionnantes, où les liaisons avec un atome de masse 13 ont une longueur, une stabilité et une vitesse de formation légèrement différentes de celles mettant en jeu un atome de masse 12. Certains processus physiques affectant les molécules dans leur entier sont aussi fractionnants : la diffusion et l'évaporation ont des vitesses légèrement différentes pour la molécule lourde. Ces rapports isotopiques sont mesurés par des spectromètres de masse isotopique de grande sensibilité, sur le CO_2 issu de la combustion du carbone organique analysé. Pour rendre compte de ces petites variations, on exprime les rapports $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ en unités $\delta^{13}\text{C}$, relatives au standard international PDB, du nom d'une formation calcaire à bélemnites des États-Unis :

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{échantillon}}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{PDB}}} - 1 \right) \cdot 1000$$

Ainsi, à partir du CO_2 atmosphérique ($\delta^{13}\text{C} = -8 \text{‰}$), les végétaux supérieurs ont un $\delta^{13}\text{C}$ plus bas, car la réaction de carboxylation primaire de fixation du CO_2 et la diffusion du CO_2 au travers des stomates sont des processus fractionnants. Cependant, il existe deux types de cycles photosynthétiques. Dans l'un, dit C3, la carboxylation, catalysée par la ribulose diphosphate carboxylase, est très fractionnante, et les plantes C3 ont un $\delta^{13}\text{C}$ de l'ordre de $-28 \pm 2 \text{‰}$. Dans l'autre, dit C4, la carboxylation par la phosphoenol-pyruvate carboxylase est peu fractionnante, et les plantes C4 ont un $\delta^{13}\text{C}$ de l'ordre de $-12 \pm 1 \text{‰}$. Les plantes C3 comptent toutes les plantes terrestres tempérées, tous les arbres, alors que les plantes C4 sont des herbacées tropicales appartenant aux familles graminées, cypéracées, chénopodiacées et à quelques autres. Les plus notables sont le maïs, le sorgho, le mil, la canne à sucre, de nombreux fourrages tropicaux et herbes de savanes ou de steppe.

Natural abundance variations for the ^{13}C isotope

mais la radioactivité mesurée est la résultante des activités moyennes des matières organiques du sol, dont les âges sont répartis de zéro (feuilles de l'année) à plusieurs millénaires. De plus, l'activité du $^{14}\text{CO}_2$ atmosphérique a été augmentée considérablement à partir de 1955 par les essais thermonucléaires aériens américains et soviétiques (bombes H). Un traité a mis fin à ces essais en 1964. L'activité A_0 atteignait alors presque deux fois son niveau historique. Ceci correspond à un signal très fort par rapport à la datation classique : près de 5 000 ans dans le futur. Depuis, cette activité décroît régulièrement par dilution progressive du C atmosphérique

dans les différents réservoirs superficiels de carbone : bois, sols et océan (figure 3). Ce « pic » de ^{14}C a donc constitué un traçage isotopique fortuit de tous les apports de carbone aux sols, à partir de 1955. Ce processus a trouvé des applications variées, depuis le traçage de la lente circulation de l'eau océanique (par le ^{14}C des carbonates dissous) jusqu'au contrôle de l'âge des vins ou spiritueux de prestige, presque à l'année près dans les années 1960-1970 (par le ^{14}C de l'alcool). Concernant les sols, l'incorporation progressive du pic de ^{14}C dans les matières organiques permet de déterminer les temps de résidence du carbone [14, 15] (figure 3). La méthode de l'AMS (enca-

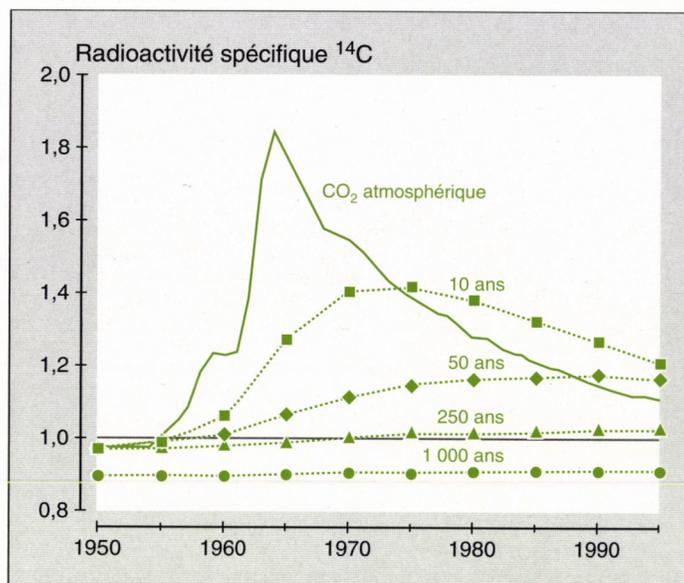


Figure 3. Évolution de la radioactivité ^{14}C du CO_2 troposphérique de l'hémisphère nord, consécutive aux essais thermonucléaires aériens des années 1955 à 1964. Évolution calculée de la radioactivité spécifique du carbone d'un sol, ou de ses fractions, dont le temps moyen de renouvellement est respectivement de 10, 50, 250 ou 1 000 ans, avec l'hypothèse que le carbone se comporte comme un compartiment homogène. La mesure à une date donnée permet théoriquement d'estimer ce temps moyen de renouvellement. La mesure à plusieurs dates en séquence (sur échantillons archivés) permet de mettre en évidence plusieurs compartiments du carbone.

Figure 3. Time course for the ^{14}C content of atmospheric CO_2 and computed values of ^{14}C in soil C, with mean turnover times of 10, 50, 250 or 1000 years, assuming the C is a well-mixed compartment.

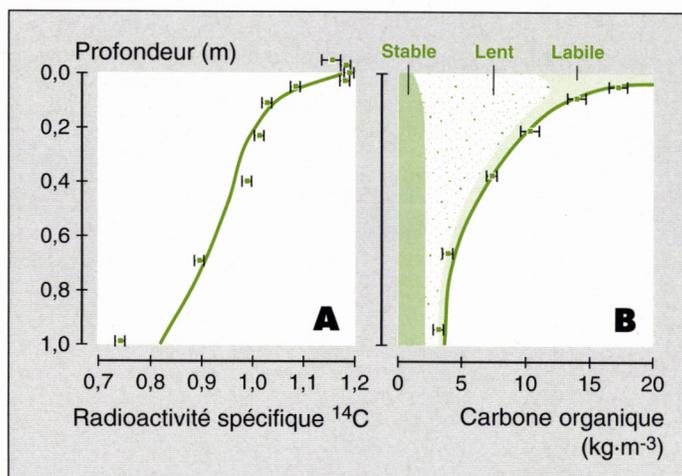


Figure 4. A : Répartition verticale de la radioactivité spécifique ^{14}C du carbone organique d'un sol lessivé, forestier, de l'Île-de-France, en 1993. Les activités supérieures à 1 rendent compte de l'incorporation du ^{14}C d'origine thermonucléaire. Le maximum est retrouvé dans le bas de la litière (horizon H, d'âge moyen 10 ans). Les activités à 1 m correspondent à un âge apparent du ^{14}C de l'ordre de 2 500 ans. B : Interprétation dynamique de ce profil dans un modèle associant biodégradation et mouvement. Le carbone est apporté à la surface par les feuilles et en profondeur par les racines. Il est ensuite déplacé par l'activité de la faune (bioturbation) et par entraînement gravitaire. Le modèle répartit ce carbone en trois compartiments. Le plus rapide a un temps moyen de résidence de 5 ans et n'a que peu migré. Le compartiment lent a un temps moyen de résidence de l'ordre de 200 ans et été largement incorporé en profondeur. Le dernier, quasiment stable (temps moyen de résidence > 10 000 ans), a eu le temps d'être uniformément réparti. Les points correspondent à l'observation et les courbes à la simulation (d'après Elzein et Balesdent [17]).

Figure 4. Radiocarbon profile for a forested soil in France. Interpretation through a model combining biodegradation and movement of carbon in soil. Carbon is split into three compartments (10, 200 and > 10,000 years). Their depth distributions are dependent on their mean turnover times.

dré 2) permet en particulier d'exploiter des échantillons de collection prélevés au fur et à mesure, qui sont généralement disponibles en quantités limitées. Concrètement, c'est dans le cadre d'une modélisation de la dynamique du carbone des sols que l'on peut interpréter l'activité ^{14}C des MOS [16]. En effet, le signal de l'activité ^{14}C des apports présente un spectre temporel compliqué, et les matières organiques ont des durées de vie variées. Sur la figure 4, on montre ainsi comment la localisation du ^{14}C d'un sol peut être interprétée en termes de répartition verticale des différents compartiments du carbone [17].

La datation au ^{14}C des matières organiques du sol a ainsi trouvé des applications variées. Par exemple, la mise en culture d'un sol se traduit classiquement par la perte de carbone jeune, biodégradable. Le carbone restant est relativement riche en carbone stable, millénaire, en particulier dans les mollisols typiques des plaines nord-américaines. Ce dernier peut contribuer à la stabilité physique du sol, mais ne se comportera pas comme une réserve d'éléments nutritifs. Comme la technique utilisant le ^{13}C , la datation permet de distinguer directement les fractions organiques du sol à renouvellement rapide, biodégradables, des fractions plus récalcitrantes, voire stables.

Conclusion

La principale avancée technologique actuelle est la possibilité de mesurer les rapports $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ou $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ au niveau moléculaire [18]. Il s'agit, pour le ^{13}C , de couplages en ligne de chromatographes avec le spectromètre de masse isotopique et, pour le ^{14}C , d'analyse « off line » des produits de chromatographie, rendue possible par la faible quantité de carbone que requiert l'AMS. Ces méthodes ouvrent la voie à l'étude des processus de formation des composés humiques, de stabilisation physique ou chimique des molécules du vivant, qui expliquent la persistance du carbone dans les sols et, surtout, à l'analyse cinétique de ces processus. Il s'agit d'outils, qui, associés aux méthodes modernes de la caractérisation organique, feront progresser la connaissance de la boîte noire que sont les matières organiques des sols. Notons que les deux méthodes en question font appel à des principes de marquages fortuits (explosions nucléaires,

La datation conventionnelle au carbone 14

Le carbone de la planète Terre contient naturellement du ^{14}C , un isotope radioactif ayant une probabilité intrinsèque de désintégration λ de $1/8\,270$ par an. Ce qui revient à dire qu'il en disparaît la moitié en 5 730 ans, sa demi-vie. Ce noyau instable existe cependant sur la planète car il est produit de façon continue dans la haute atmosphère par l'action des neutrons solaires sur l'azote de l'air ($^{14}\text{N} + 1 \text{ neutron} \rightarrow ^{14}\text{C} + 1 \text{ proton}$). Celui-ci est rapidement oxydé en $^{14}\text{CO}_2$. Sa quantité sur la planète, résultant de l'équilibre établi entre cette production et la désintégration, est à peu près invariante. Le rapport $^{14}\text{CO}_2/^{12}\text{CO}_2$ dans l'atmosphère est, lui aussi, à peu près constant, historiquement égal à $1,2 \cdot 10^{-12}$. Plutôt que ce rapport isotopique, on utilise des unités de radioactivité, ou activité spécifique A_0 correspondante (nombre de désintégrations par unité de temps par unité de masse de carbone), qui lui est proportionnelle. Les végétaux photosynthétiques font leur matière carbonée à partir de ce CO_2 , avec cette activité spécifique A_0 . L'activité spécifique va ensuite décroître en fonction du temps t au rythme de la désintégration radioactive du ^{14}C selon $A = A_0 \exp(-\lambda t)$. Qu'il s'agisse d'un morceau de bois, d'une toile de lin ou d'une feuille morte, la mesure de A permet d'estimer le temps t écoulé depuis la photosynthèse : c'est le principe de la datation au carbone 14 inventée par Libby en 1950. En fait, A_0 a subi pendant les derniers millénaires de petites variations dont l'histoire est maintenant connue et utilisée dans le calcul.

La radioactivité est classiquement mesurée en compteur proportionnel à gaz ou, plus fréquemment, en scintillation liquide : le carbone à analyser est transformé en benzène. Celui-ci est ajouté à une molécule scintillante convertissant la radioactivité bêta du ^{14}C (électrons) en photons. Un compteur sensible et protégé des autres sources de rayonnement compte ces photons. La mesure est rapportée à celle d'un standard international. Pour tenir compte des réactions fractionnantes (encadré 1), on analyse en même temps le ^{13}C car le fractionnement isotopique du ^{14}C est le double de celui du ^{13}C . Plus récemment, une nouvelle technique a été mise au point dont le principe est proche de celui de la spectrométrie de masse et qui sépare la masse 14 des masses 13 et 12 du carbone. Le spectromètre est couplé à un accélérateur de particules, d'où le nom d'AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*) [16]. Quelques machines de ce type sont opérationnelles dans le monde. La méthode est beaucoup plus lourde, aussi précise, mais plus rapide et finalement pas plus onéreuse que la précédente. Son principal avantage est de permettre l'analyse de moins d'un milligramme de C alors que les méthodes classiques requièrent un gramme environ.

Conventional ^{14}C radiocarbon dating

fractionnements isotopiques par la végétation), ce qui a pour corollaire qu'elles ont essentiellement exploité, *a posteriori*, des expériences qui n'étaient pas destinées initialement à cet usage. Cet exemple illustre combien les expérimentations de longue durée et l'archivage d'échantillons de sols sont précieux en permettant de nouvelles déterminations, voire de nouvelles découvertes, au fur et à mesure de la progression des technologies et des connaissances ■

Références

- Doran JW, Sarrantino M, Liebig MA. Soil health and sustainability. *Advances in Agronomy* 1996 ; 56 : 1-54.
- Balesdent J. Un point sur l'évolution des réserves organiques des sols en France. *Étude et Gestion des Sols* 1996 ; 3 : 245-60.
- Jenkinson DS. Studies on the decomposition of plant material in soil. I. Losses of carbon from ^{14}C labeled ray-grass incubated with soil in the field. *J Soil Science* 1965 ; 16 : 104-15.
- Feller C, Guiraud G, Hétiér JM, Marol C. Study by size fractionation of organic matter in

a tropical soil fertilized with labelled crop residues (^{14}C ^{15}N) and urea (^{15}N). *Int J Tropic Agri* 1983 ; 1 : 123-30.

5. Jenkinson DS, Rayner JH. The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil Science* 1977 ; 123 : 298-305.

6. Cerri C, Feller C, Balesdent J, Victoria R, Ple-necassagne A. Application du traçage isotopique naturel en ^{13}C à l'étude de la dynamique de la matière organique dans les sols. *CR Acad Sci, Paris* 1985 ; 300 : 423-8.

7. Balesdent J. Estimation du renouvellement du carbone des sols par mesure isotopique ^{13}C . Précision, risque de biais. *Cahiers ORSTOM série Pédol* 1991 ; 26 : 315-26.

8. Numéro spécial sur l'utilisation des abondances naturelles en carbone 13 dans les sols. *Cahiers ORSTOM série Pédol* 1991 ; XXVI : n° 4.

9. Trouvé C, Mariotti A, Schwartz D, Guillet B. Étude par le traçage isotopique naturel en ^{13}C du renouvellement des matières organiques des sols de savane après plantation de pins et d'eucalyptus au Congo. *Cahiers ORSTOM série Pédol* 1991 ; 26 : 357-64.

10. Balesdent J, Mariotti A. Measurement of soil organic matter turnover using ^{13}C natural abundances. In : Boutton TW, Yamasaki SI, eds. *Mass Spectrometry of Soils*. New York : Marcel Dekker Inc., 1996 : 83-111.

11. Feller C. *La matière organique dans les sols tropicaux à argile 1:1. Recherche de compartiments fonctionnels. Une approche granulométrique*. Collection TDM n° 144. Paris : ORSTOM, 1995 ; 393 p.

12. Golchin, A, Oades JM, Skjemstad JO, Clarke P. Structural and dynamic properties of soil organic matter as reflected by ^{13}C natural abundances, pyrolysis mass spectrometry and solid-state ^{13}C NMR spectroscopy in density fractions of an oxisol under forest and pasture. *Austr J Soil Research* 1995 ; 33 : 59-76.

13. Puget P, Chenu C, Balesdent J. Total and young organic carbon distribution in aggregates of silty cultivated soils. *Europ J Soil Science* 1995 ; 46 : 449-59.

14. Balesdent J, Guillet B. Les datations par le ^{14}C des matières organiques des sols. Contribution à l'étude de l'humification et du renouvellement des substances humiques. *Science du Sol* 1982 ; 2 : 93-112.

15. Jenkinson DS, Harkness DD, Vance ED, Adams DE, Harrison AF. Calculating net primary production and annual input of organic matter to soil from the amount and radiocarbon content of soil organic matter. *Soil Biology Biochemistry* 1992 ; 24 : 295-308.

16. Trumbore SE. AMS measurement of ^{14}C and ^{41}Ca in soils. In : Boutton TW, Yamasaki SI, eds. *Mass Spectrometry of Soils*. New York : Marcel Dekker Inc., 1996 : 52-81.

17. Elzein A, Balesdent J. A mechanistic simulation of the vertical distribution of carbon concentrations and residence times in soils. *Soil Sci Soc Am J* 1995 ; 59 : 1328-35.

18. Lichtfouse E, Budzinski H, Garrigues P, Eglinton TI. Ancient polycyclic aromatic hydrocarbons in modern soils : ^{13}C , ^{14}C and biomarker evidence. *Organic Geochemistry* 1997 ; 26 : 353-9.

19. Balesdent J, Recous S. Les temps de résidence du carbone et le potentiel de stockage de carbone dans quelques sols cultivés français. *Can J Soil Science* 1997 ; 77 : 187-93.

Summary

Analysis of soil organic matter dynamics using carbon isotopes

J. Balesdent

It is important to understand soil carbon dynamics to be able to manage soil organic matter (SOM), forecast changes, and investigate organic transformation in soils. In addition to artificial isotopic tracer studies, two methods using natural isotope abundance variations have enhanced this knowledge considerably. The natural ^{13}C labelling technique uses natural differences in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio between C3 plants and C4 plants, at sites where the vegetation has been changed from one type to the other. It allows in situ measurement of the soil carbon turnover time (Figure 1). Radiocarbon dating uses ^{14}C released into the atmosphere by thermonuclear H bomb tests (Figure 3). This ^{14}C signal can be interpreted through soil organic matter models to calculate soil C turnover-time (Figure 3) or analyse soil carbon depth distributions (Figure 4). Both methods were demonstrated to be extremely powerful for investigating SOM dynamics in natural conditions and over long durations. Since they can be applied to soil C separates (Figure 2), they have been broadly used to investigate pathways of organic matter transformation and stabilization in soils. Their use at the molecular level now seems promising as a tool for deciphering the chemical processes of organic matter stabilisation and humification.

Cahiers Agricultures 1998 ; 7 : 201-6

Résumé

La connaissance de la dynamique du carbone des sols est essentielle pour la gestion des matières organiques, la prévision de leur comportement et l'étude des transformations des composés organiques dans les sols. À côté des méthodes de traçage isotopique artificiel, deux techniques utilisant les variations naturelles d'abondances isotopiques du carbone sont utilisées pour la recherche : le traçage naturel par le ^{13}C et la datation au ^{14}C . Ces méthodes se sont avérées extrêmement puissantes pour l'investigation du devenir du carbone *in situ*, comme pour la mesure de ses transformations lentes. Leur application actuelle au niveau moléculaire promet d'éclairer notre connaissance des processus d'humification.