

Les datations par le ^{14}C des matières organiques des sols

Contribution à l'étude de l'humification et du renouvellement des substances humiques

J. BALESDENT et B. GUILLET

Centre de Pédologie Biologique, B.P. 5, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex

Depuis qu'elle a été mise au point, en 1949 par LIBBY (Prix Nobel de Chimie, 1962), la méthode de datation par le carbone 14 a ouvert des domaines de recherche en archéologie, géologie et en sciences du sol. Cet article ne prétend pas être une revue des nombreuses mesures effectuées sur les matières organiques des sols (on se reportera utilement à celles de SCHARPENSEEL et SCHIFFMANN, 1977 a et b) mais vise, par quelques exemples, à situer le profit que l'on peut tirer des mesures d' « âges » des matières organiques, pour la connaissance des mécanismes de l'humification et des interactions organo-minérales dans les sols aérés ou hydromorphes. On en exclut les sols engorgés en permanence, comme les tourbes, dont les datations ont d'ailleurs permis d'affiner la chronostratigraphie du quaternaire récent.

I. — LA MÉTHODE DE DATATION.

1. PRINCIPE ET LIMITE.

Le carbone 14 ou radiocarbone naît dans la haute atmosphère par bombardement de l'azote par les neutrons cosmiques. Il s'oxyde rapidement et le $^{14}\text{CO}_2$ atmosphérique produit se dilue avec le CO_2 des isotopes stables ^{12}C et ^{13}C . Son abondance naturelle en unité de masse de carbone est de l'ordre de 10^{-12} . C'est un isotope radioactif, émetteur d'un rayonnement β^- peu énergétique (max. 155 Kev) et dont la période de décroissance est égale à 5.730 ans.

Le principe de la datation par le ^{14}C de toute substance carbonée est basée sur la loi de décroissance radioactive :

$$A = A_0 e^{-\lambda t}$$
$$\text{avec } \lambda = \frac{0,693}{T}$$

A_0 est l'activité spécifique initiale exprimée en coups par minute et par gramme de carbone. On pourrait la définir comme étant celle du carbone des organismes vivants qui le prélèvent directement ou indirectement à partir du CO_2 atmosphérique. Mais une telle définition poserait de nombreux problèmes sur lesquels nous reviendrons.

A est l'activité spécifique de l'échantillon à dater. Elle est accessible par la mesure au laboratoire de la radioactivité ^{14}C naturelle d'une quantité connue de carbone.

T est la période de décroissance qui, par convention (GODWIN, 1962) entre tous les laboratoires, est fixée à 5.568 ans.

L'âge t de l'échantillon se déduit de la formule :

$$t = 8.035 \text{ L n } \frac{A_0}{A} \quad (1)$$

Bien que variant avec les techniques de comptage employées, la limite de détection de la radioactivité ^{14}C d'échantillon naturel est atteinte vers 40.000 ans. La méthode est donc réservée à la stratigraphie du Pléistocène final et de l'Holocène. Certains laboratoires, comme celui de Groningue, sont parvenus à reculer les limites à 70.000 ans par des procédés d'enrichissement de l'isotope ^{14}C .

2. LE CHOIX DES STANDARDS.

Le calcul de l'âge suppose que soit bien définie l'activité spécifique A_0 . Tous les laboratoires se réfèrent à l'acide oxalique distribué par le N.B.S. des U.S.A. Ce souci commun d'harmonisation s'est imposé car chaque utilisateur eût peut-être été tenté de créer ses propres références. Or, il faut être conscient qu'il existe, parmi les organismes, des réactions biologiques qui conduisent à des fractionnements isotopiques variables (CRAIG, 1954 et l'imposante revue publiée par DEINES, 1980).

Ainsi, les coquilles carbonatées et les plantes dont le cycle de photosynthèse est en C_4 (plantes tropicales principalement, dont le maïs) prélèvent plus de ^{14}C (20‰ environ) que les plantes en C_3 (plantes tempérées essentiellement). Il est évident que choisir l'un de ces trois matériaux comme référence de l'activité spécifique initiale A_0 conduit à des âges sensiblement différents.

3. VARIATION DE PRODUCTION DU ^{14}C : INFLUENCE DES BOMBES ATOMIQUES.

La méthode implique également que chaque espèce végétale (ou animale) ait intégré, de son vivant, le ^{14}C dans une proportion constante avec le temps. Cela pose le problème de l'invariance séculaire de l'abondance naturelle du ^{14}C atmosphérique ou de sa production.

En réalité, des travaux (STUIVER et SUESS, 1966 ; SUESS, 1966) visant à confronter les âges réels de cernes de séquoias et pins californiens, et leur âge radiométrique, suggèrent d'importantes fluctuations mondiales au cours du temps (WILLIS *et al.*, 1960 ; DAMON *et al.*, 1960), notamment entre 2.000 et 6.000 ans où l'activité du CO_2 atmosphérique fut bien plus élevée qu'à la fin du XIX^e siècle. Les causes des variations du taux de production, qui ont forcément des incidences sur la mesure des âges, seraient multiples. Citons avec SUESS (1970) les modifications de l'activité solaire entraînant des variations de flux neutronique, des changements du dipôle terrestre et enfin l'influence des régimes climatiques qui affecte le cycle de mélange des eaux océaniques, principal réservoir de CO_2 .

En archéologie, la justesse de l'âge radiométrique en souffre et des corrections ont été proposées (STUIVER et SUESS, 1966 ; SUESS, 1976). En sciences du sol, il est bien difficile d'apprécier l'incidence des variations naturelles de production du ^{14}C , mais il en est une, artificielle cette fois-ci, à laquelle le sol n'échappe pas : il s'agit de l'introduction récente et massive de ^{14}C dans l'atmosphère et biosphère, suite aux explosions nucléaires. Le suivi de cette « pollution » atmosphérique a fait l'objet de nombreux travaux résumés dans les synthèses de NYDAL *et al.*, 1976 et BROECKER *et al.*, 1980.

La figure 1 fait état de l'augmentation rapide de l'activité ^{14}C atmosphérique dans les deux hémisphères. L'abandon des explosions nucléaires aériennes dans l'hémisphère Nord, leur ralentissement dans l'hémisphère Sud provoque, depuis le milieu de la

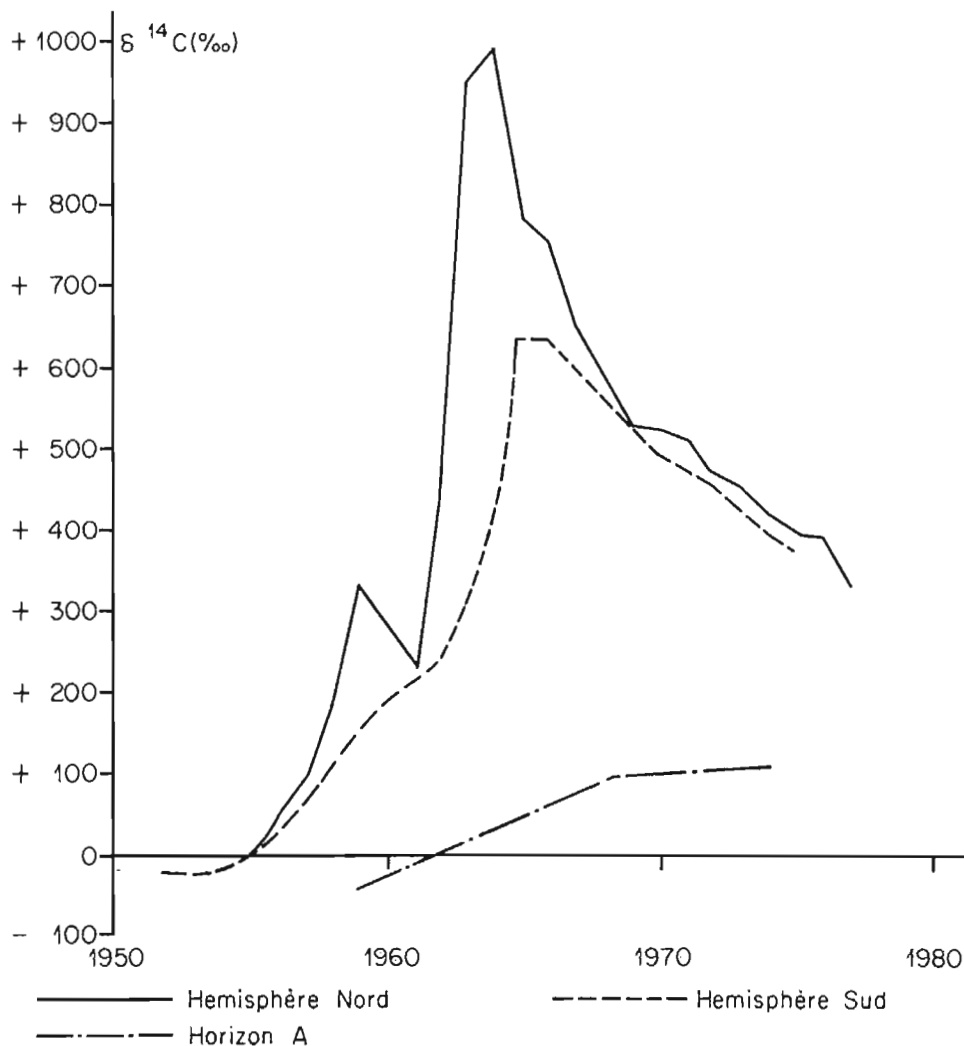


FIGURE 1. — Activité ^{14}C du CO_2 atmosphérique depuis 1950, dans l'hémisphère Nord (d'après PAUL et VAN VEEN, 1978) et Sud (d'après O'BRIEN et STOUT, 1978)

Variations since 1950 of the atmospheric ^{14}C concentration in the northern hemisphere (after PAUL and VAN VEEN, 1978), of the atmospheric and soil A₁ horizons ^{14}C concentration in the southern hemisphere (after O'BRIEN and STOUT, 1978)

décennie 1960-1970, une décroissance de l'activité ^{14}C due à la dilution du CO_2 dans le réservoir océanique. Comme les végétaux ont subi les mêmes variations que l'atmosphère, leurs résidus humifiés et par conséquent la matière organique des sols se trouvent contaminés par le ^{14}C fissiogénique. On assiste donc à une sorte de **marquage** des composés organiques des sols dont les pédologues ont pu (NAKHLA et DELIBRIAS, 1967 ; SIMOES et LOBO, 1974 ; TURENNE et RAPAIRE, 1979) et peuvent encore tirer profit pour comprendre la dynamique de l'humification.

4. EXPRESSION DES RESULTATS.

Comme il est classique en géochimie isotopique, on calculera pour chaque échantillon analysé, sa variation d'abondance $\delta^{14}\text{C}$ par rapport à l'acide oxalique standard NBS.

$$\delta^{14}\text{C} = \frac{A_{\text{ech}} - A_{\text{Ox}}}{A_{\text{Ox}}} \times 1.000$$

Un $\delta^{14}\text{C}$ négatif permet d'appliquer la formule (1), positif il traduit l'influence notable du ^{14}C fissionogénique.

II. — ACTIVITE ^{14}C ET DYNAMIQUE DE L'HUMIFICATION.

Dans les sols où s'exerce une activité biologique, les flux de minéralisation et d'humification des litières végétales et microbiennes aboutissent à la constitution d'un stock organique limité. Il n'y a pas eu, au cours du temps, accumulation de matières organiques, comme dans les tourbes, mais renouvellement. Certains composés très labiles ont des temps de vie courts alors que d'autres, biorécalcitrants ou inertes transitent plus longtemps et paraissent donc plus vieux.

La matière organique des sols intègre donc dans ses constituants moléculaires des atomes de carbone d'âges très différents. Il est évident que l'activité ^{14}C de l'ensemble des atomes de carbone, d'où découle l'âge moyen, dépend directement de la distribution des âges des atomes de carbone. En considérant que la minéralisation, c'est-à-dire la formation de CO_2 , est le processus essentiel qui préside à la disparition des atomes de carbone du sol, cette fonction « distribution des âges » est liée au type de cinétique de minéralisation.

1. NOTION DE TEMPS MOYEN DE RESIDENCE ET DE TEMPS DE TURNOVER.

a) Définitions générales.

On peut définir un compartiment quelconque comme un ensemble d'éléments qui **transitent** dans un état donné : par exemple les atomes de carbone d'un sol ou d'une fraction organique.

A un instant donné, chaque élément a un âge i qui est le **temps écoulé depuis son entrée dans le compartiment**. Le compartiment peut être caractérisé par un fonction densité de répartition $q(i)$ des âges (i) des éléments (figure II) et possède les propriétés suivantes :

- $q(0)$ sont les entrées annuelles
- la quantité totale des éléments est :

$$Q = \int_0^{\infty} q(i) di \quad (2)$$

- les éléments ont un âge moyen l

$$l = \frac{\int_0^{\infty} i q(i) di}{Q} \quad (3)$$

Cet âge moyen peut être appelé Temps Moyen de Résidence (TMR).

Considérons maintenant que le compartiment a **toujours** fonctionné avec le même régime, c'est-à-dire avec des **entrées constantes** et **une loi immuable** régissant la sortie

des éléments. On démontre que la fonction densité de répartition $q(i)$ des âges est alors la même que la fonction $q(t)$ décrivant le devenir dans le temps des apports d'une année. Elle est nécessairement décroissante.

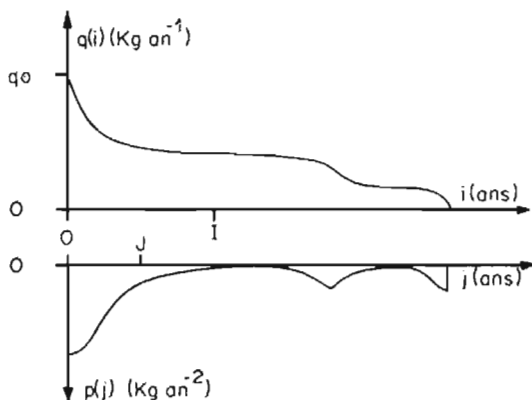


FIGURE II. — Courbes d'une densité de répartition $q(i)$ des âges i et de la densité de répartition $p(j)$ des temps de transit j correspondante
 i = âge moyen; j = temps de turnover ou de renouvellement

Schematic representation of the age density distribution function $q(i)$ and of the corresponding transit time density distribution function $p(j)$
 i = weighted mean age; j = turnover time

- On peut alors définir le temps de transit j d'un élément comme l'âge qu'il aura à sa sortie.
- On démontre que la fonction densité de répartition $p(j)$ des temps de transit j (figure II) est :

$$p(j) = - \frac{dq(j)}{dj}$$

- Les pertes annuelles du système sont :

$$P = \int_0^{\infty} p(j) dj$$

Le système ne peut fonctionner en régime stationnaire que si $P = q(0)$, autrement dit si les pertes annuelles sont égales aux entrées annuelles. On parlera alors d'un système à l'équilibre.

- Le temps moyen de transit J est :

$$J = \frac{\int_0^{\infty} j p(j) dj}{P} \quad (4)$$

J peut être appelé **temps moyen de renouvellement** ou **temps de turnover**. Dans les sols, on peut l'exprimer comme **l'âge moyen de ce qui est minéralisé**.

J est en général différent de I : par exemple l'âge moyen I de la population française est de l'ordre de 30 ans alors que son temps de transit moyen (espérance de vie à la naissance) est de l'ordre de 65 ans.

Cette théorie très générale, souvent appliquée à l'utilisation des traceurs, est développée par ERIKSSON (1971).

b) Cas particulier d'une distribution exponentielle des âges des éléments.

Si les éléments qui sortent à chaque instant du compartiment constituent une fraction représentative de ce compartiment, c'est-à-dire une fraction ayant la même distribution des âges que celle de l'ensemble des éléments (figure III) alors $q(i)$ s'écrit :

$$q(i) = q_0 \exp(-bi)$$

— q_0 sont les apports annuels,

— b est un inverse du temps : c'est le coefficient de disparition, de minéralisation par exemple,

— la quantité totale est q_0/b ,

— l'âge moyen ou temps moyen de résidence est $I = 1/b$,

— **le temps de turnover est égal au temps moyen de résidence $I = J = 1/b$,**

— le temps de demie-vie des éléments est : $t_{1/2} = (Ln 2)/b$.

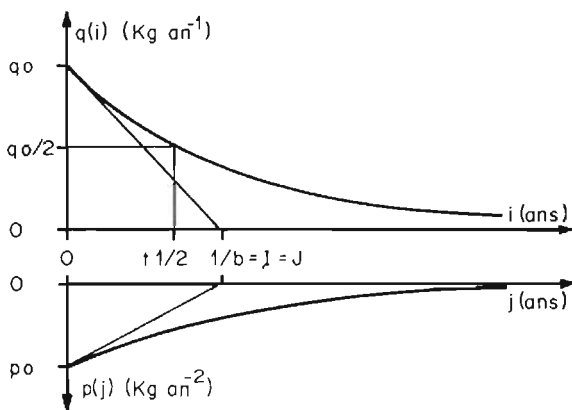


FIGURE III. — Courbes de la densité de répartition $q(i)$ des âges i et de la densité de répartition $p(j)$ des temps de transit j , d'un compartiment fonctionnant suivant l'hypothèse du mélange parfait

Age moyen = temps de turnover = $1/b$

Age density distribution $q(i)$ and transit time density distribution $p(j)$ in the case of a well-mixed compartment. Mean age = turnover time = $1/b$

Une telle distribution ne correspond pas nécessairement à une cinétique du premier ordre, mais à un choix aléatoire des éléments qui sortent, et on lui donne parfois le nom d'hypothèse du mélange parfait.

2. INTERPRETATION DE LA MESURE D'ACTIVITE ^{14}C .

a) Expression générale.

L'activité spécifique A d'un ensemble d'atomes de carbone est la résultante des activités actuelles d'entités carbonées d'âge (i), c'est-à-dire de l'activité que ces dernières avaient à leur entrée, diminuée de la désintégration radioactive pendant leur séjour (i) dans le compartiment.

$$A = \frac{\int_0^{\infty} A_i \exp(-\lambda i) q(i) di}{\int_0^{\infty} q(i) di} \quad (5)$$

$q(i)$ est la densité de répartition.

A_i est l'activité moyenne que les éléments (ou entités carbonées) d'âge actuel i avaient à leur entrée.

$\lambda = 1,2097 \cdot 10^{-4} \text{ an}^{-1} = \text{constante de désintégration du } ^{14}\text{C}$.

A est l'activité spécifique actuelle du compartiment.

En considérant comme compartiment le carbone organique du sol, les seules entrées proviennent de la photosynthèse et dans l'expression (5) A_i est l'activité que le CO_2 atmosphérique avait il y a i années. Malgré les fluctuations naturelles que nous avons évoquées, on peut admettre qu'avant les explosions nucléaires, A_i équivalait à A_0 de l'équation (1).

Avant l'intervention du ^{14}C d'origine thermonucléaire, l'âge apparent ^{14}C des sols était à peu près égal à l'âge moyen réel, au moins pour une période récente (moins de 1.000 ans). D'où la relation que l'on a pu formuler : « âge apparent ^{14}C = temps moyen de résidence » (CAMPBELL et al., 1967) et dans le cas d'hypothèse du mélange parfait « âge apparent ^{14}C = temps de turnover » (JENKINSON, 1966 ; GUILLET, 1979).

b) Le rôle de traceur du ^{14}C d'origine thermonucléaire.

L'intégration des données de l'activité récente du CO_2 atmosphérique (figure 1) appliquée à l'étude du renouvellement du carbone organique des sols a été déjà largement utilisée (NAKLA et DELIBRIAS, 1967 ; STOUT et O'BRIEN, 1972 ; TURENNE et RAPAIRE, 1979).

A titre d'exemple, en nous inspirant de SIMOES LOBO (1972), nous pouvons calculer, pour 1980 et dans d'hémisphère Nord, l'activité ^{14}C de compartiments fonctionnant selon l'hypothèse du **mélange parfait**, en entrant dans l'équation (5) les valeurs de l'activité du CO_2 atmosphérique jusqu'en 1980.

La courbe de la figure IV indique l'âge moyen réel correspondant à une activité ^{14}C mesurée. On y remarque la très grande précision, de l'ordre de l'année, sur les âges moyens (temps moyen de résidence) compris entre 20 et 100 ans, domaine inaccessible en datation classique. Le ^{14}C thermonucléaire affecte peu le domaine des âges supérieurs à 1.000 ans, mais une interprétation qui négligerait le ^{14}C thermonucléaire (courbe en pointillés) sous-estimerait les âges intermédiaires (de 200 ans pour un âge réel de 400 B.P. par exemple).

Cet exemple montre que la mesure d'activité ^{14}C de systèmes fonctionnels propose un compromis entre la datation classique et la lecture du traçage, uniforme et universel, effectué par les bombes atomiques. Ce traceur permet une approche fine du fonctionnement à moyen terme des stocks organiques. **Mais il faut se souvenir que l'interprétation est nécessairement liée à une hypothèse de distribution des âges.**

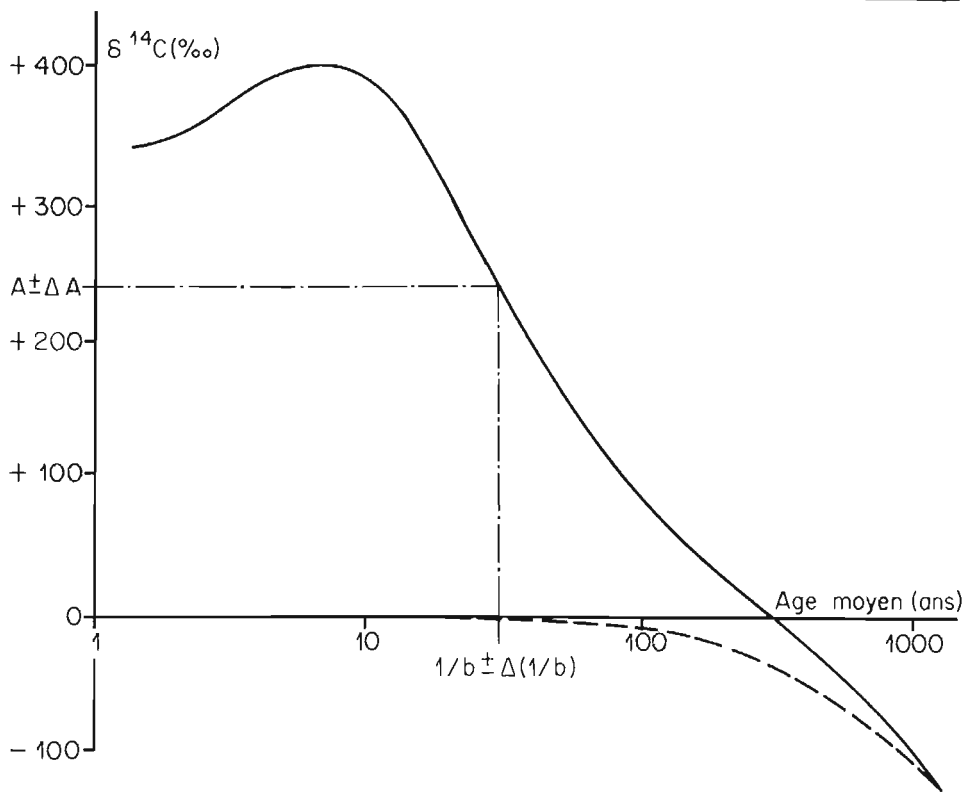


FIGURE IV. — Courbe de correspondance entre l'activité ^{14}C et l'âge moyen de compartiments fonctionnant suivant l'hypothèse du mélange parfait, pour 1980, dans l'hémisphère Nord

En pointillés, correspondance avant les essais thermonucléaires

Relationship between ^{14}C concentration and mean age of «well mixed» compartments (calculated for 1980, in the northern hemisphere). The dotted line represents relationship before nuclear tests

3. MODELES DE DYNAMIQUE DU CARBONE ORGANIQUE TOTAL D'UN SOL.

a) Selon l'hypothèse du mélange parfait.

Si l'on applique l'hypothèse du mélange parfait à la totalité de la matière organique d'un sol, le coefficient de minéralisation b que la mesure d'activité ^{14}C permet de calculer est généralement trop faible. Les apports annuels q_0 calculés par la relation $q_0 = bQ$ sont amplement sous-estimés, comme BALESDENT (1982) a pu le vérifier sur quatre sols de pelouses d'altitude du Jura. Le tableau 1 montre que pour ces quatre sols bénéficiant d'apports annuels de l'ordre de 0,4 à 0,5 kg de carbone/m²/an⁻¹, le calcul livre des valeurs allant de 0,02 à 0,2 kg/m²/an⁻¹.

Les mesures d'activité ^{14}C montrent donc que l'hypothèse de la décroissance exponentielle appliquée à l'ensemble du carbone organique des sols n'est pas valable. Cette remarque a pu être faite pour la quasi-totalité des sols. Elle a conduit de nombreux auteurs à proposer des modèles à plusieurs compartiments organiques, chacun suivant une décroissance exponentielle qui lui est propre.

Ainsi, JENKINSON et RAYNER (1977) proposent un modèle avec les 5 compartiments suivants : matériel végétal décomposable (demi-vie : 0,165 ans) ; matériel végétal résis-

tant (2,21 ans) ; biomasse du sol (1,69 ans) ; matière organique physiquement stabilisée (49,5 ans) ; et matière organique chimiquement stabilisée (1.980 ans).

PAUL et VAN VEEN (1978) proposent un modèle du même type, à huit compartiments.

TABLEAU 1. — Calcul des apports annuels (q_0) d'après l'activité ¹⁴C dans le cas de l'hypothèse du mélange parfait (C.H. = calcique humifère ; B.L. = sol brun lessivé)

Annual inputs (q_0) calculated after ¹⁴C activity according to the hypothesis of an exponential age distribution

Référence du sol	$\delta^{14}\text{C}$ (‰)	Quantité Q totale de C (kg m ⁻²)	b calculé (an ⁻¹)	$q_0 = bQ$ calculé (kg m ⁻² an ⁻¹)
C.H.	+ 66 ± 10	14,2	0,0083	0,12 ± 0,02
B.L.	+ 25 ± 9	14,3	0,0047	0,07 ± 0,01
C.H.	+ 85 ± 10	20,6	0,010	0,20 ± 0,03
B.L.	- 93 ± 8	17,0	0,0012	0,02 ± 0,01

b) Modèle supposant l'existence d'un pool stable.

Presque tous les sols présentent un gradient d'âge apparent croissant avec la profondeur (SCHARPENSEEL, 1972 a et b ; GUILLET, 1979).

Un sol brun lessivé du Jura à apports rhizosphériques dominants a un gradient linéaire, de pente 5.000 ans par mètre (BALESDENT, 1982). Comment peut-on expliquer ce type de gradient ?

Il existe dans l'horizon B_{2t}, à 80 cm de profondeur, du carbone organique d'âge apparent 4.800 ans, donc, assez stable. On peut supposer que cette matière organique stable est présente dans tout le profil, d'ailleurs visiblement pédoturbé par les lombricidés. Si l'on fait l'hypothèse que cette matière organique stable est présente à la même concentration en chaque point du profil, on peut calculer, par différence, quelle serait l'activité ¹⁴C du reste du carbone (tableau 2).

Le carbone restant a une activité ¹⁴C élevée et semblable dans tous les horizons : $\Delta^{14}\text{C} = 110$ ‰ en moyenne. On peut l'interpréter comme un pool jeune, unique. Il représente 60 % du carbone organique du sol. Son âge, calculé selon l'hypothèse du mélange parfait, est de 75 ans, ce qui correspondrait à des apports annuels q_0 de 110 g m⁻² an⁻¹, plus proches de la réalité que ceux calculés au tableau 1 (20 g m⁻² an⁻¹). La figure V montre le profil qu'auraient les deux pools ainsi distingués.

Dans ce modèle, les taux de minéralisation sont les mêmes en B et A₁ ; les teneurs en carbone sont différentes car les quantités de matières organiques apportées sont plus fortes en surface.

O'BRIEN et STOUT (1978) ont proposé pour un sol développé sur cendres un modèle similaire et concluent à l'existence d'un pool d'âge moyen 70 ans dont ils simulent la répartition verticale par une équation de diffusion du carbone organique.

Le modèle que nous proposons pourrait expliquer les gradients d'âges de la plupart des sols bruns, au moins pour les 60 premiers centimètres, et de la quasi totalité des vertisols, où le mélange mécanique affecte d'ailleurs notablement le pool jeune. Ce modèle, seul, ne semble pas pouvoir expliquer les gradients de certains andosols et chernozems.

TABLEAU 2. — Calcul de l'activité ($\delta^{14}\text{C}$) du carbone restant après déduction du pool stable hypothétique (on appelle carbone restant la différence des teneurs en carbone avec le B_{2t})

^{14}C activity of the organic carbon remaining after substitution of an hypothetical stable pool. Remaining carbon in the A_1 , A_2 , B_1 horizons is the difference between their carbon content and that of the B_{2t} horizon

Horizon	Profondeur prélèvement (cm)	Teneur en carbone (%)	$\delta^{14}\text{C}$ (‰)	Age apparent (ans)	$\delta^{14}\text{C}$ du carbone restant (‰)
A_1	6-12	5,7	+ 87 ± 10	présent	+ 149
A_2	20-28	1,9	- 82 ± 9	700	+ 74
B_1	42-52	1,05	- 202 ± 10	1 860	+ 93
B_{2t} = pool stable	77-87	0,60	- 438 ± 10	4 800	-

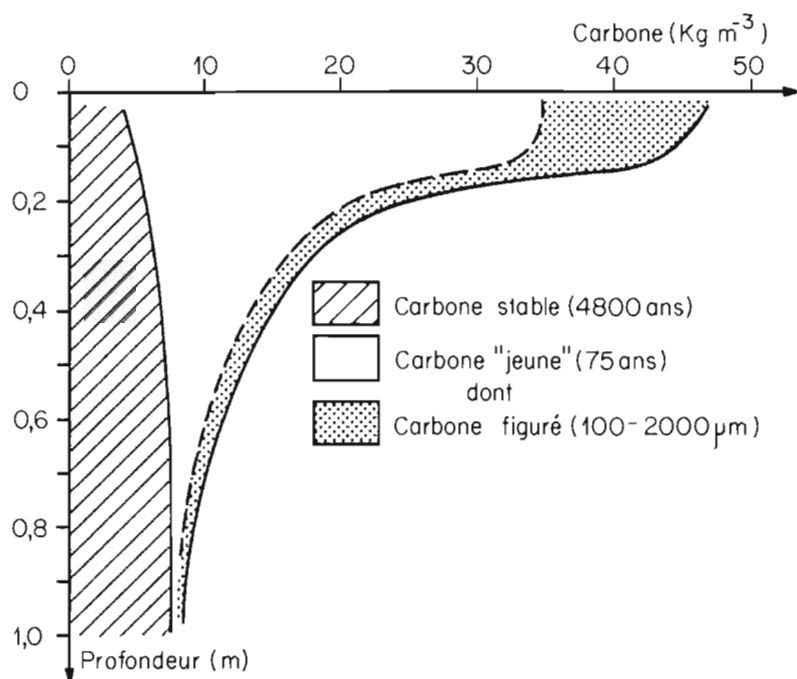


FIGURE V. — Profils du pool stable et du pool jeune dans un sol brun lessivé. The concentration profiles of stable organic matter and young organic matter in soil (hapludalf)

c) Proposition de loi de distribution des âges (BALESDENT, 1982).

Dans l'hypothèse de la décroissance exponentielle des apports, la matière organique « vieille » a le même coefficient de minéralisation que la matière organique jeune, ce qui, en fait, n'est pas vérifié. On peut donc rechercher d'autres lois où le coefficient de minéralisation décroîtrait avec l'âge comme le suggèrent les expériences de longue durée, de décomposition et humification de végétaux marqués (JENKINSON, 1965). Une des lois les plus simples répondant à ce critère est :

$$q(i) = q_0 \left(1 + \frac{i}{a}\right)^{-n}$$

i est l'âge des éléments, q(i) la densité de répartition des âges, q₀ les apports annuels, a est un temps, n est positif ou nul sans unité.

Le coefficient de minéralisation $\left(-\frac{dq}{q}\right)$ pour chaque tranche d'âges (i) a pour expression

$$-\frac{dq}{q}(i) = \frac{n}{a+i}$$

il décroît avec l'âge, de $\frac{n}{a}$ au départ à 0 pour les âges infinis.

En supposant que les apports annuels sont connus, la résolution des deux équations (2) et (5) dans lesquels Q et A sont mesurés, permet de calculer les deux paramètres a et n et de dresser la courbe de distribution q(i) des âges. On précise certaines propriétés liées à cette distribution : l'âge moyen (ou TMR) est obtenu par l'application de l'équation (3) et le temps moyen de transit (ou de turnover) par l'équation (4) qui devient :

$$J = \frac{\int_0^{\infty} i \frac{n}{a+i} \left(1 + \frac{i}{a}\right)^{-n} di}{\int_0^{\infty} \frac{a+i}{n} \left(1 + \frac{i}{a}\right)^{-n} di}$$

Les paramètres a et n peuvent décrire des systèmes dont la quantité de carbone croîtrait indéfiniment (si n ≤ 1). Nous ne faisons donc pas l'hypothèse que les systèmes fonctionnent depuis un temps infini. Appliquée aux sols, une telle hypothèse serait d'ailleurs abusive. C'est la raison pour laquelle on borne l'âge des sols à 8.000 ans dans les équations (2), (3), (4) et (5). L'équilibre n'étant pas tout à fait atteint, le concept de temps moyen de transit équivaut à l'âge moyen de ce qui est minéralisé.

Ce modèle a été appliqué à un sol brun lessivé (BL), biologiquement actif et « vieux », et à un sol calcique humifère (CH), moins actif et paradoxalement plus « jeune ». On remarque (tableau 3) les différences entre les âges apparents ¹⁴C, les âges moyens et les temps moyens de transit.

Le calcul des temps moyens de transit et du reste d'un apport annuel après 10 ans traduit effectivement la plus faible activité biologique du sol calcique, dont l'âge moyen est pourtant plus faible. Ces données peuvent être interprétées de la façon suivante : le sol calcique humifère a un coefficient d'humification plus fort que le sol brun lessivé, mais ne permet pas la stabilisation durable de grandes quantités de carbone. L'augmentation actuelle du stock de carbone total ne dépasse pas 50 g par m² et par siècle : elle ne serait pas perceptible à l'échelle humaine.

TABLEAU 3. — Paramètres dynamiques calculés pour des distributions des âges de la forme $(1 + \frac{t}{a})^{-n}$ pour deux sols

Dynamic parameters calculated for two soils for which the age density distribution function $q(i) = q_0 (1 + \frac{i}{a})^{-n}$ is applied

	Sol brun lessivé (B.L. 2)	Sol calcique humifère (C.H. 2)
Q : Stock total de carbone (Kg m ⁻²)	16,9	20,5
δ ¹⁴ C global (‰) (âge apparent ¹⁴ C) (ans)	- 93 ± 8 (800 BP)	+ 85 ± 10
q ₀ : apports estimés (Kg m ⁻² an ⁻¹)	0,4	0,4
<u>Valeurs calculées :</u>		
a (ans)	2	27
n	0,8	1,5
Accroissement annuel du stock global ($\frac{dQ}{dt}$) (Kg m ⁻² an ⁻¹)	5,25 10 ⁻⁴	7,8 10 ⁻⁵
Age moyen global (ans)	1 645 ans	450 ans
Temps moyen de transit (ans)	32 ans	50 ans
Reste d'un apport annuel après 10 ans dans le sol ($\frac{q(10)}{q_0}$)	23 %	62 %

La proposition d'une distribution des âges selon une « fonction puissance » n'a pas la prétention de traduire des types de réactions physico-chimiques particulières. Cette loi de distribution indique simplement la tendance du **devenir des apports organiques** au sol et peut être considérée comme l'enveloppe d'un grand nombre d'exponentielles. Appliquée au sol brun lessivé, la figure VI compare la densité de répartition des âges selon le modèle proposé et selon l'hypothèse du mélange parfait pour un même temps moyen de transit des matières organiques (32 ans).

Ce modèle intègre de façon continue les notions d'humification et de minéralisation et peut être appliqué au calcul des bilans humiques des sols.

III. — ROLE DES SUPPORTS MINÉRAUX.

L'isolement des matières organiques fraîches par densimétrie (Zn Cl₂ ou Zn Br₂), flottation ou tamisage réserve peu de surprise : c'est une fraction plus jeune que la fraction dense ou fine organo-minérale.

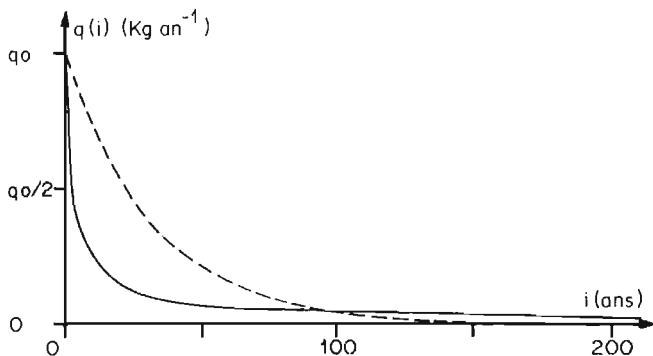


FIGURE VI. — Distribution des âges calculée pour le sol brun lessivé :

$q(i) = q_0 \left(1 + \frac{t}{2}\right)^{-2}$ (en trait plein) et distribution exponentielle correspondant au même temps de turnover, 32 ans (en pointillés)

Representation of the density distribution of ages calculated for the hapludalf:

$q(i) = q_0 \left(1 + \frac{t}{2}\right)^{-2}$ (full line) and an exponential density distribution corresponding to the same turnover time, i.e. 32 years (dotted line)

Pour tenter de vérifier l'hypothèse de GERASIMOV (1969) selon laquelle le sol contient des matières organiques très vieilles, SCHARPENSEEL (1971) a effectué l'analyse de classes granulométriques définies d'un horizon B_r de podzol. La fraction argileuse la plus fine (0,5 à 0,25 μm) y est la plus jeune (2.500 ans) alors que les limons ont des âges apparents plus élevés (3.450 ans).

Un constat semblable a été fait par BARTOLI *et al.* (1980) avec l'analyse comparée des âges apparents d'argiles et de phytolithes (2 à 50 μ) extraits d'un horizon B_r de podzol. En s'appuyant sur le comportement à l'hydrolyse acide des composés azotés, ils démontrent que les matières organiques des argiles sont essentiellement polycondensées et présentent pourtant des âges apparents faibles (195 ans BP).

Au contraire, les phytolithes retiennent, sur les surfaces positives des micropores internes, des petites molécules azotées anioniques dont l'âge apparent s'élève à 530 ans BP. On voit donc que la condensation des molécules n'implique pas forcément un plus lent turnover. Le mode de fixation des composés organiques sur le minéral et leur accessibilité aux réactions dégradatives microbiennes semblent des facteurs de première importance.

Les phytolithes, et d'une façon générale les gels positifs, stabilisent chimiquement les fonctions carboxyliques normalement les plus aisément biodégradables. En outre, l'emprisonnement des molécules dans leur microporosité structurale interne peut être un obstacle à la biodégradation microbienne : le turnover y est alors ralenti.

Pour les macromolécules humiques fixées sur les surfaces externes des argiles, cet obstacle serait en partie levé. La biodégradation, le renouvellement des matières organiques seraient contrôlés par les relations spatiales existant entre les micro-organismes et les assemblages argileux au sein des agrégats.

L'effet dépressif sur la minéralisation des substances organiques associées aux phases minérales amorphes se retrouve aussi dans certains horizons spodiques (GUILLET, 1975 ; RIGHI et GUILLET, 1977) et surtout dans les andosols riches en allophanes.

RIGHI (1975, 1979) décrit sur les sables des Landes du Médoc une toposéquence podzolique de quelques mètres allant d'un sol hydromorphe à l'aval à un podzol humique à alios à l'amont (figure VII). A l'aval, les horizons spodiques sont meubles, leur structure en agrégats étant avant tout biogène. L'aliotisation de l'amont résulte de la coalescence des ciments alumino-fulviques qui enrobent les grains de quartz et les soudent. Il existe, au milieu de la séquence, un profil (2-4 LAG) où se télescopent les deux types de structure : dans l'horizon spodique, agrégats et grains revêtus y sont juxtaposés. Ceux-ci, séparés par des techniques relevant de l'orpaillage, ont été datés et les C, Al et Fe libres analysés.

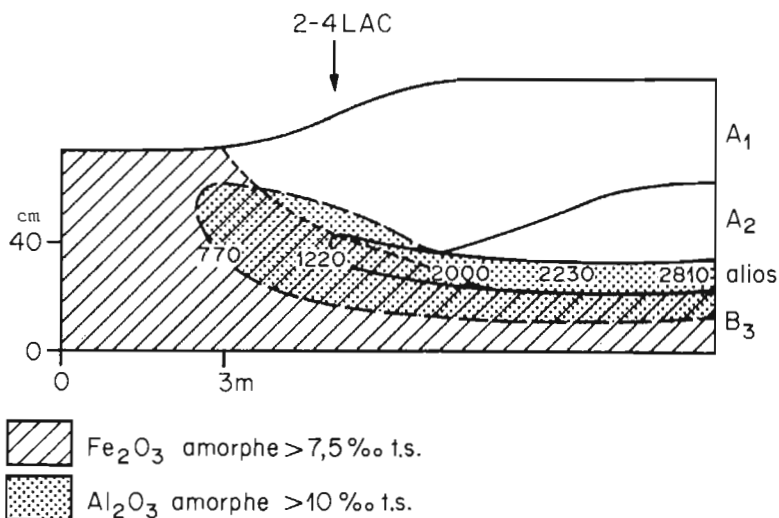


FIGURE VII. — *Microséquence podzolique et âges apparents ¹⁴C de l'horizon B_n* (d'après RIGHI, 1979, et RIGHI et GUILLET, 1971)

Podzolic microsequence and ¹⁴C apparent ages of the B_n horizon (after RIGHI, 1979; RIGHI and GUILLET, 1977)

Les données du tableau 4 montrent que si les revêtements représentent le tiers du carbone total de l'horizon, les éléments amorphes voient leur concentration relative au carbone s'accroître par rapport à celle des agrégats. **L'accroissement de la charge métallique du complexe organo-minéral floculé favoriserait la stabilisation biologique des composés organiques** puisque l'âge apparent y est plus élevé que dans les agrégats. Lorsque, vers l'amont, la floculation des complexes alumino-fulviques s'est généralisée et que l'alios s'est formé, les fulvates se sont fossilisés, atteignant un âge apparent de 2.800 ans. Par contre, à l'aval, la mésofaune génératrice de structures agrégées maintient à un certain niveau le renouvellement des composés organiques : l'âge apparent y est bien plus faible. Des faits analogues ont été présentés récemment (ROBIN et al., 1981, 1982) pour des podzols du Bassin Parisien.

En fractionnant, par voie chimique successive, un horizon (B) d'andosol contenant 7,2% de carbone organique et dont l'âge apparent est de 2.760 ans, HETIER (1975) montre que l'adsorption de molécules organiques sur les allophanes, imogolites et halloysites les stabilisent chimiquement et biologiquement (tableau 5).

Les fractions, en majorité fulviques, extraites par la soude tamponnée à pH 10 sont les plus activement recyclées. Par référence au modèle de BRUCKERT et al (1974) et de CHASSIN et al. (1978), elles correspondraient aux composés humifiés « externes »

des agrégats, en contact direct avec les espaces poreux du sol, bénéficiant des sources bio-énergétiques (exsudats racinaires) qui s'y concentrent. L'extraction par NaOH 0,1 N (pH 12) dissout une large fraction des allophanes et les acides humiques qui leur sont associés : l'effet stabilisateur des allophanes s'y manifeste par un élèvement de l'âge apparent (2.980 ans). Mais plus remarquable est l'âge apparent maximum (3.400 ans) de la faible fraction organique (9% du C total) liée aux minéraux argileux peu abondants, principalement à l'imogolite et l'halloysite glomérulaire. Leur dissolution par un mélange HF-HCl (PERRAUD *et al.*, 1971) suivie d'une extraction alcaline prouve que le confinement spatial des composés organiques dans la microporosité interne des minéraux argileux néoformés en milieu organique restreint de façon significative les échanges avec l'extérieur et ralentit le renouvellement des composés organiques ainsi séquestrés.

TABLEAU 4. — *Fractionnement des agrégats et grains revêtus d'un horizon B_{2h} de podzol des Landes du Médoc*

Fractionation between aggregates and coated grains from a B_{2h} horizon of the 3-4 LAG podzol in the Landes du Médoc

	C en % du carbone du sol	Teneur en %			mg de mé- tal/g de C		Age apparent ¹⁴ C (BP)
		C	Fe	Al	Fe/C	Al/C	
Grains revêtus	35	6,0	0,7	1,5	116	250	1 390 ± 70
Agrégats	65	178,0	6,2	38,0	34	213	1 120 ± 80

TABLEAU 5. — *Age apparent ¹⁴C des matières organiques extraites successivement de l'horizon (B) (40-50 cm) de l'andosol du Mercoeur (Puy-de-Dôme) (d'après HETIER, 1975)*

¹⁴C apparent ages of organic matter successively extracted from the (B) horizon (40-50 cm) of the Mercoeur Andosol (after HETIER, 1975)

	C org. en % du carbone total	Age apparent ¹⁴ C (BP)
Extrait alcalin pH 10 (acides fulviques)	24,4	2 110 ± 80
Extrait alcalin pH 12 (dissolution partielle des allophanes-acides humiques)	50,8	2 980 ± 80
HF-HCl suivi de NaOH 0,1 N (dissolution des argiles-acides humiques)	9,0	3 400 ± 100
Résidu (humine)	16,0	2 900 ± 80

A ces considérations stériques, il conviendrait d'ajouter l'effet spécifique des surfaces adsorbantes alumineuses. ANDRIEUX (1981) a en effet montré que, comparativement aux fer et calcium, l'aluminium considéré comme « cation de liaison » entre l'argile et des substances organiques modèles (polymères catéchol-glycine) déprime leur biodégradation.

IV. — LA RECHERCHE DE COMPARTIMENTS HOMOGÈNES.

1. LE FRACTIONNEMENT ENTRE ACIDES FULVIQUES, HUMIQUES ET HUMINES (VOIE ALCALINE).

De très nombreuses mesures ont été effectuées après séparation des composés organiques par les agents alcalins. Citons les travaux de NAKHLA et DE LIBRIAS (1967) sur les sols eutrophes du Bassin Parisien, de SCHARPENSEEL (1972, 1977), RAPAPIRE et TURENNE (1977) sur les podzols, de SIMOES LOBO *et al.* (1974) sur les sols ferrallitiques, de YAMADA (1968), sur les andosols, CAMPBELL *et al.* (1967), HETIER (1975), ARSLANOV *et al.* (1970), SCHARPENSEEL (1971), MARTEL et PAUL (1974) sur les chernozem.

Comme on peut s'y attendre, les acides fulviques offrent généralement les temps moyens de résidence les plus bas puisqu'ils sont les composés organiques les plus simples et les plus directement hérités des constituants protéiques et hydrocarbonés des plantes, des micro-organismes ainsi que les produits du métabolisme de ces derniers.

L'humine n'est pas nécessairement plus vieille que les acides humiques, puisque le concept d'« humine » recouvre des produits divers de stabilité biologique différente. On peut, en première approximation, concevoir que les structures héritées de la biomasse microbienne (parfois bactérienne et fragments fongiques : PAUL [1970]) et des plantes prennent une grande importance dans les horizons superficiels A₁ des sols : l'humine apparaîtrait alors comme essentiellement jeune. Par contre, dans les horizons profonds, la protection physico-chimique de substances organiques au contact des minéraux peut justifier des temps de résidence plus élevés de l'humine. Une illustration en est donnée par SIMOES LOBO (1974) sur les sols ferrallitiques : l'humine a les temps de résidence les plus courts dans les horizons A₁ et les plus longs dans les horizons (B).

Il faut être conscient qu'une aussi sommaire interprétation admet des exceptions que nous révèlent les données bibliographiques. Ainsi en est-il de l'identité du temps de résidence des acides fulviques et humine (7.160 et 7.250 ans) des horizons B_n de podzols étudiés par RAPAPIRE et TURENNE (1977), alors que l'âge apparent des acides humiques (11.300 ans) s'identifie presque à l'âge absolu de ces sols. Cela prouve que l'humine, caractérisée en fait par son insolubilité dans les réactifs alcalins, est un mélange fort complexe de composés organiques d'origine et âges divers.

2. LE FRACTIONNEMENT PAR HYDROLYSE ACIDE.

Le premier couplage des méthodes de fractionnement par hydrolyse acide et des datations fut réalisé par PAUL *et al.* (1964), mais c'est avec la publication des travaux de CAMPBELL *et al.* (1967) que l'on mesure combien le fractionnement hydrolytique aboutit à des résultats plus **discriminants** que les classiques séparations par voie alcaline. Ainsi, par hydrolyse (HCl 6N sous reflux) des acides humiques et de l'humine d'un A_p de chernozem dont les TMR respectifs étaient de 1.235 et 1.140 ans, ils isolent une fraction soluble et jeune (25 ans pour les AH ; 465 ans pour l'humine). L'analyse spectrale comparée des hydrolysats et du résidu carboné des acides humiques montre que ces fractions labiles ont une structure beaucoup plus aliphatique qu'aromatique. A l'inverse, les résidus carbonés de l'hydrolyse seraient essentiellement aromatiques et biologiquement inertes, puisque leur temps de résidence s'élève à 1.400 ans.

A la suite des travaux d'ANDREUX (1971, 1981), on peut admettre que les substances humiques s'apparentent à des polycondensats complexes formés d'entités structurales distinctes. Au cours de leur évolution dans le sol, les composés phénoliques subissent des polymérisations oxydatives et s'assemblent pour former une matrice à structure aromatique polycyclique sur laquelle viennent se greffer des enchainements latéraux polypeptidiques hydrosolubles.

Comme les α -amino-acides de ces chaînes périphériques sont, avec les oséamines, la source principale d'azote utilisable par les micro-organismes (VERMA *et al.*, 1975), on doit s'attendre à ce que ces fractions peptidiques hydrolysables soient plus intensément

recyclées que les matrices résiduelles. Par datation, elles apparaîtraient bien plus jeunes. Il faut toutefois observer, avec JOCTEUR MONROZIER et ANDREUX (1981) que la cinétique du turnover des fractions azotées organiques peut être largement dépendante de la nature des liaisons avec la phase minérale. Elle peut donc varier avec le type de sol, selon la composition du complexe d'altération.

Peu d'études ont été à ce jour réalisées et la référence en ce domaine est celle de MARTEL et PAUL (1974) qui ont étudié la distribution du carbone et de l'azote d'un chernozem. Ils ont observé une excellente corrélation entre la distribution de l'azote organique et le turnover des fractions datées. Si l'on exclut la fraction légère constituée de débris figurés isolés par densimétrie, **les fractions les plus jeunes, à $\delta^{14}\text{C}$ positif, sont assimilables aux composés hydrolysables les plus riches en azote organique** (tableau 6). Il s'agirait essentiellement, d'une part des polysaccharides et amino-polysaccharides en premier isolés par une hydrolyse ménagée (HCl 0,5 N) et, d'autre part, des composés encore plus riches en azote (C/N = 5) que l'hydrolyse HCl 6 N libère. A ces fractions labiles, intensément et continuellement renouvelées, s'opposent celles résistant à l'hydrolyse de C/N élevé (C/N = 27) et biologiquement stables.

TABLEAU 6. — Temps moyens de résidence des fractions séparées par hydrolyse acide d'un horizon A_p (0-10 cm) de chernozem (d'après MARTEL et PAUL, 1974)

Mean residence times of fractions separated by the acid hydrolysis of an A_p horizon of chernozem (after MARTEL and PAUL, 1974)

	$\delta^{14}\text{C}$ ou TMR	Bilan C	Bilan N	C/N
Fraction légère	$\delta^{14}\text{C} = + 243 \text{ ‰}$	6	3	17,0
Fraction lourde	505 ± 105	94	97	9,2
- Hydrolysate HCl 0,5N	$\delta^{14}\text{C} = + 6 \text{ ‰}$	35	41	8,0
- Résidu d'hydrolyse HCl 0,5N	855 ± 70	59	56	10,0
+ Hydrolysate HCl 6N	$\delta^{14}\text{C} = + 61 \text{ ‰}$	22	43	5,0
+ Résidu d'hydrolyse HCl 6N	$1\ 765 \pm 65$	37	13	27,0

On voit donc que le fractionnement hydrolytique acide conduit à séparer des sous-ensembles organiques, apparemment homogènes au plan de la biodégradabilité et de leur temps de transit dans les sols. Il resterait à confirmer ce schéma séduisant par l'analyse d'autres sols, comme les études d'HETIER (1975) sur les andosols, et de SCHARPENSEEL (1977) sur un argiudoll, nous donnent l'espoir.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

Le temps de résidence des matières organiques dans les sols est un paramètre de première importance si l'on veut étudier les mécanismes fondamentaux de la minéralisation et de l'humification des substrats végétaux apportés aux sols. Il est raisonnable de concevoir qu'en chaque point du sol, la matière organique est constituée d'un ensemble d'entités hétérochrones. Affirmer qu'il s'agit d'un mélange formé principalement de matières organiques jeunes affectées d'un cycle de turnover court et de matières organiques anciennes, objet d'un cycle si long qu'elles peuvent être considérées comme stables, inertes ou fossilisées, est une simplification nécessaire, mais certainement pas utopique.

Les matières organiques vieilles qui prédominent d'autant plus que l'on tend vers la base du profil sont en place depuis plusieurs milliers d'années. Elles ne représentent qu'une infime portion des substances organiques qui ont transité dans le sol et se sont stabilisées et même transformées, au contact de la phase minérale. Elles ont pu être si précocement et durablement stabilisées que l'on a pu dire que dater les matières organiques des horizons profonds fournit une estimation raisonnable de l'âge du sol.

En revanche, les matières organiques jeunes deviennent de plus en plus abondantes lorsque l'on approche la surface du sol où se concentrent les apports maxima. Elles demeurent globalement labiles et sont génétiquement, sinon structurellement, encore assez proches du matériel végétal et microbien. Elles subissent le plus actif et utile recyclage puisqu'elles sont la source des éléments fertilisants du sol (N, P, K, oligo-éléments).

Si les expériences au laboratoire ou au champ à partir de substrats organiques marqués au ^{14}C sont d'un intérêt fondamental dans toute étude de biodégradation et recyclage de substances extrêmement labiles (polysaccharides par exemple), la méthode de datation exploitant le marquage par les bombes atomiques peut être utilisée pour la gestion à moyen terme du stock organique des sols. Comme ce marquage universel s'estompe d'années en années, il s'agit de saisir une opportunité du moment, en espérant qu'il ne se renouvelle plus.

Bibliographie

- ANDREUX F. (1981). — Utilisation de molécules de synthèse dans l'étude des processus d'insolubilisation et de biodégradation des polycondensats humiques. *Science du Sol*, **4**, 271-291.
- ANDREUX F., METCHE M. et JACQUIN F. (1971). — Incorporation de l'azote aminé dans la phyto-métanine issue de la polymérisation oxydative de d-hydrojuglone. *C.R.A.S., Paris*, **272 D**, 2729-2731.
- ARSLANOV K.A., GERASIMOV I.P. et ZUBKOV A.I. (1970). — Determination of the age of chernozem by radiocarbon dating. *Soils and Fertilizers*, **1971**, **34** (1), p. 25.
- BALESSENT J. (1982). — **Thèse de Docteur-Ingénieur, Université de Nancy I.**
- BARTOLI F., JOCTEUR-MONROZIER L. et RAPAIRE J.-L. (1980). — Sur la stabilisation des matières organiques azotées par les minéraux silico-alumineux dans les podzols : phytolithes et argiles. *C.R.A.S., Paris*, **291 D**, 183-186.
- BRUCKERT S., HETIER J.-M. et GUTIERREZ F. (1974). — Dynamique de l'humification des andosols du Massif Central français et des îles Canaries : caractérisation physico-chimique des complexes organo-minéraux. *Science du Sol*, **4**, 225-245.
- CAMPBELL C.A., PAUL E.-A., RENNIE D.A. et MCCALLUM K.J. (1967). — Applicability of the carbon dating method of analysis to soil humus studies. *Soil Science*, **104** (3), 217-224.
- CHASSIN P., LE BERRE B. et NAKAYA N. (1968). — Influence des substances humiques sur les propriétés des argiles. IV. - Interprétation des propriétés d'hydratation des andosols et des sols sablo-humifères. *Science du Sol*, **3**, 155-166.
- CRAIG H. (1954). — Carbon-13 in plants and the relationships between Carbon-13 and Carbon-14 variations in nature. *J. Geol.*, **62** (2), 115-149.
- DAMON P.E., LONG A., GREY D.C. (1960). — Fluctuation of atmospheric carbon-14 during the last six millenia. *J. Geophys. Res.*, **71**, 1055-1064.
- DEINES P. (1980). — The isotopic composition of reduced organic carbon. In « Handbook of Environmental Isotope Geochemistry », Fritz and Fontes, Eds, **1**, 329-405.
- ERIKSSON E. (1971). — Compartment models and reservoir theory. In « Annual Reviews of Ecology and Systematics », R.I. Johnson, B. Franck, C.D. Michner, Lds.
- GERASIMOV I.P. (1969). — Absolute and relative age of soils. *Pochvoedenie*, **5**, 27-32.
- GODWIN M. (1962). — Half life of radiocarbon. *Nature*, **195** (4845), 984.
- GUILLET B. (1975). — Les podzols forestiers et les podzols de dégradation : relation entre l'histoire de la végétation et l'évolution des podzols sur grès vosgien triasique. *Rev. Ecol. Biol. Sol*, **12** (1), 405-444.
- GUILLET B. (1979). — Etude du renouvellement des matières organiques des sols par des radionucléides (^{14}C). In « *Pédologie*, **2**. - Constituants et propriétés du sol », Bonneau et Souchier, Eds, Masson, Paris, 210-226.
- HETIER J.-M. (1975). — Formation et évolution des andosols en climat tempéré. **Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nancy I**, 194 p.
- JENKINSON R.S. (1965). — Studies on the decomposition of plant material in soil. I. - Losses of carbon from ^{14}C labeled ryegrass incubated with soil in the field. *J. Soil Sci*, **16** (1), 104-115.
- JENKINSON D.S., RAYNER J.H. (1977). — The turnover of soil organic matter in some of Rothamsted classical experiments. *Soil Science*, **123** (5), 298-305.
- JENKINSON D.S. (1966). — The turnover of organic matter in soil. In « The use of isotopes in soil organic matter studies », J. Appl. Rad. and Isot. Suppl., 187-197.

- JOCTEUR-MONROZIER L. et ANDREUX F. (1981). — L'azote organique des sols. Exemples de quantification des formes protéiques et des combinaisons complexes. *Science du Sol*, **3**, 219-242.
- MARTEL Y.A. et PAUL E.A. (1974). — The use of radiocarbon dating of organic matter in the study of soil genesis. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **38**, 501-506.
- NAKHLA S.M. et DELIBRIAS G. (1967). — Utilisation du C¹⁴ d'origine thermonucléaire pour l'étude de la dynamique du carbone dans les sols. A.I.E.A., Vienne, Proceed, series, 169-176.
- NYDAL R., LOVSETH K. et GULLICKSEN S. (1976). — A survey of radiocarbon variation in nature since the Test Ban Treaty. In « Radiocarbon Dating », Berger and Suess, Eds., Univ. Calif. Press, 313-323.
- O'BRIEN B.S. et STOUT J.P. (1978). — Movement and turnover of soil organic matter as indicated by carbon isotope measurements. *Soils Biol. Biochem.*, **10**, 309-317.
- PAUL E.A. (1970). — Plant components and soil organic matter. In « Recent advances in Phytochemistry », **3**, 59-104.
- PAUL E.A., CAMPBELL C.A., RENNIE D.A. et McCALLUM K.J. (1964). — Proceed 8th Int. Congr. Soil Science, Bucarest, **3**, 201-207.
- PAUL E.A. et VANVEEN J.A. (1978). — Trans. 11th Int. Congr. Soil Sci., Edmonton, **3**, 61-102.
- PERRAUD, NGUYEN KHA et JACQUIN F. (1971). — *C.R.A.S., Paris*, **272**, 1594-1597.
- RAPAIRE J.-L. et TURENNE J.-F. (1977). — In « Soil organic matter studies ». I.A.E.A., Vienne, 179-186.
- RIGHI D. (1975). — *Science du Sol*, **4**, 315-321.
- RIGHI D., DUPUIS Th. et JAMBU J. (1979). — Coll. « Migrations organo-minérales dans les sols tempérés », Nancy, 57-62.
- RIGHI D. et GUILLET B. (1977). — In « Soil organic matter studies », I.A.E.A., Vienne, 187-192.
- ROBIN A.-M., GUILLET B. et DE CONINCK F. (1981). — *Science du Sol*, **4**, 315-329.
- ROBIN A.-M., GUILLET B. et DUCHAUFOR Ph. (1982). — *Rev. Forest. Franç.* (sous presse).
- SCHARPENSEEL H.W. (1971). — In « *Pedology. Origin, nature and dating of paleosols* », Israel, Univ. Press, 77-88.
- SCHARPENSEEL H.W. (1972 a). — *Zeitsch. Pflanz. Boden*, **133** (3), 241-263.
- SCHARPENSEEL H.W. (1972 b). — Proc of the 8th Int. Conf. on Radiocarbon dating, Wellington, New-Zealand, 383-392.
- SCHARPENSEEL H.W. (1977). — In « Soil organic matter studies », I.A.E.A., Vienne, **2**, 193-200.
- SCHARPENSEEL H.W. et SCHIFFMANN H. (1977 a). — *Geophys. Surv.*, **3**, 143-156.
- SCHARPENSEEL H.W. et SCHIFFMANN H. (1977 b). — *Z. Pflanz. Bodenkd.*, **140**, 159-174.
- SIMÕES LOBO P.F. (1972). — Utilisation du ¹⁴C atmosphérique comme traceur de la matière organique des sols. Thèse, Université de Bahia, Brésil, 63 p.
- SIMÕES LOBO P.F., FLEXOR J.-M., RAPAIRE J.-L. et SIEFFERMANN G. (1974). — *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, **12** (1), 115-123.
- Suess H.E. (1970). — In « Radiocarbon variations and absolute chronology », 12th Nobel Symp., Olsson, Ed., 595-605.
- Suess H.E. (1976). — In « Radiocarbon dating », Berger et Suess, Eds., University of California Press., 777-784.
- STUIVER M. et SUESS H.E. (1966). — *Radiocarbon*, **8**, 534-540.
- TURENNE J.-F. et RAPAIRE J.-L. (1979). — « Isotopes and radiation in research on soil plant relationships », I.A.E.A., Vienne, 333-344.
- VERMA L., MARTIN J.-P. et HAIDER K. — *Soil Sci. Soc. Amer. Proc*, **39**, 279-284.
- WILLIS E.M., TAUBER H. et MUNNICH K.O. (1960). — *Am. J. Sci. Radiocarbon Suppl.*, **2**, 1.
- YAMADA Y. (1968). — *J. Sci. Soil Nat.*, **39** (10), 447-451.

RADIOCARBON DATING APPLIED TO THE STUDY OF THE TURNOVER OF SOIL ORGANIC MATTER

This paper is not exactly an exhaustive review of radiocarbon dating applied to soil science. Its aim is to illustrate the usefulness of dating for the comprehensive knowledge of the evolution of organic matter in various soils.

Radiocarbon activities of soil organic matter can be interpreted in terms of mean ages (or mean residence times) only if one hypothesis on age distributions is given. The ^{14}C involved by nuclear tests must be taken into account.

From three known characteristics of the compartment «soil organic matter», i.e. the total amount of organic matter (Q), the radiocarbon activity of this organic matter and the flux of organic matter entering the compartment (annual inputs = q_0), it was shown that the decomposition rate of organic matter decreases as the age of this organic matter increases.

The age density distribution, that is also the kinetics of decay of an annual input, can be more perfectly represented by a function of the type $y = (1 + t/a)^{-n}$ than by the classical exponential function (fig. VI). Mean ages of 1645 and 450 years were so calculated for organic matter of meadow soils, whereas the corresponding turnover times (mean transit times) calculated are 32 and 50 years only (table 3).

The vertical increase of apparent ^{14}C ages in an hapludalf (table 2) can be explained by the juxtaposition (fig. V) of a pool of stable organic matter (4800 years old) and a pool of young organic matter (75 years).

With examples taken from samplings in podsoles and andosols, it can be shown that interactions with minerals cause variations of apparent ^{14}C ages. So, in a podsollic soil sequence (fig. VII), the cofloculation of amorphous alumina and fulvic acids around skeleton grains leads to the progressive induration of the B_h horizon and a subsequent depletion of the organic matter turnover rate: high apparent ages in indurated B_h (alios) suggest a fossilization of the organic matter.

In a (B) horizon of an andosol, the organic matter associated with glomerular halloysites was found to be the oldest organic fraction (table V). This can be explained by the fact that its inclusion in the porosity of halloysites prevents its degradation by soil microorganisms.