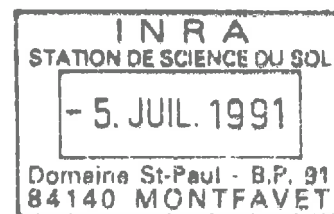


~~TH-RB9~~

FC10

THESE
présentée à
L'UNIVERSITE DE NANCY I
pour obtenir
le titre de Docteur-Ingénieur



par

Jérôme BALESSENT

ETUDE DE LA DYNAMIQUE DE L'HUMIFICATION
DE SOLS DE PRAIRIES D'ALTITUDE (Haut-Jura)
AU MOYEN DES DATATIONS ^{14}C DES MATIERES ORGANIQUES

Soutenue publiquement le 15 décembre 1982
devant la Commission d'Examen

Membres du Jury

MM. B. SOUCHIER, Professeur à l'Université de Nancy I
J. BOULAINÉ, Professeur à l'I.N.A. Paris-Grignon
J.CH FONTES, Professeur à l'Université de Paris Sud
Ph. DUCHAUFOR, Professeur Honoraire à l'Université de Nancy I
B. GUILLET, Maître de Recherche au C.N.R.S.
F. ANDREUX, Chargé de Recherche au C.N.R.S.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier vivement tous mes collaborateurs du Centre de Pédologie Biologique de Nancy pour leur aide quotidienne et leur amitié, et tout particulièrement Mme Marie-Jeanne PAPIS le tirage et la mise en pages de ce mémoire, M. Robert JAEGY, de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie, le Maître du compteur de basses radioactivités, MM. Louis-Marie BRESSON, Sylvain BRUCKERT, Richard MICHALET, MM. RICHARD, RITTER et TROSSET, qui m'ont guidé dans la montagne, MM. DUCHAUFOR et FONTES, pour leur parrainage scientifique et l'attention qu'ils ont bien voulu porter à ce modeste travail, MM. BOULAINÉ et SOUCHIER qui en sont les initiateurs, et bien sûr, Francis ANDREUX et Bernard GUILLET, qui en sont les pères.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
<u>CHAPITRE I</u> : PRESENTATION DES SOLS ETUDIES	5
I.- MILIEU	5
1.- Localisation des stations	5
2.- Le climat	5
3.- La végétation	7
4.- Le substratum	7
II.- CARACTERES GENERAUX DE LA PEDOGENESE	7
III.- DESCRIPTION DES SOLS ETUDIES	9
1.- Fiches descriptives : Avertissements	10
2.- Commentaires	15
a.- Dénomination des sols	15
b.- Particularités de ces sols	15
<u>CHAPITRE II</u> : GENERALITES SUR LES MESURES D'ACTIVITE C^{14} DE LA MATIERE ORGANIQUE DES SOLS	21
I.- DATATIONS CLASSIQUES	21
1.- Principe	21
2.- Facteurs modifiant l'activité ^{14}C du CO_2 atmosphérique	21
a.- Variations climatiques de l'activité atmosphérique	22
b.- Effet Suess	22
c.- Effet des bombes atomiques	22
d.- Fractionnement isotopique	23
3.- Présentation des résultats, précision	23
II.- APPLICATION A DES COMPARTIMENTS DYNAMIQUES	24
Introduction	24
1.- Notion sur la dynamique des compartiments	24
a.- Définitions générales	24
b.- Cas particulier d'une distribution exponentielle des âges des éléments	26

2.-	Interprétation de l'activité ^{14}C	27
a.-	Généralités	27
b.-	Le rôle de traceur du ^{14}C d'origine thermo-nucléaire	28
3.-	Conclusion	28
 <u>CHAPITRE III</u> : APPORT DES MESURES D'ACTIVITE ^{14}C GLOBALES A LA CONNAISSANCE DE LA DYNAMIQUE DE L'HUMIFICATION		33
I.-	MESURES DES ACTIVITES ^{14}C DES FRACTIONS	33
1.-	Présentation des résultats	33
2.-	Existence de gradients d'âge	33
3.-	Horizons A_1	35
4.-	Horizons beta	35
5.-	Hypothèse sur l'âge absolu des sols	36
II.-	DETERMINATION DES SOCKS ET DES APPORTS DE CARBONE	36
1.-	Quantités totales de carbone	36
2.-	Activités ^{14}C des différentes fractions	40
3.-	Estimation des apports annuels de carbone organique au sol	40
III.-	PROPOSITION DE MODELES DE L'HUMIFICATION	41
1.-	Incompatibilité de l'hypothèse de décroissance exponentielle	41
2.-	Modèle supposant l'existence d'un pool stable	42
a.-	Principe	42
b.-	Résultats et discussion	42
c.-	Incidences du modèle	44
d.-	Application à quelques données bibliographiques	44
3.-	Proposition d'une loi de distribution des âges en fonction "puissance"	45
a.-	Description	45
b.-	Calcul	46
c.-	Application aux sols du Jura	48
d.-	Comparaison avec les expériences de marquage	51
4.-	Modèle à deux compartiments - Coefficient d'humification	53
a.-	Le carbone organique figuré dans les sols	53
b.-	Présentation du modèle à deux compartiments	54
c.-	Calcul : détermination du coefficient k	55
d.-	Résultats	56
e.-	Conclusion	58
5.-	Conclusion	

<u>CHAPITRE IV</u> : CONTRIBUTION DES DIFFERENTES FRACTIONS ORGANIQUES A LA DYNAMIQUE GLOBALE DU CARBONE	63
I.- FRACTIONNEMENT GRANULOMETRIQUE DU SOL	63
A.- Séparation de la matière organique figurée	63
1.- Méthode utilisée	63
2.- Résultats	64
a.- Observation microscopique	64
b - Résultats analytiques	64
3.- Traitement de la fraction 100-2000 μ m	64
4.- Conclusion	66
B.- Fractionnement des agrégats à 5 μ m	67
II.- EXTRACTIONS ALCALINES SUCCESSIVES ET FRACTIONNEMENT DE L'HUMINE	68
1.- Extractions alcalines successives : NaOH, pH 10 et pyrophosphate de sodium 0,1 N	68
a.- Méthode	68
b.- Résultats	68
2.- Fractionnement granulométrique de l'humine	70
a.- Méthode	71
b.- Résultats	71
c.- Discussion	73
III.- FRACTIONNEMENT PAR HYDROLYSE ACIDE	74
1.- Méthode	74
2.- Résultats	75
3.- Discussion	77
IV.- INTERPRETATION DYNAMIQUE DE L'ACTIVITE DES FRACTIONS SEPARÉES	78
V.- CONCLUSIONS SUR LES FRACTIONNEMENTS	82
CONCLUSIONS GENERALES	87
BIBLIOGRAPHIE	
ANNEXES	

INTRODUCTION

Le rôle fondamental de la matière organique dans la fertilité des sols n'est plus à démontrer. Mais afin d'expliquer ou de contrôler l'abondance de matière organique dans les sols, il est nécessaire de connaître les durées de vie des composés organiques et les facteurs favorisant leur stabilisation. Les mesures d'activité ^{14}C naturelle ont largement contribué à la compréhension des grands types de pédogénèse (SCHARPENSEEL et SCHIFFMANN, 1977 ; GUILLET, 1979). L'activité ^{14}C est la seule donnée analytique qui puisse préciser directement la dynamique du carbone organique des sols. Les autres méthodes objectives ne peuvent être qu'expérimentales : elles consistent à suivre, au cours du temps, les conséquences d'une expérience telle qu'un marquage, une incubation, la modification d'un facteur du milieu, etc. D'une part ces expériences peuvent modifier les conditions naturelles de fonctionnement des sols, d'autre part, l'effet du temps étant quasiment impossible à simuler, ces expériences sont en général des expériences à court terme. Les mesures d'activité ^{14}C sont donc complémentaires de ces méthodes, elles peuvent expliquer le fonctionnement à long terme des sols, et d'ailleurs, en plus de la datation, liée au caractère radioactif du noyau ^{14}C , les mesures d'activité rendent compte actuellement du traçage récent du carbone organique des sols par le ^{14}C issu des essais thermonucléaires aériens, dont NYDAL (1968) a annoncé l'importance dans la compréhension du cycle planétaire du carbone. Les mesures d'activité ^{14}C , combinées à d'autres expériences, ont ainsi permis de formuler des modèles généraux de l'humification (JENKINSON et RAYNER, 1977 ; PAUL et VAN VEEN, 1978). Puisqu'on doit espérer qu'il ne se reproduise plus, ce traçage est une opportunité qui doit être saisie : en effet, son éloignement progressif dans le passé rend son interprétation de plus en plus confuse.

Nous nous proposons de préciser, par des mesures d'activités ^{14}C , la dynamique de l'humification de sols de prairies d'altitude, développés sur roche calcaire dans le Haut-Jura, en nous efforçant de mettre les résultats en relation avec le premier facteur de distinction des sols de cette région : le couple pH/calcaire. En outre, nous espérons préciser la nature des humus particuliers formés sur calcaire dur sous ce climat. Après la présentation des règles générales de l'interprétation dynamique quantitative des activités ^{14}C , nous proposons quelques modèles de la dynamique de la matière organique des sols, appliqués au cas des prairies du Jura. En fin, nous rechercherons la place respective de différentes fractions organiques dans la dynamique générale des sols.

CHAPITRE I

PRÉSENTATION DES SOLS ÉTUDIÉS

PRÉSENTATION DES SOLS ÉTUDIÉS

I.- MILIEU

1.- Localisation des stations

Le Jura méridional est constitué, dans sa partie occidentale et centrale, de plateaux calcaires s'étageant entre 600 et 1 300 m. Il s'agit de zones subhorizontales présentant une évolution karstique assez prononcée. A l'Est, les couches géologiques se redressent jusque 1 700 m pour former la chaîne des Monts Jura. La chaîne est séparée du dernier plateau, ou troisième plateau, par un profond synclinal, la vallée de la Valserine.

Deux stations ont été retenues pour l'étude de la dynamique de la matière organique des sols, dans la partie orientale (Haut-Jura) (cf. carte). Il s'agit de stations de prairies développées sur calcaires durs du Séquanien et du Kimmeridgien. L'une est située à 1 700 m d'altitude, sur la chaîne des Monts Jura, plus précisément au sommet du Grand Crêt, qui est une antecime nord du Crêt de la Neige. L'autre est située à 1 150 m, sur le troisième plateau, sur le flanc Est de l'anticlinal des Bouchoux, au lieu-dit "Chaudezem-bre", à 10 km au sud de la ville de Saint-Claude.

Cette partie du Jura fait l'objet d'une étude cartographique du Service d'Etude des Sols et de la Carte Pédologique de France (Feuille de Saint-Claude).

2.- Le climat

Le Haut-Jura méridional est caractérisé par un climat montagnard perhumide frais, comme le définit BOULAINÉ (1972). Il peut être résumé par les données de la station de Lamoura (1 156 m), qui sont représentatives du troisième plateau :

- les précipitations annuelles sont très élevées : 2 085 mm répartis sur toute l'année, dont 900 mm de neige, tombant de mi-novembre à fin avril ;

- la température moyenne annuelle est de 4.8°C avec 12.9°C en juillet ;



- l'évapotranspiration potentielle est de 600 mm, et le bilan hydrique mensuel est toujours largement excédentaire ; on peut cependant relever cinq ou six décades sèches par an, qui ne pourront affecter que la partie superficielle des sols.

Au Grand Crêt (1 700 m), les conditions climatiques ne sont pas connues précisément. On peut affirmer que les précipitations annuelles sont supérieures à 2 500 mm et que la température moyenne est de l'ordre de 2°C.

Les conclusions à tirer de ces données sont les suivantes : le drainage climatique est très important (1 000 à 2 000 mm). L'année est scindée en deux périodes de fonctionnements différents : la période hivernale dure 6 à 8 mois selon l'altitude, elle est caractérisée par les températures basses réduisant l'activité biologique, et par l'immobilisation des précipitations sous forme de neige. Elle est suivie d'une libération massive d'eaux de fonte et d'une véritable explosion biologique.

3.- La végétation

Sur le troisième plateau, la végétation typique est le pré-bois. Les forêts sont actuellement des hêtraies à Epicéa. Mais nos stations ont été défrichées il y a plusieurs siècles, de sorte que les sols sont actuellement sous prairies permanentes pâturées, destinées à l'élevage pour la production du fromage de Comté. Les associations végétales sont des formes du Mesobromion plus ou moins acidifié, modifiées et homogénéisées par le pâturage.

Les sommets de la chaîne du Jura appartiennent à l'étage sub-alpin. BEGUIN (1970) et MICHALET (1982) en donnent des études phytosociologiques. Nous avons retenu un sol développé sous Nardaie (*Nardetum jurassicum*) et un sol de pelouse basophile-neutrophile "fraîche du *Carexion ferruginae* à son pôle le plus sec : proche du *Pulsatilo-anemonetum* (J. RITTER, communication personnelle). Il s'agit également de pelouses pâturées. L'influence de l'homme sur la déforestation de ces crêtes reste controversée.

Pour toutes nos stations, nous retiendrons que les apports organiques aux sols sont exclusivement prairiaux depuis plusieurs siècles, et que s'il y a eu, antérieurement, des apports forestiers, une strate herbacée importante devait être également présente.

4.- Le substratum

Nous avons choisi des sols développés sur calcaires durs et purs (moins de 5 % de résidu insoluble) du Kimmeridgien et du Séquanien. Ces calcaires sont fissurés par un réseau de diaclases et se débitent en unités grossières (de 5 à 30 cm). Ils permettent un drainage vertical parfait des eaux d'infiltration vers la profondeur du karst.

Des études récentes (POCHON, 1978 ; AUBERT et al., 1979) ont mis en évidence un apport éolien limono-argileux important de l'époque tardi- à post-Würm sur le Haut-Jura, dont l'épaisseur est estimée à 45 cm. Sa composition (chlorites ferrifères, plagioclases, abondance de quartz et de feldspaths potassiques, rareté relative de la kaolinite) diffère de celle du résidu insoluble des calcaires (Illites, kaolinite et montmorillonite). Ce dépôt semble affecter beaucoup moins le troisième plateau (TRUFFAUT, 1981).

D'autre part, on peut rencontrer dans des remplissages de fissures, des graviers et sables grossiers gréseux et siliceux, d'origine glaciaire.

II.- CARACTERES GENERAUX DE LA PEDOGENESE

Le Haut-Jura a déjà fait l'objet de plusieurs études pédologiques. POCHON (1978) décrit l'évolution des sols du Haut-Jura suisse ; MICHALET (1982) étudie la pédogénèse à l'étage sub-alpin. Notre station du Grand Crêt fait partie d'une zone cartographiée par SCHEURER (1974). La station de Chaudezembre est empruntée à une étude cartographique de VERGES (1979). Les résultats de ces études et nos propres observations nous ont conduits à formuler les règles suivantes, générales pour la zone des Monts-Jura et du troisième plateau (altitude supérieure à 1 000 m) :

Les sols sont post-würmiens et en général monophasés. En effet, le Haut-Jura a été décapé au Würm par des calottes glaciaires locales et par une activité périglaciaire intense. Une étude du glaciaire jurassien (CAMPY, 1982) indique que la zone que nous étudions est une des dernières dégagées, et nous admettrons pour nos sols un âge maximal de 8 000 ans B.P.

Les sols ne sont jamais carbonatés dans la terre fine. BOULAINÉ (1972) a déjà observé que la pédogénèse suit la voie acide. Quelques sables ou graviers calcaires peuvent être rencontrés dans le bas des profils ou dans les sols à pente très forte.

Les sols sont généralement organiques. Les teneurs en matière organique dans les horizons A₁ sont toujours supérieures à 8 %. Les stocks organiques totaux sont supérieurs à 10 kg/m². Les teneurs en argile de la fraction minérale sont supérieures à 30 % et peuvent atteindre 80 %. A des altitudes supérieures à 1 400 m, il peut se produire une podzolisation ménagée, si le support alumino-silicaté est suffisamment pauvre en argiles (sols cryptopodzoliques humifères) (SCHEURER, 1974 ; MICHALET, 1982). Ces sols sont rares, et l'altération est en général peu poussée. Cette caractéristique de la pédogénèse sur roche calcaire différencie nettement les sols du Jura des sols développés à des altitudes semblables sur roches acides, où la tendance à la podzolisation est nette.

Les principaux facteurs de différenciation des sols sont la géomorphologie, la pureté du calcaire ou son degré de fragmentation, en tous cas, son aptitude à retenir le matériel silicaté d'apport ou de décarbonatation, et le premier critère morphologique de distinction des sols est l'épaisseur des profils. On peut ainsi distinguer, schématiquement :

- des sols peu épais, humifères, à matière organique sombre, à taux de saturation supérieur à 50 %, à pH supérieur à 5,5, dont les humus se rapprocheraient donc du type mollique, ou de mull eutrophes humifères, en termes de classification française. Ils sont constitués d'un horizon A reposant directement sur le calcaire ;

- des sols plus épais (plus de 30 cm), moins humifères, à matière organique plus claire, à taux de saturation inférieur à 50 %, à pH inférieur à 5,5, et souvent moins argileux en A₁ que les précédents.

Les teneurs en matière organique sont donc reliées d'une part à la proximité du substrat calcaire, et corrélativement, à la teneur en Ca²⁺ et au pH du sol, d'autre part à l'altitude. La variabilité spatiale des types de sols, liée à la conformation de la surface des couches calcaires, est très importante. La couverture pédologique ne peut être décrite qu'en termes de combinaisons très contrastées, et les transitions latérales sont abruptes, souvent inférieures au mètre.

Les caractères intergrades de la plupart des sols entre la classe des sols calcimagnésiques et la classe des sols brunifiés (C.P.C.S.) rend leur dénomination dans les référentiels traditionnels difficile.

III.- DESCRIPTION DES SOLS ETUDIÉS

Nous avons étudié, dans le cadre de ce mémoire, deux couples sol calcaïque/sol acide, à des niveaux d'altitude différents :

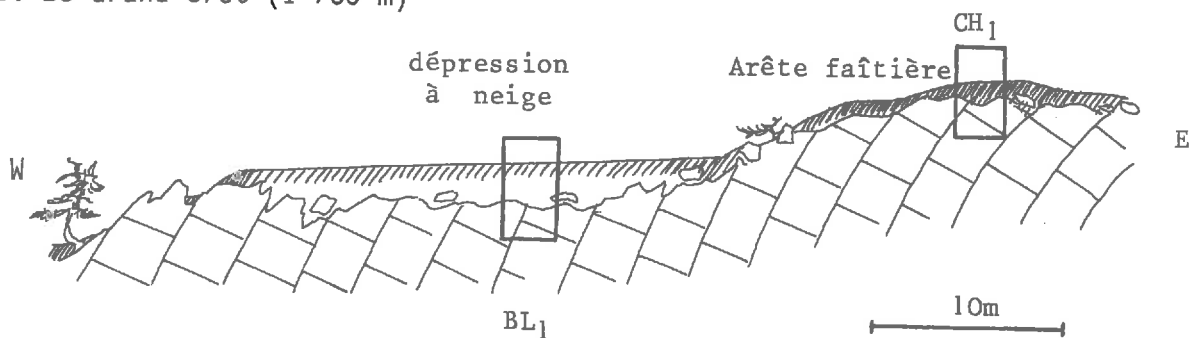
- un couple situé à 1 700 m, sur la chaîne des Monts Jura, plus précisément au sommet du Grand Crêt, qui est une antecime du Crêt de la Neige ;

- un couple situé à 1 150 m, sur le flanc E t de l'anticlinal des Bouchoux, près du lieu-dit Chaudezembre.

Nous avons choisi ces quatre sols non pas parce qu'ils pourraient présenter des caractères extrêmes, mais parce que nous les avons jugés représentatifs de la majorité des sols que l'on peut rencontrer sur calcaire dur, et sous prairies à ces altitudes.

En outre, les deux sols de chaque couple étant distants seulement de quelques mètres, un certain nombre de facteurs qui influencent leur développement, notamment le climat général et la nature du calcaire, sont identiques. Ils diffèrent essentiellement par l'épaisseur du matériau décalcifié et donc l'épaisseur du profil.

I. Le Grand Crêt (1 700 m)



II. Chaudezembre (1 150 m)

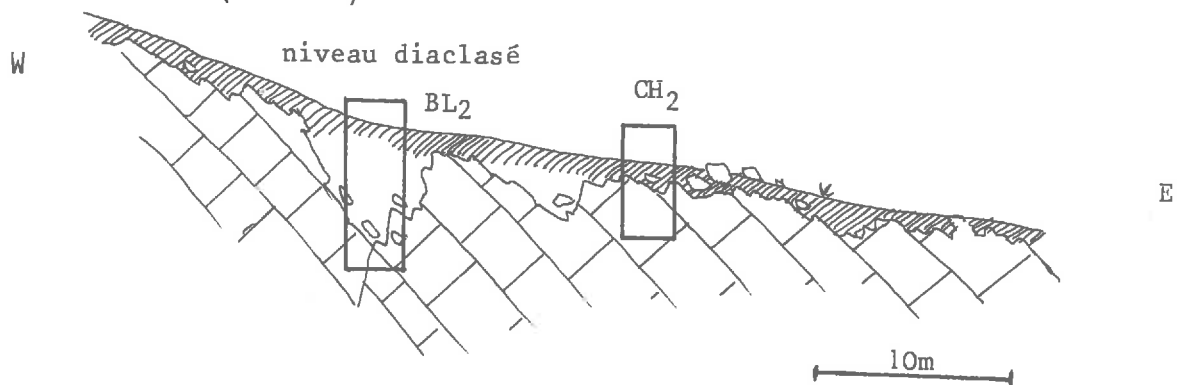


Figure 1.- Position topographique des sols étudiés, dans leur station.

1.- Fiches descriptives : Avertissements

Les descriptions morphologiques et les résultats des analyses courantes sont reportés dans les pages suivantes.

Les coordonnées indiquées sont celles du quadrillage Lambert zone II, des feuilles IGN au 1/25 000, Saint-Claude 5-6 et 7-8.

Les teneurs en matière organique sont obtenues en multipliant par deux les teneurs en carbone. En effet, nous avons mesuré, pour du matériel racinaire peu décomposé et pour des acides humiques purifiés, des teneurs en carbone comprises entre 46 et 48 %.

Nous indiquons, dans les descriptions analytiques entre autres, la quantité d'aluminium échangeable par NaCl, au pH du sol, les quantités d'aluminium et de fer mises en solution par les réactifs suivants :

- pyrophosphate de sodium (P) : les formes de fer extraites par ce réactif sont en général associées à la matière organique,

- réactif de Tamm (T) : acide oxalique + oxalate d'ammonium, qui solubilise les formes amorphes et mal cristallisées de fer et de manganèse, et quelques minéraux ferrifères fragiles,

- réactif de Mehra-Jackson (M.J.) : citrate de sodium, bicarbonate de sodium, dithionite, qui extrait tous les oxyhydroxydes de fer cristallins et cryptocristallins et l'aluminium retenu dans ces oxydes.

Nous indiquons également les quantités de manganèse extraites par le réactif de Tamm (T) et par le chlorhydrate d'hydroxylamine, que l'on appelle parfois manganèse facilement réductible (f.r.).

Les différentes méthodes de dosage sont indiquées en annexe I.

Il faut être conscient qu'un certain nombre des variables mesurées, pH, cations échangeables surtout, sont sujettes à d'importantes variations temporelles. Par exemple, TRUFFAUT (1981) a mesuré, dans le sol BL₂, des variations de pH dans l'eau de plus de 1,2 unités, ces variations semblant liées au régime des précipitations. La mesure du pH dans une solution de KCl est un paramètre plus stable.

Légende des schémas



Matière organique



Horizon argillique



Horizon lessivé, limoneux



Turricules de vers



Concrétions ferromanganiques



Roche-mère calcaire

CH₁ : SOL CALCIQUE HUMIFERE

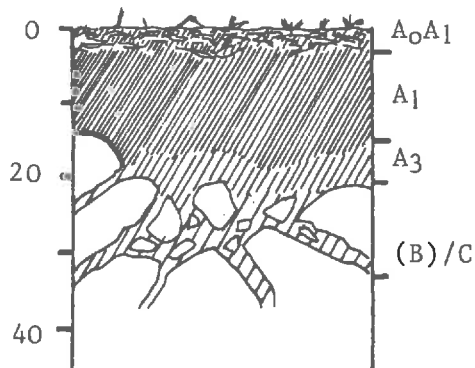
Localisation : Grand-Crêt, à 150 m au nord du point 1702,0
Coordonnées : 878,67 - 2 148,75

Altitude : 1 700 m

Topographie : Sur la crête faîtière, pente nulle

Roche-mère : Calcaire dur du Kimméridgien

Végétation : Pelouse pâturée du *Carecion ferruginae* à son pôle le plus sec, proche du *Pulsatilo-anemonetum*.



A₀A₁ (0-3 cm) - brun noir, plus de 50 % de racines, 0 élément grossier.
Transition nette.

A₁ (3-15 cm) - frais - couleur 10 YR 3/3 sec, 10 YR 2/2 humide. M.O. non directement décelable. 0 tache - 0 élément grossier. 0 effervescence. Texture limono-argileuse. Structure polyédrique subanguleuse à grumeleuse, 0,5 à 1mm, peu développée, stable. Très nombreuses racines, moyennes et fines, entre les agrégats.
Transition distincte.

A₃ (15-20 cm) - caractères intermédiaires. 0 élément grossier ou pierre.

(B)/C (20-35 cm) - frais, couleur 10 YR 5/3 sec, 10 YR 4/3 humide. 80 % d'éléments grossiers à plus, pierres à face supérieure hémisphérique lisse, cailloux et graviers anguleux. Effervescence limitée au squelette. Texture limono-argileuse. Structure polyédrique subanguleuse, 2 mm, peu stable. Nombreuses racines moyennes.

m.e./100 g

Hor.	M.O. %	C %	N %	C/N	pH KCl	pH eau	A	Lf	Lg	S	CEC	Ca	Mg	K	Na	Mn	S/T
A ₁	25	12,5	1,11	11,3	4,8	5,4	45	35	17	2	42	19	1,13	0,4	0,1	0,07	0,49
(B)/R	16	8,0	0,73	11,0			40	34	23	3	43	45	0,4	0,2	0,05	0,02	sat.

Hor.	A1 éch. m.e./100g	A1 ‰			Fe ‰			Mn ‰	
		P	T	MJ	P	T	MJ	T	f.r.
A	0	5,7	6,4	8,5	5,2	5,5	19,6	0,95	0,33
(B)/R	0,2	4,1	4,4	8,5	3,9	4,7	17,4	0,65	n.d.

BL₁ : SOL BRUN OLIGOTROPHE

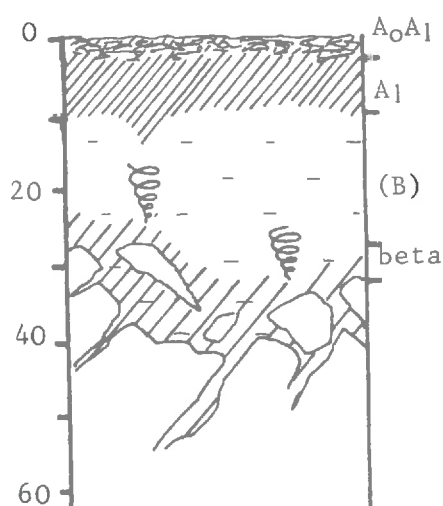
Localisation : Grand-Crêt, à 120 m au NNW du point 1 702,0
Coordonnées : 878,62 - 2 148,70

Altitude : 1 690 m

Topographie : Au centre d'une petite dépression à neige sur le flanc WNW du sommet. Pente 2 à 3°.

Roche-mère : Calcaire dur du Kimméridgien

Végétation : Pelouse pâturée du Nardion strict (*Nardetum jurassicum*)



A₀A₁ (0-2/3 cm) - brun foncé, plus de 50 % de racines vivantes et peu décomposées. Aucun élément grossier.

A₁ (2/3-8/12 cm) - très humide - 10 YR 5/3 sec, 10 YR 4/3 humide. M.O. non directement décelable. Forte odeur de champignons. 0 tache. 0 élément grossier. 0 effervescence. Texture limono-argileuse. Structure polyédrique subanguleuse peu développée, stable, 0,5 à 2 mm. Porosité inter-agrégats élevée. Racines nombreuses. Transition nette.

(B) (8/12-30-40 cm) - humide. 10 YR 6/4 sec, 10 YR 5/6 humide. 0 tache. 0 élément grossier. 0 effervescence. Texture limono-argileuse. Paillettes de sables fins. Structure polyédrique anguleuse, 1 à 2 mm, assez développée, peu stable. Porosité tubulaire intra-agrégats. Racines verticales. Transition distincte.

Beta (30/40-X) - plus gris, plus sombre que (B). 10 YR 5/4 sec, 10 YR 4/4 humide. Mêmes caractéristiques que (B). Pierrosité 50 % et plus en profondeur. Pierres lisses et cannelées. Pellicules d'arrachement. Aucune effervescence dans la terre fine.

Hor.	M.O. %	C %	N %	C/N	pH KCl	pH eau	m.e./100 g										
							A	Lf	Lg	S	CEC	Ca	Mg	K	Na	Mn	S/T
A ₁	14	7,0	0,60	11,7	3,8	4,3	38	31	23	8	33,3	4,5	0,9	0,6	0,08	0,20	0,19
(B)	9	4,6	0,43	10,6	3,8	4,0	27	33	22	7	29,6	3,5	0,17	0,13	0,03	0,13	0,13
beta	7	3,5	0,35	9,9	5,5	6,2	37	31	23	8	22,3	16	0,09	0,18	0,03	0,00	0,73

Hor.	Al éch. m.e./100g	Al %			Fe %			Mn %	
		p	T	MJ	p	T	MJ	T	f.r.
A ₁	2,9	4,4	5,0	6,2	5,4	5,8	19,0	0,5	0,15
(B)	3,1	4,7	5,2	6,8	5,6	6,2	21,6	0,65	0,19
beta	0	2,0	4,3	5,2	2,7	4,7	21,6	0,8	0,42

CH₂ : SOL CALCIQUE HUMIFERE

Localisation : Chaudezembre. Piste menant à une carrière, dans la sortie du virage à gauche de cette piste.

Coordonnées : 869,33 - 2 149,97

Altitude : 1 150 m

Topographie : Pente régulière, 5-6° SE

Roche-mère : Calcaire dur du Séquanien

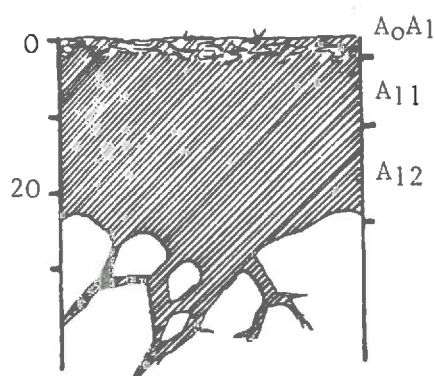
Végétation : Pâturage communal du Mesobromion

A₀A₁ (0-3 cm) - noir, plus de 50 % de racines

A₁₁ (4-12 cm) - frais. 10 YR 3/2 sec, 10 YR 2/2 humide. 0 tache - 0 élément grossier - 0 effervescence. Texture limono-argileuse. Structure polyédrique subanguleuse à grumelleuse, fine, stable. M.O. non directement décelable. Nombreuses racines entre les agrégats.

A₁₂ (12-25/35 cm) - mêmes caractéristiques que A₁₁. Moins de racines.

A/R - blocs et cailloux très blancs, lissés, pas de pellicules d'arrachement.



Hor.	M.O. %	C %	N %	C/N	pH KCl	pH eau	A	Lf	Lg	S	CEC	m.e./100g					S/T
												Ca	Mg	K	Na	Mn	
A ₁₁	17,5	8,7	0,81	10,7	4,8	5,6	58	33	3	6	42,3	26	1,35	0,38	0,11	0,09	0,66
A ₁₂	14	7,1	0,64	11,1	n.d	n.d	nd	nd	nd	nd	41,5	37	0,82	0,26	0,25	0,05	0,93

Hor.	Al éch. m.e./100g	Al %			Fe %			Mn %	
		P	T	MJ	P	T	MJ	T	f.r.
A ₁₁	0,2	3,3	4,7	5,4	5,3	9,0	27	1,0	0,54
A ₁₂		n.d	5,3	5,4	n.d	9,3	28	n.d	n.d

BL₂ : SOL BRUN LESSIVE

Localisation : Chaudezembre. Dans la sortie du virage, à droite de la piste.

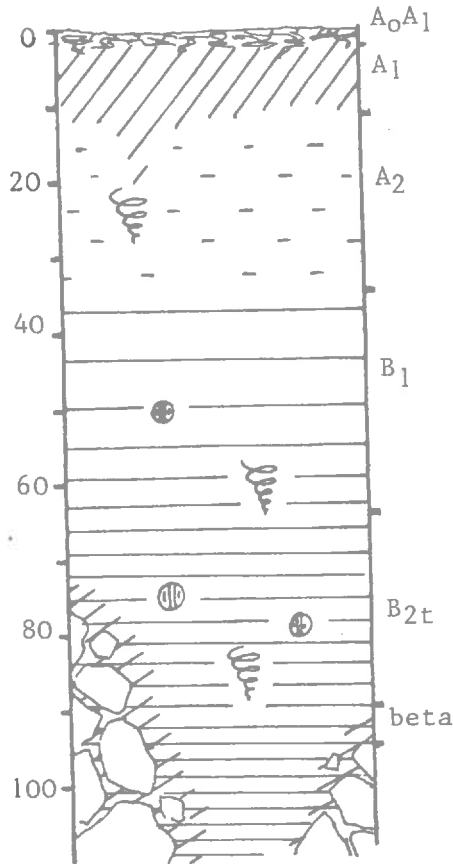
Coordonnées : 869,25 - 2 149,95

Altitude : 1 150 m

Topographie : Rive droite d'un petit thalweg. Pente 6-7° NE

Roche-mère : Calcaire dur du Séquanien, au niveau d'une diaclase.

Vegetation : Pâturage communal. Mesobromion acidifié.



A₀A₁ (0-3 cm) - brun, très nombreuses racines.

A₁ (3-12/15 cm) - frais, 10 YR 4/3 sec, 10 YR 3/3 humide. M.O. non directement décelable. 0 tache, 0 élément grossier. Texture limono-argilo-sableuse. Structure polyédrique anguleuse à subanguleuse, 1 à 2 mm, peu stable. Agrégats poreux, à pores tubulaires fins. Nombreuses racines fines et moyennes. Transition nette, irrégulière.

A₂ (12/15-35 cm) - frais, 10 YR 6/4 sec, 10 YR 4/4 humide. Structure polyédrique anguleuse à sous-structure micro-agrégée, peu stable, peu développée. Galeries verticales de lombrics. Transition distincte.

B₁ (35-65 cm) - Passage progressif à B_{2t}

B_{2t} (65-100/130 cm) - frais, couleur plus rouge, plus vive (7,5 YR 6/5 sec, 7,5 YR 5/4 humide). Texture argilo-limoneuse. Structure polyédrique anguleuse, 1-2 cm, bien développée, stable, à sur-structure prismatique fine. Facés luisantes. Argilanes. Quelques concrétions ferromanganiques plus ou moins diffuses (0,2 à 0,5 cm).

beta (5 cm d'épaisseur), au contact de la roche. Mêmes caractéristiques que B_{2t}, plus gris, pellicules d'arrachement.

Hor.	m.e./100g																
	M.O. %	C %	N %	C/N	pH KCl	pH eau	A	Lf	Lg	S	CEC	Ca	Mg	K	Na	Mn	S/T
A ₁	11	5,6	0,50	11,2	3,85	4,8	32	29	21	18	27	9	1,3	0,3	0,07	0,15	0,40
A ₂	3,8	1,9	0,17	11,0	4,0	4,8	30	28	20	22	18,4	5,5	0,23	0,1	0,05	0,08	0,32
B ₁	2,1	1,05	0,108	10,7	4,1	5,0	34	30	18	18	15,2	7,5	0,13	0,15	0,19	0,04	0,53
B _{2t}	1,3	0,64	0,060	10,8	4,15	5,2	38	29	18	15	15,8	11,0	0,13	0,20	0,21	0,01	0,73
beta	2,6	1,30	0,145	9,65	5,3	6,5	34	29	20	17	21,0	19	0,2	0,17	0,21	0,03	0,93

Hor.	Al éch. m.e./100g	Al %			Fe %			Mn %	
		P	T	MJ	P	T	MJ	T	f.r.
A ₁	0,7	3,6	4,0	5,2	6,6	7,2	20,0	0,85	0,45
A ₂	1,1	3,0	3,5	5,2	6,5	7,2	21,6	0,8	0,31
B ₁	n.d	n.d	3,3	5,0	n.d	5,7	25,6	n.d	n.d
B _{2t}	0,7	1,8	2,9	4,2	3,8	5,0	27,6	0,55	n.d
beta	n.d	n.d	3,8	4,8	n.d	7,0	28,6	n.d	n.d

2.- Commentaires

a.- Dénomination des sols

Dans l'attente de référentiels taxonomiques rendant compte des principales caractéristiques de ces sols (présence du substrat calcaire, profondeur, teneurs en matière organique), nous utiliserons les termes "calcaïque humifère" et "brun lessivé". Nous avons nommé le sol BL₁ "brun oligotrophe". Néanmoins, il possède les caractères des horizons supérieurs des sols lessivés, et nous l'appellerons, par souci de simplification, "brun lessivé" dans la suite, en considérant que l'horizon B_{2t} est dans le karst. Si l'on se réfère à la Soil Taxonomy, les horizons A₁ des sols calcaïques sont des horizons molliques, et les quatre sols seraient dénommés :

CH₁ Lithic cryoboroll

BL₁ Typic cryochrept

CH₂ Lithic hapludoll

BL₂ Typic hapludalf

b.- Particularités de ces sols

Matière organique : Les horizons A₁ sont très humifères ; ils contiennent plus de 10 % de matière organique. La couleur de l'horizon ne dépend pas que de la teneur en carbone : ainsi, les sols BL₁ et CH₂ ont approximativement la même teneur (15 % de matière organique), mais l'un est brun clair (10 YR 5/3), l'autre est noir (10 YR 3/2). La principale caractéristique morphologique des sols calcaïques est l'absorbance de leur matière organique.

Structure : Tous les sols ont en surface une structure polyédrique subanguleuse fine extrêmement stable. Les indices de stabilité I_s, mesurés par la méthode de HENIN, donnent les valeurs suivantes :

- CH₁ : I_s = 0,04

- BL₁ : I_s = 0,01

- CH₂ : I_s = 0,007

- BL₂ : I_s = 0,03

Ces indices sont très faibles et sortent de la gamme pour laquelle ce test est prévu. Ils indiquent cependant une très grande stabilité. Tous les facteurs sont réunis pour favoriser la structuration : abondance d'argiles, de matière organique humifiée, d'oxyhydroxydes amorphes (plus de 4 % d'aluminium et plus de 5 % de fer extraits au réactif de Tamme), et enfin, activité rhizosphérique intense. Ma mesure des indices de stabilité I_s n'indique pas que les sols calcaïques soient plus stables que les sols acides. La résistance des microagrégats au broyage par les billes d'agate, que nous avons utilisé dans un premier fractionnement de la matière organique (BALESDENT, 1980) semble plutôt indiquer une stabilité structurale légèrement plus forte dans les sols acides, pour les horizons A₁ du moins. Les sols lessivés présentent, en A₂, une structure microagrégée caractéristique, qui a été étudiée par TRUFFAUT (1981).

Densité apparente : Les densités apparentes de quelques horizons ont été mesurées. Nous avons utilisé la méthode suivante : prélèvement sur le terrain d'un volume donné, à l'aide d'un emporte-pièce, puis pesée après séchage à 110°C de ce volume. Les résultats sont les suivants :

Sol CH₁, horizon A₁ : 0,65

Sol BL₁, horizon A₁ : 0,8 - Horizon B : 1,0

Sol CH₂, horizon A₁₁ : 0,75 - Horizon A₁₂ : 0,85

Sol BL₂, horizon A₁ : 0,8 - Horizon A₂ : 1,0 - Horizon B_t : 1,2

Ces densités apparentes sont très faibles. Dans les horizons A₁, elles peuvent être expliquées par les grandes quantités de racines et la forte porosité inter-agrégats, mais les agrégats eux-mêmes sont très légers : séchés à l'air, ils ont encore une densité inférieure à 1.

Les horizons profonds ont aussi une densité apparente faible (1 à 1,2) ; celle-ci est liée à la faible compaction et à la présence d'une importante porosité tubulaire intra-agrégats, d'origine animale.

Comportement hydrique : Nous n'avons rencontré dans cette zone du Jura et sur calcaire dur, aucun sol engorgé, même à la fonte des neiges, ni aucun sol présentant des traces nettes d'hydromorphie, alors qu'il existe des sols lessivés dont l'horizon B_t contient plus de 80 % d'argiles ! La rapidité du drainage est liée à la perméabilité du karst, mais aussi au maintien de la porosité fissurale dans les horizons profonds des sols. TRUFFAUT (1981) montre, sur le sol BL₂, que les horizons B_t n'ont jamais subi de contrainte hydrique supérieure à la simple succion racinaire. Cela peut expliquer que ces horizons n'aient jamais été compactés et que la porosité fissurale soit facilement maintenue. Il semble que ces structurations polyédriques larges, et les densités apparentes faibles, soient générales des sols de climat montagnard humide. Elles ont déjà été décrites par BOULAINÉ (1972) dans les sols gris du Haut-Jura ; on les rencontre également dans les Préalpes humides. Ces structures convergeraient avec celles des pélosols.

Le drainage annuel est très important : il est de plus de 1 000 mm. Cependant, il n'est pas constant dans le temps ; en particulier, pendant la période hivernale, les précipitations sous forme de neige ne pénètrent pas dans les sols. Au contraire, la différence de température entre le sol (1 à 2°C) et la neige (moins de 0°C) entraîne une condensation de l'eau du sol sous forme de glace en surface, et donc des remontées capillaires. Nous pensons que ces remontées hivernales, ou la simple absence de drainage, favorisant la diffusion des ions, peuvent être responsables du réapprovisionnement du sol en calcium et en bicarbonates provenant du calcaire. De pH supérieurs à 5,5 ont été ainsi observés dans l'horizon A₂ du sol brun lessivé BL₂ en février (TRUFFAUT, 1981).

Formes du fer : les quantités d'oxydes de fer libérés par le réactif de Mehra-Jackson sont importantes (3 à 5 % du sol). Il s'agit principalement de goethites et d'hématites provenant du calcaire. Les formes de fer amorphes, ou moins bien cristallisées, extraites par le réactif de Tamm, semblent être en relation étroite avec la matière organique, dans les

horizons de surface surtout, puisque le pyrophosphate extrait autant que le réactif de Tamm. Les profils de répartition du fer et de l'aluminium extraits par les différents réactifs ne permettent pas de distinguer les deux sols bruns lessivés de sols bruns classiques, alors qu'ils ont une morphologie, et notamment une microstructure particulière en A₂, pouvant les rapprocher des sols bruns ocreux.

Horizons Beta : Les sols bruns lessivés présentent, au contact du calcaire, un horizon enrichi en matière organique. Nous avons appelé ces horizons "beta" par analogie avec les horizons décrits par BARTELLI et ODELL (1960) et DUCLOUX (1970), dans des sols de limon sur calcaire dur. Cependant, contrairement aux horizons décrits par ces auteurs, les horizons beta que nous avons observés dans le Haut-Jura ne correspondent à aucun enrichissement en argiles. L'enrichissement en matière organique se manifeste par des revêtements gris, très fins, qui disparaissent par grattage, mais que l'on n'a pu observer sur lames minces: la matrice des agrégats est, elle aussi, enrichie en matière organique. Ces horizons sont presque saturés, leur pH est de l'ordre de 6,5. Ils ne contiennent pas de calcaire, à l'exception de quelques sables grossiers et des pellicules d'arrachement. Ils sont épais de 4 à 10 cm et épousent la forme des blocs calcaires. On peut donc penser qu'ils sont définis par une zone d'influence du calcaire (diffusion des bicarbonates et du calcium) favorisant l'accumulation des matières organiques. La transition avec l'horizon B est assez nette.

CHAPITRE II

GÉNÉRALITÉS SUR LES MESURES D'ACTIVITÉ ¹⁴C
DE LA MATIÈRE ORGANIQUE DES SOLS

GÉNÉRALITÉS SUR LES MESURES D'ACTIVITÉ ^{14}C
DE LA MATIÈRE ORGANIQUE DES SOLS

I.- DATATIONS CLASSIQUES

1.- Principe

Le carbone 14 est un noyau radioactif dont la probabilité annuelle de désintégration est $\lambda = 1,2097 \cdot 10^{-4} \text{ an}^{-1}$, correspondant à une période de demi-vie T de 5730 ans. La radioactivité A (exprimée en désintégrations par minute) est proportionnelle à la quantité de ^{14}C présente et varie donc en fonction du temps, selon la loi :

$$A(t) = A(t_0) \exp(-\lambda(t-t_0))$$

La connaissance de l'activité $A(t)$ au temps t et de l'activité $A(t_0)$ au temps t_0 permet de calculer l'intervalle de temps $t - t_0$.

L'activité du CO_2 atmosphérique peut être considérée en première approximation, comme constante pendant la fin du quaternaire. Nous appellerons cette activité A_0 . Elle est définie maintenant comme 95 % de l'activité d'un acide oxalique fourni par le National Bureau of Standards.

Les végétaux supérieurs prélèvent leur carbone dans l'atmosphère avec un rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ à peu près égal à celui du CO_2 atmosphérique. Le ^{14}C va ensuite se désintégrer progressivement. On peut donc calculer le temps t écoulé entre le moment de la photosynthèse et l'instant présent :

$$t = - \frac{1}{\lambda} \ln(A/A_0) = - 8\,266 \ln(A/A_0)$$

2.- Facteurs modifiant l'activité ^{14}C du CO_2 atmosphérique

La constance de l'activité atmosphérique est due à l'établissement d'un régime stationnaire entre la synthèse de ^{14}C dans la haute atmosphère sous l'action des neutrons solaires, son stockage dans la matière organique, et surtout les carbonates océaniques, et enfin sa propre désintégration.

a.- Variations climatiques de l'activité atmosphérique

En fait, on a pu préciser, par la dendrochronologie notamment, des variations de A_0 dues au climat (SUESS, 1976). Ces variations doivent être prises en compte lors de datations absolues précises, dans le domaine de l'archéologie par exemple.

b.- Effet SUESS

Depuis le XIXème Siècle, le CO_2 provenant de l'utilisation de combustibles fossiles a abaissé A_0 dans des proportions variables dans le temps et dans l'espace. C'est ce qu'on nomme "effet Suess".

c.- Effet des bombes atomiques

Enfin, depuis 1955, les essais thermonucléaires aériens ont augmenté considérablement la teneur en $^{14}CO_2$ atmosphérique. La modification est bien supérieure à celles qui ont été citées précédemment : l'activité atmosphérique était doublée en 1964 ; depuis, à la suite de traités internationaux sur la limitation des essais thermonucléaires aériens, elle décroît lentement. On a pu montrer que le $^{14}CO_2$ se répartissait très vite sur une latitude donnée, mais se mélangeait peu entre les deux hémisphères. Les valeurs de l'activité atmosphérique sont connues précisément pour les deux hémisphères, mais plus approximativement pour les régions équatoriales et polaires.

La courbe de la figure 2 indique les valeurs de l'activité atmosphérique que nous avons retenues pour la suite de ce travail (d'après NYDAL et al., 1976 ; LEVIN et al., 1980 ; BARETTE et al., 1980). Négligeant l'effet Suess et les variations climatiques, nous avons adopté la valeur $A = A_0$ pour les années antérieures à 1955.

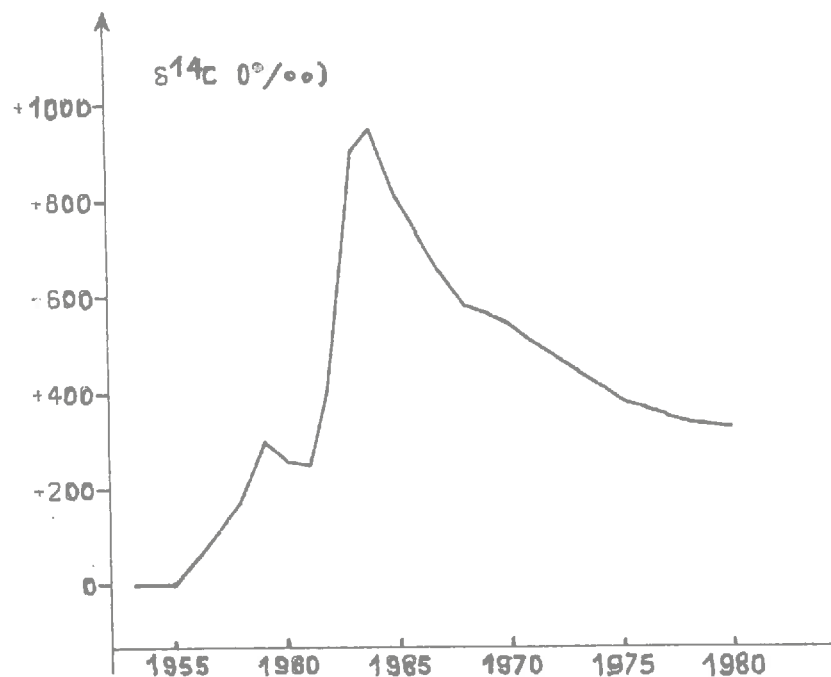


Figure 2.- Activité ^{14}C du CO_2 atmosphérique dans l'hémisphère Nord depuis 1955 (d'après NYDAL et al., 1976 ; BARETTE et al., 1980 ; LEVIN et al., 1980).

d.- Fractionnement isotopique

La photosynthèse induit un fractionnement (appauvrissement en isotopes lourds) de l'ordre de 30 ‰ pour le ^{14}C , mais variable selon la physiologie des plantes et leurs tissus. Le fractionnement du ^{14}C étant le double de celui du ^{13}C (CRAIG, 1954), il existe des formules de correction tenant compte de l'écart de la concentration en ^{13}C de l'échantillon par rapport à une valeur de référence : $\delta^{13}\text{C} = -25$ ‰ en unités standard P.D.B. (BROECKER et OLSON, 1959 ; MOOK, 1980). Quelques mesures de $\delta^{13}\text{C}$ de nos échantillons, proches de -25 ‰, nous ont conduits à négliger cette correction.

3.- Présentation des résultats, précision

L'activité A est mesurée en scintillation liquide sur du benzène synthétisé à partir du carbone de l'échantillon. L'activité A_0 du standard N.B.S. est mesurée de la même manière. La méthode utilisée est celle mise au point par GUILLET (1972) d'après SCHARPENSEEL et PIETIG (1969), FONTES (1971). Le protocole est indiqué dans l'annexe II. Plutôt que d'utiliser la forme A/A_0 pour exprimer l'activité, nous emploierons la notation classique $\delta^{14}\text{C}$:

$$\delta^{14}\text{C} \text{ (en ‰)} = \frac{A - A_0}{A_0} \times 1000$$

(A et A_0 sont exprimées en désintégrations par minute et par gramme de carbone)

La mesure de l'activité présente une erreur statistique, liée au caractère aléatoire des désintégrations du ^{14}C . Nous y ajoutons une erreur due aux variations du bruit de fond de l'appareil. Pour exprimer l'erreur, nous utiliserons l'intervalle de confiance σ à 62 %.

Exemple : $\delta^{14}\text{C}$ (‰) = -125 ± 6 signifie qu'il y a 62 % de chances pour que le $\delta^{14}\text{C}$ soit compris entre -131 et -119 ‰. L'intervalle de confiance à 95 % serait le double de celui indiqué (2σ).

Remarque : Nous avons dû parfois calculer l'activité d'une fraction pour laquelle la mesure directe était impossible. Le principe du calcul par addition ou différence est simple : si une fraction globale (3) est composée de 2 sous-fractions (1 et 2), la connaissance de deux des activités permet de calculer la troisième par :

$$C_1\delta_1 + C_2\delta_2 = C_3\delta_3$$

où C_1 , C_2 et C_3 sont le contenu en carbone des trois fractions (avec $C_1+C_2=C_3$) et δ_1 , δ_2 et δ_3 leur activité respective. La précision sur les valeurs calculées par différence doit être contrôlée. Dans le texte, nous confondrons les termes "activité" et " $\delta^{14}\text{C}$ ".

II.- APPLICATION A DES COMPARTIMENTS DYNAMIQUES

Introduction

Il est rare que dans les sols, la matière organique ait un âge absolu défini. En dehors des tourbes, il peut s'agir de charbons de bois, du collagène des ossements, etc. En règle générale, la matière organique des sols présente des âges variés, et l'activité ^{14}C d'une fraction organique est la résultante des activités de tous ses éléments, elle dépend de la distribution des âges des éléments.

Dans les sols fonctionnant actuellement, la distribution des âges découle du type de dynamique de la matière organique. L'objet de ce paragraphe est de préciser les relations existant entre stock total de carbone, apports par unité de temps, départs (minéralisation principalement), âge moyen, temps de turnover et activité ^{14}C .

1.- Notion sur la dynamique des compartiments

a.- Définitions générales

Un compartiment est défini par la localisation et par l'état de ses éléments. Les compartiments qui nous intéresseront principalement ici, sont par exemple de carbone organique total du sol, le carbone de certaines fractions organiques, etc.

Nous définissons, à un instant donné, l'âge i d'un élément dans le compartiment, comme le temps écoulé depuis qu'il y est entré. Le compartiment peut alors être caractérisé par la fonction densité de répartition $q(i)$ des âges des éléments. Cette fonction répond aux propriétés suivantes :

- $q(0)$ est le flux des entrées dans le compartiment ; nous le noterons q_0 (en kg an^{-1})*
- la quantité totale des éléments est $Q = \int_0^{\infty} q(i) di$ (2) (en kg)
- les éléments ont un âge moyen I :

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

Cet âge moyen peut être appelé temps moyen de résidence.

Si le compartiment a toujours fonctionné avec les mêmes apports annuels, la fonction densité de répartition $q(i)$ des âges est la même que la fonction décrivant la disparition au cours du temps, des apports d'une année, et elle est nécessairement décroissante.

* Par la suite, pour nous rapprocher de l'objet de notre recherche, nous exprimerons les quantités en masses (kg) et les temps en années.

- On peut également définir le temps de transit j d'un élément dans le compartiment, comme la durée écoulée entre son entrée et sa sortie. On montre que la fonction densité de répartition p(j) des temps de transit est liée à la fonction q par la relation

$$p(j) = \frac{d q(j)}{d j} \quad \text{en kg an}^{-2}$$

Cette relation est illustrée par la figure 3 : la pente en chaque point j de la courbe q correspond au nombre d'éléments qui quittent le compartiment à l'âge j.

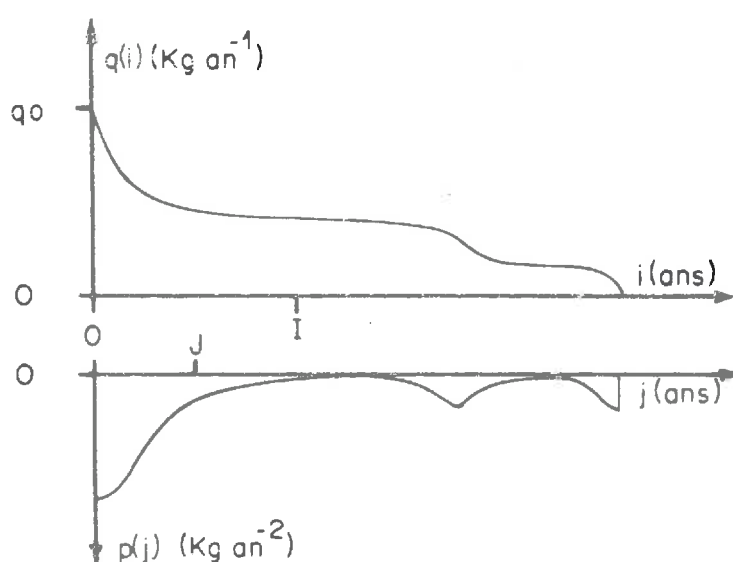


Figure 3.- Un exemple de courbe de densité de répartition $q(i)$ des âges i et de la densité de répartition $p(j)$ des temps de transit j correspondante. I est l'âge moyen (ou T.M.R.), J est le temps de transit moyen (ou temps de turnover).

- les pertes annuelles du système sont :

$$P = \int_0^{\infty} p(j) dj \quad (\text{en kg an}^{-1})$$

- le temps de transit moyen est :

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

Le temps moyen de transit J peut être appelé également temps de turnover, ou temps de renouvellement. C'est également l'âge moyen de ce qui quitte le compartiment, par transformation en CO_2 (minéralisation) ou élimination du profil sous forme soluble, dans le cas du carbone organique des sols. J n'est théoriquement défini que si le compartiment est à l'équilibre. Dans ce cas, les pertes et les apports s'équilibrent : $P = q_0$, et l'on a la relation $J = Q/q_0$. Le temps de turnover peut également être défini comme le rapport du stock total au flux des entrées.

Si le système n'a pas atteint l'équilibre, on peut cependant définir le temps de transit moyen comme l'âge moyen de ce qui est minéralisé.

J est en général différent de I ; par exemple, l'âge moyen de la population française est de l'ordre de 35 ans, alors que son temps de transit moyen (espérance de vie à la naissance) est de l'ordre de 65 ans.

Ces définitions très générales, souvent appliquées à l'utilisation des traceurs, sont développées en détail 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 4), 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, et, à l'équilibre :

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 : c'est une exception : $I = J = 1/b$

On peut définir un temps de demi-vie des éléments : $t_{1/2} = \ln 2/b$.

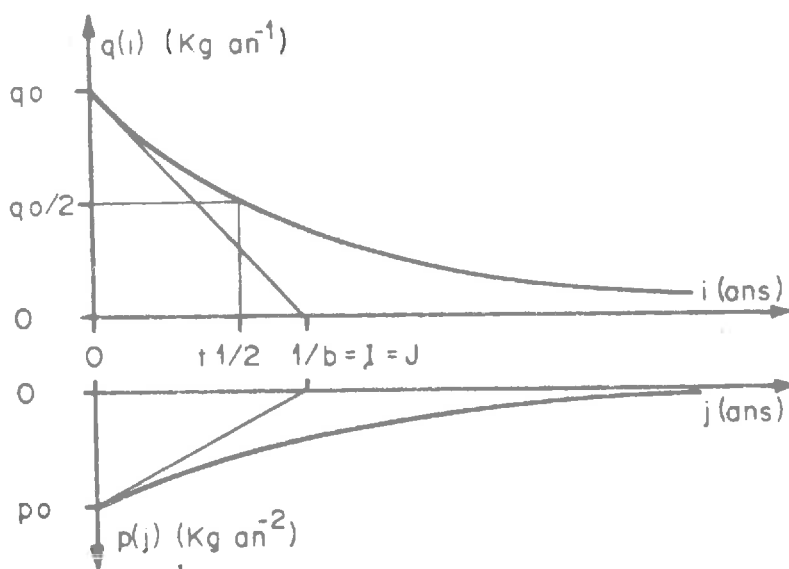


Figure 4.- Distribution exponentielle des âges ($q(i)$) et des temps de transit ($p(j)$) correspondante.

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.- Interprétation de l'activité ^{14}C

a.- Généralités

A une mesure d'activité ^{14}C , on peut faire correspondre un âge apparent ^{14}C par la relation $t = -1/\lambda \text{ Ln } (A/A_0)$.

L'activité ^{14}C n'étant pas proportionnelle à l'âge, l'âge apparent mesuré n'est pas l'âge moyen. Par exemple, un stock organique composé de 50 % de carbone actuel et de 50 % de carbone de 20 000 ans a un âge moyen de 10 000 ans, alors que l'âge apparent ^{14}C indiqué par la mesure sera de 5 000 ans.

Cependant, dans les systèmes où les âges n'excèdent pas 1 000 ans, âge moyen et âge apparent peuvent être considérés comme égaux, d'où la relation que l'on a pu formuler "âge apparent $^{14}\text{C} = \text{T.M.R.}$ ", et dans le cas d'hypothèse du mélange parfait : "âge apparent $^{14}\text{C} = \text{temps de turnover}$ " (JENKINSON, 1966). Au-delà de 1 000 ans, l'âge apparent ^{14}C diffère du T.M.R. (âge moyen). On peut donner des formulations de l'un par rapport à l'autre, mais cela suppose d'une part que la cinétique soit connue, d'autre part que les conditions d'équilibre, en particulier la constance des apports, soit réalisée depuis des millénaires.

Confondre âge apparent ^{14}C et T.M.R. était concevable avant 1955. Mais depuis l'intervention du ^{14}C d'origine thermonucléaire, l'activité ^{14}C doit nécessairement être interprétée en fonction d'une loi décrivant la répartition des âges.

Nous utiliserons l'équation suivante, valable dans tous les cas :

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

où : A est l'activité actuelle du compartiment,
 A_i est l'activité moyenne que les éléments d'âge actuel i avaient à leur entrée,
 $\lambda = 1,2097 \cdot 10^{-4} \text{ an}^{-1}$: constante de désintégration du ^{14}C
 $q(i)$ est la densité de répartition des âges.

Pour le compartiment "carbone organique total du sol", les éléments qui entrent sont les molécules organiques issues de la photosynthèse. Nous compterons donc les âges à partir du moment de la photosynthèse, et dans l'expression (5), A_i est l'activité que le CO_2 atmosphérique avait il y a i années. Pour une fraction organique, les entrées peuvent provenir d'autres fractions, et A_i n'est pas l'activité atmosphérique.

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

L'intégration des données de l'activité récente du CO_2 atmosphérique (Figure 2), appliquée à l'étude du renouvellement du carbone organique des sols, a été largement utilisée (NAKHLA et DELIBRIAS, 1967 ; SOUT et O'BRIEN, 1972 ; TURENNE et RAPAIRE, 1979).

A titre d'exemple, nous pouvons calculer l'activité ^{14}C de compartiments fonctionnant suivant l'hypothèse du mélange parfait. Le calcul, qui consiste à entrer dans l'expression (5) les valeurs qu'a prises l'activité du CO_2 atmosphérique, et à prendre la fonction exponentielle comme loi $q(i)$, est détaillé dans l'annexe III. SIMOES LOBO (1972) avait effectué un calcul similaire pour interpréter l'activité de fractions organiques de sols ferrallitiques.

La courbe de la figure 5 indique l'âge moyen du compartiment en fonction de l'activité ^{14}C . Cette courbe est calculée pour des activités mesurées en 1980, dans l'hémisphère Nord. On y remarque la très grande précision, de l'ordre de l'année, sur les âges moyens 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 moyen réel de 400 ans B.P. par exemple).

Cet exemple montre que la mesure d'activité ^{14}C de système fonctionnel 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.

3.- Conclusion

Si l'on ne connaît pas les apports à un compartiment, il est nécessaire de faire des hypothèses sur la distribution des âges ; alors la mesure de l'activité ^{14}C permet de calculer l'âge moyen et, si l'on suppose que les apports sont constants dans le temps, le temps de turnover du compartiment. On doit tenir compte du ^{14}C d'origine thermonucléaire, et celui-ci permet d'atteindre une résolution fine des systèmes jeunes.

D'autre part, si l'on connaît les apports q_0 , et le stock total Q , le temps de turnover $J = Q/q_0$ est connu. La mesure de l'activité ^{14}C permet alors de préciser la forme de la courbe de distribution $q(i)$ des âges qui, rappelons-le, est le même que la courbe de disparition des apports annuels, d'où l'intérêt de son étude. La mesure de Q et de A , et la résolution simultanée des deux équations (2) et (5) ci-dessous, permet de déterminer deux inconnues. Pratiquement, on proposera un modèle de distribution $q(i)$ déterminée par deux paramètres, et l'on calculera ainsi ces deux paramètres.

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

$$(5) A = 1/Q \int_0^{\infty} A_i \exp(-\lambda_i) q(i) di$$

C'est cette interprétation quantitative de l'activité ^{14}C en termes de dynamique du carbone organique, que nous allons appliquer aux sols du Jura.

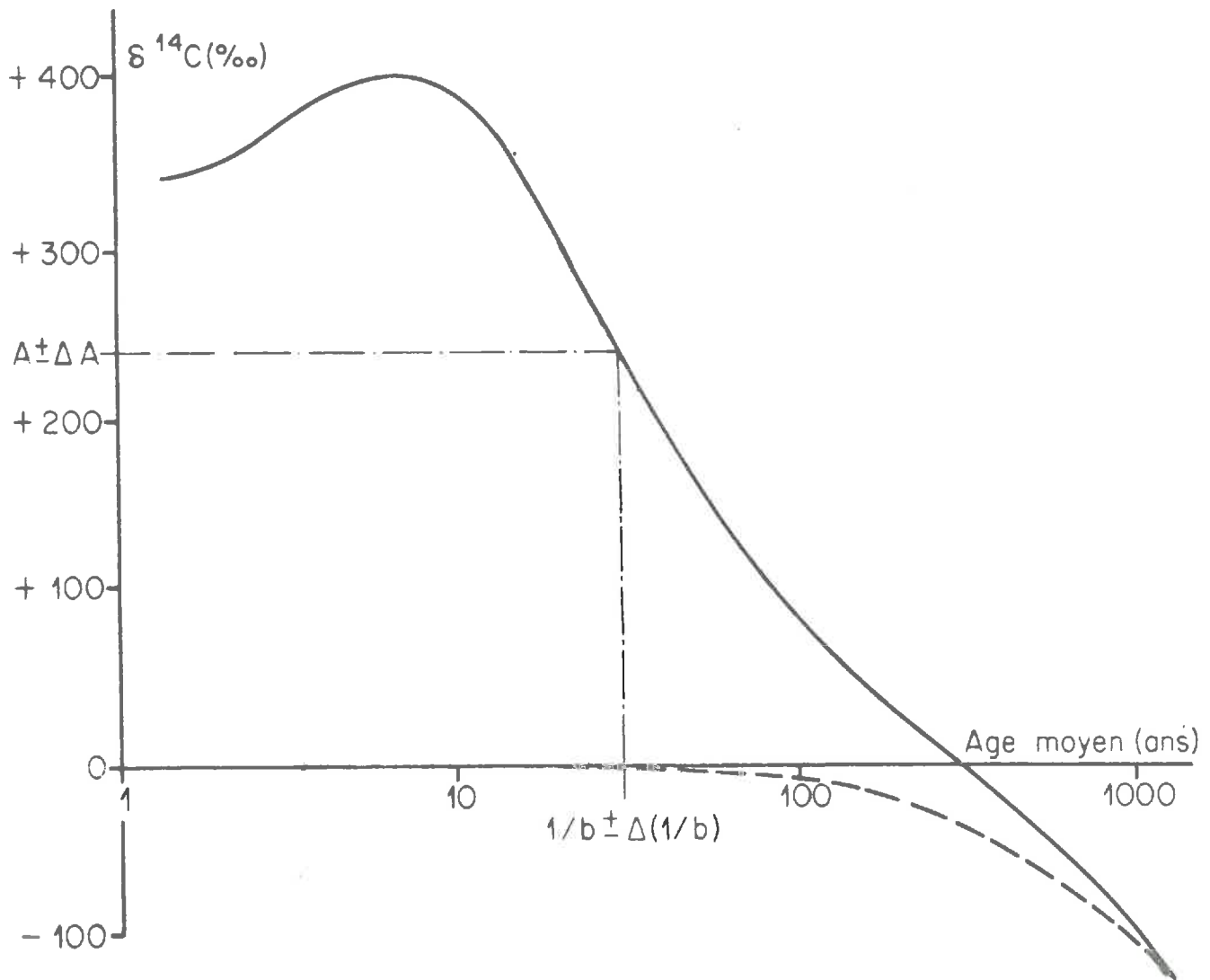


Figure 5.- Correspondance entre l'activité ^{14}C et l'âge moyen de compartiments ayant une distribution exponentielle des âges (courbe construite pour l'année 1980 dans l'hémisphère Nord).
En pointillés, correspondance avant les essais thermonucléaires.

CHAPITRE III

APPORT DES MESURES D'ACTIVITÉ ^{14}C GLOBALES
À LA CONNAISSANCE DE LA DYNAMIQUE DE L' HUMIFICATION

APPORT DES MESURES D'ACTIVITÉ ^{14}C GLOBALES
 À LA CONNAISSANCE DE LA DYNAMIQUE DE L' HUMIFICATION

Dans un premier temps, nous donnerons une interprétation qualitative de l'activité ^{14}C des horizons, puis, dans un deuxième temps, en confrontant ces valeurs d'activités ^{14}C aux stocks et aux apports de carbone, nous donnerons des interprétations concernant la dynamique du carbone organique dans ces sols.

I.- MESURES DES ACTIVITES ^{14}C DES FRACTIONS

Les mesures d'activité globales ont été effectuées sur la fraction inférieure à 2 mm des échantillons prélevés par tranches au milieu des horizons morphologiques. La fraction supérieure à 2 mm est constituée de débris végétaux, elle a été pesée, et nous tiendrons compte de sa contribution dans les sols pour les bilans de carbone organique.

1.- Présentation des résultats

Les valeurs de $\delta^{14}\text{C}$ mesurées sont indiquées dans le tableau I. Nous y avons fait figurer également l'âge apparent ^{14}C correspondant aux valeurs de $\delta^{14}\text{C}$ négatives, et des "âges corrigés", qui sont les âges apparents qui auraient été mesurés s'il n'y avait pas eu intervention du ^{14}C thermonucléaire, et dans l'hypothèse que chaque échantillon a une distribution exponentielle des âges. Ces âges corrigés, d'une part sont plus évocateurs que l'expression en $\delta^{14}\text{C}$, et d'autre part autorisent la comparaison des horizons entre eux. Pour les âges élevés, âge apparent et âge corrigé sont peu différents.

2.- Existence de gradients d'âge

La figure 6 présente le profil des âges corrigés pour les quatre sols. Les sols lessivés (BL₁ et BL₂) présentent un profil des âges corrigés à peu près linéaire, dont la pente est de l'ordre de 5 000 ans par mètre. De tels gradients sont classiques de la plupart des sols bruns et chernozems. SCHARPENSEEL (1972) donne les régressions suivantes :

Tableau I.- Activité $\delta^{14}\text{C}$, âge apparent ^{14}C et âge "corrigé" des différents horizons. L'âge corrigé est l'âge apparent ^{14}C qu'aurait eu chaque échantillon sans l'intervention du ^{14}C thermonucléaire, dans le cas d'une distribution exponentielle des âges.

Sol	Hor.	Profondeur prélèvement (cm)	^{14}C (‰)	Age apparent ^{14}C (ans)	Age corrigé (ans)
CH ₁	A ₁	5-12	+ 18 ± 10	Présent	225
	(B)/C	25-30	- 65 ± 8	555 ± 70	695
BL ₁	A ₁	5-10	+ 110 ± 9	Présent	78
	B	18-25	- 68 ± 9	580 ± 80	725
	Beta	37-45	- 134 ± 8	1 190 ± 125	1 275
CH ₂	A ₁₁	6-12	+ 105 ± 10	Présent	83
	A ₁₂	14-26	+ 30 ± 13	Présent	190
	A/R	28-40	+ 6 ± 10	Présent	270
BL ₂	A ₁	6-12	+ 87 ± 9	Présent	100
	A ₂	20-28	- 83 ± 8	715 ± 90	830
	B ₁	42-52	- 202 ± 10	1 865 ± 110	1 905
	B _{2t}	77-87	- 391 ± 9	4 100 ± 125	4 100
	Beta	65-90	- 230 ± 8	2 160 ± 95	2 195

Udaif (86 échantillons) : Y = 4651 X - 487 ; r = 0,79

Udoll (122 échantillons) : Y = 4695 X + 351 ; r = 0,89

Y = âge en années ; X = profondeur en m ; r = coefficient de corrélation.

Nous reviendrons au paragraphe III-2 (page 42) sur l'interprétation de la linéarité de ces gradients.

Les sols calciques humifères (CH₁, CH₂) sont, rappelons-le, peu épais. Mais entre la base et le sommet des profils, les âges apparents ^{14}C diffèrent, de sorte qu'un gradient de 1 000 ans par mètre peut être attribué au sol CH₂, et un gradient de 2 000 ans par mètre au sol CH₁. La matière organique des sols calciques humifères est donc globalement beaucoup plus jeune que celle des sols lessivés.

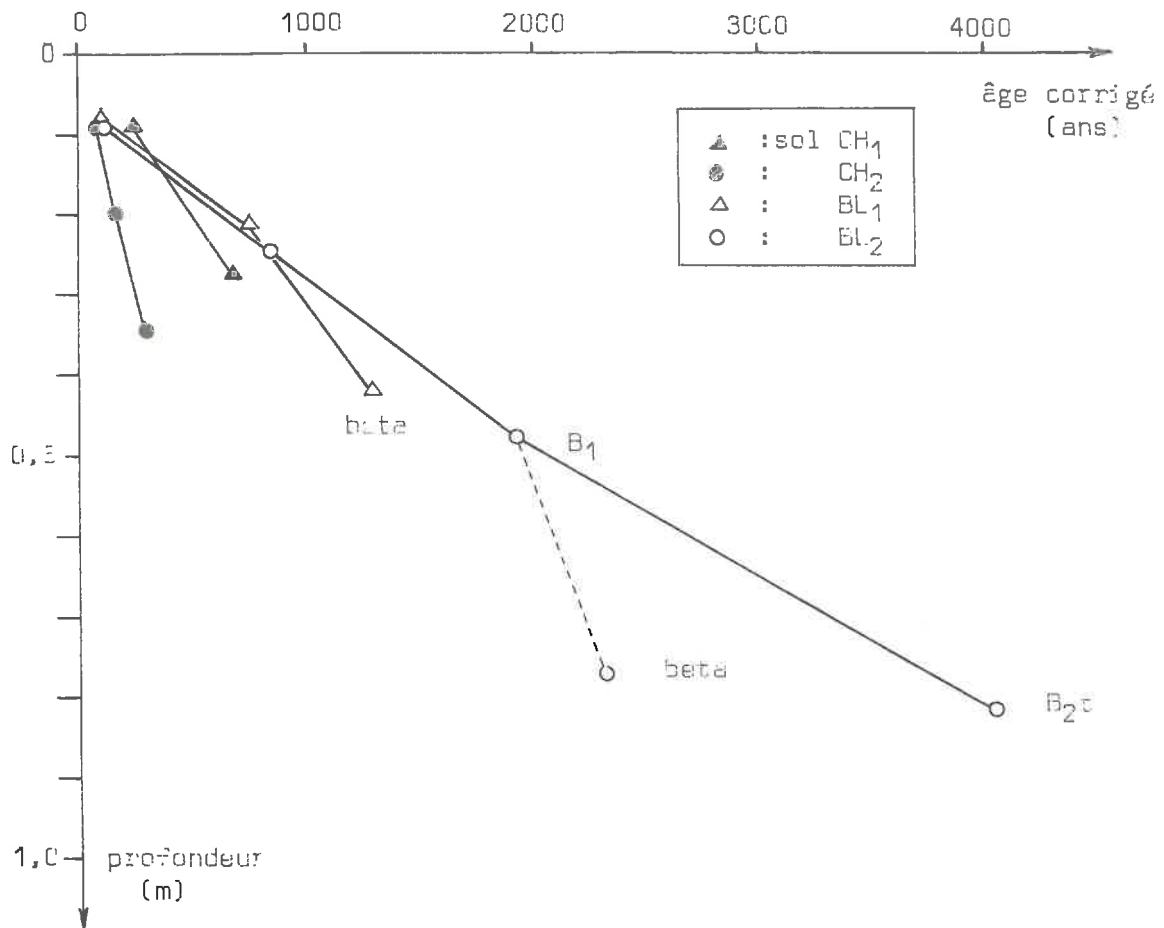


Figure 6.- Profils des âges corrigés (définis dans le texte) des quatre sols.

3.- Horizons A₁

Les horizons A₁ des sols CH₂, BL₁ et BL₂ ont un âge de l'ordre de 100 ans. C'est un âge assez faible par rapport aux différentes valeurs de la littérature. L'horizon A₁ du sol CH₁, lui, est plus âgé (225 ans). Ce dernier sol présente une activité biologique apparemment faible, ce qui pourrait justifier son âge.

4.- Horizons beta

Les deux sols lessivés présentent un horizon beta de 5 à 10 cm d'épaisseur au contact du calcaire. Dans le sol BL₂, l'horizon beta, prélevé sur le côté du profil, à environ 75 cm de profondeur, peut être comparé à la partie supérieure du B_{2t}. Il ne s'en distingue que par un pH plus élevé et une augmentation de la teneur en matière organique. Cette matière organique est nettement plus jeune. L'horizon beta du sol BL₁, moins accusé, présente les mêmes caractères.

Cette relative jeunesse des horizons beta tend à confirmer deux hypothèses :

- d'une part, comme l'avait montré SCHARPENSEEL (1977), le carbone issu de la dissolution des carbonates ne participe pas pour une part importante à l'édification des molécules organiques. En effet, ce carbone, qui pourrait être intégré dans des molécules organiques par "carboxylation", ou par la biosynthèse des bactéries autotrophes, aurait une activité ^{14}C nulle, et vieillirait considérablement les horizons beta.

- d'autre part, comme l'avait indiqué DUCLOUX (1978), la matière organique, héritée des calcaires, pour la même raison, ne peut tenir une place importante dans la matière organique des horizons beta, ni donc dans les sols en général.

L'activité rhizosphérique, la quantité de racines et de matière organique figurée, ne sont pas plus fortes dans l'horizon beta que dans l'horizon B. On peut donc expliquer la jeunesse des horizons beta par l'insolubilisation ou le dépôt de produits de migration. On ne peut que constater l'analogie avec les horizons B_h des sols podzolisés ; tous deux ont un point commun : l'accumulation de matière organique relativement jeune, sur une discontinuité mécanique et physico-chimique.

L'âge peu élevé des horizons beta doit être rapproché des mesures effectuées sur les sols calcaires humifères. Une conclusion s'impose : la proximité du calcaire entraîne une accumulation de matière organique jeune (Figure 6).

5.- Hypothèse sur l'âge absolu des sols

L'âge le plus élevé observé est de 4 100 ans, dans l'horizon B_t du sol BL₂. Dans cet horizon, nous avons séparé un peu de matière organique fraîche de la matière organique humifiée, dont l'âge est de 4 800 ans. Celle-ci contient elle-même des matières organiques plus vieilles. D'après CAMPY (1982), cette zone du Jura a été dégagée des glaces vers 8 000 B.P. Nous pouvons donc estimer que la naissance de ces sols est comprise entre 6 000 et 8 000 B.P.

II.- DETERMINATION DES STOCKS ET DES APPORTS DE CARBONE

Comme nous nous proposons d'interpréter les activités ^{14}C en termes de dynamique, nous devons connaître les quantités totales de carbone Q et, si possible, les apports annuels q_0 de carbone organique aux sols.

1.- Quantités totales de carbone

La quantité de carbone contenue dans un sol peut être calculée à partir des teneurs en carbone des horizons, de leur épaisseur, de leur densité apparente et de la part occupée par les éléments grossiers.

La densité apparente de la plupart des horizons a été mesurée (cf. page 16). Seuls les horizons profonds (A/R ou beta) contiennent des éléments grossiers (cailloux et blocs calcaires) ; nous avons fait, pour ces horizons, une estimation rapide de la part de terre fine. Dans les horizons A₀/A₁, la densité apparente et l'épaisseur sont mal contrôlées. C'est donc la totalité de l'horizon, sur une surface de l'ordre de 0,05 m² que nous avons prélevée et analysée.

Outre les matières organiques fraîches, de taille supérieure à 2 mm, qui ont été mesurées, un fractionnement physique par tamisage (détaillé au chapitre IV, page 63) nous a permis de séparer une fraction (100 à 2000 μm) dont les caractéristiques sont proches de celles de la matière organique fraîche. En extrapolant les valeurs mesurées pour chaque prélèvement à tout l'horizon, nous pouvons donc définir les profils organiques des trois fractions (0 à 100 μm ; 100 à 2 000 μm ; > 2 000 μm) rapportées à une surface de 1 m².

Le tableau II indique les quantités de carbone, horizon par horizon, et les quantités totales pour tout le sol. Ces quantités totales sont celles que nous retiendrons pour la suite :

- sol CH₁ : 14,2 kg m⁻²
- BL₁ : 14,3 kg m⁻²
- CH₂ : 20,6 kg m⁻²
- BL₂ : 16,9 kg m⁻²

La figure 7 représente les profils organiques correspondants, en masse par unité de volume. Dans cette figure, les horizons A₀/A₁ ont été rapportés à une épaisseur arbitraire de 5 cm, qui permet la comparaison pour les quatre sols.

Nous remarquerons (Tableau II), que les quantités totales de carbone sont voisines dans tous les sols. Seule la répartition verticale de la matière organique varie. Nous ne devons pas pour autant conclure à une simple "dilution" de la matière organique par le matériel alumino-silicaté dans les sols profonds, puisque, nous venons de le voir, l'âge de cette matière organique est très différent dans les deux types de sols.

Les taux d'humification (*) sont globalement les mêmes pour tous les sols, sauf CH₁ ; mais, en absolu, les quantités de matière organique fraîche (100-2 000 μm et > 2 000 μm) sont plus fortes pour les sols calciques (3 kg m⁻²) que pour les sols acides (2 kg m⁻²). Elles sont en tous cas très importantes. Nous discuterons ces taux d'humification ultérieurement.

* On définit le taux d'humification comme le rapport du carbone de la fraction 0-100 μm humifiée, au carbone total du sol (0-100 μm + 100-2000 μm + 2 000 μm)

Tableau II.- Quantités absolues de carbone organique contenues dans chaque horizons et dans le sol total, par unité de surface (kg m^{-2}). Répartition dans les fractions $> 2000\mu\text{m}$, $100-2000\mu\text{m}$ et $0-100\mu\text{m}$ et activité ^{14}C de la fraction $0-100\mu\text{m}$

Sol	Hor.	Prof. (cm)	Carbone organique (kg m^{-2})				Taux d'humif. III	
			$2000\mu\text{m}$ I kg m^{-2}	$100-2000\mu\text{m}$ II kg m^{-2}	$0-100\mu\text{m}$ III kg m^{-2}	$(\delta^{14}\text{C})$ (‰)		Total kg m^{-2} I+II+III
CH ₁	A ₀ /A ₁	0- 3	1,17	0,5	0,91		2,58	35
	A ₁	3- 15	0,4	0,82	8,85	(- 9)	10,07	88
	(B)/C	15-35	0,02	0,05	1,50	(- 80)	1,57	96
	Total		2,96		11,26		14,22	79
BL ₁	A ₀ A ₁	0- 3	0,25	0,42	0,61		1,28	48
	A ₁	3- 11	0,22	0,51	4,0	(+ 86)	4,73	85
	B	11- 35	0,17	0,35	6,55	(- 88)	7,07	93
	beta	35-40	0,00	0,07	1,14	(-161)	1,21	94
	Total		1,99		12,30		14,29	86
CH ₂	A ₀ A ₁	0- 3	0,56	0,51	1,02		2,09	49
	A ₁₁	3- 13	0,36	0,68	6,15	(+ 82)	7,19	86
	A ₁₂	13- 30	0,05	0,90	10,10	(+ 5)	11,05	91
	A/R	30- 50	0,00	0,02	0,25	(+ 0)	0,27	92
	Total		3,08		17,52		20,60	85
BL ₂	A ₀ A ₁	0- 3	0,35	0,29	0,52		1,16	45
	A ₁	3- 13	0,15	0,89	3,35	(+ 57)	4,39	76
	A ₃ B	13- 35	0,01	0,28	3,9	(-133)	4,19	93
	B ₁	35-65	0	0,21	3,5	(-232)	3,71	94
	B _{2t}	65-100	0	0,17	2,5	(-438)	2,67	94
	beta		0	0,02	0,75	(-244)	0,77	97
	Total		2,37		14,52		16,89	86

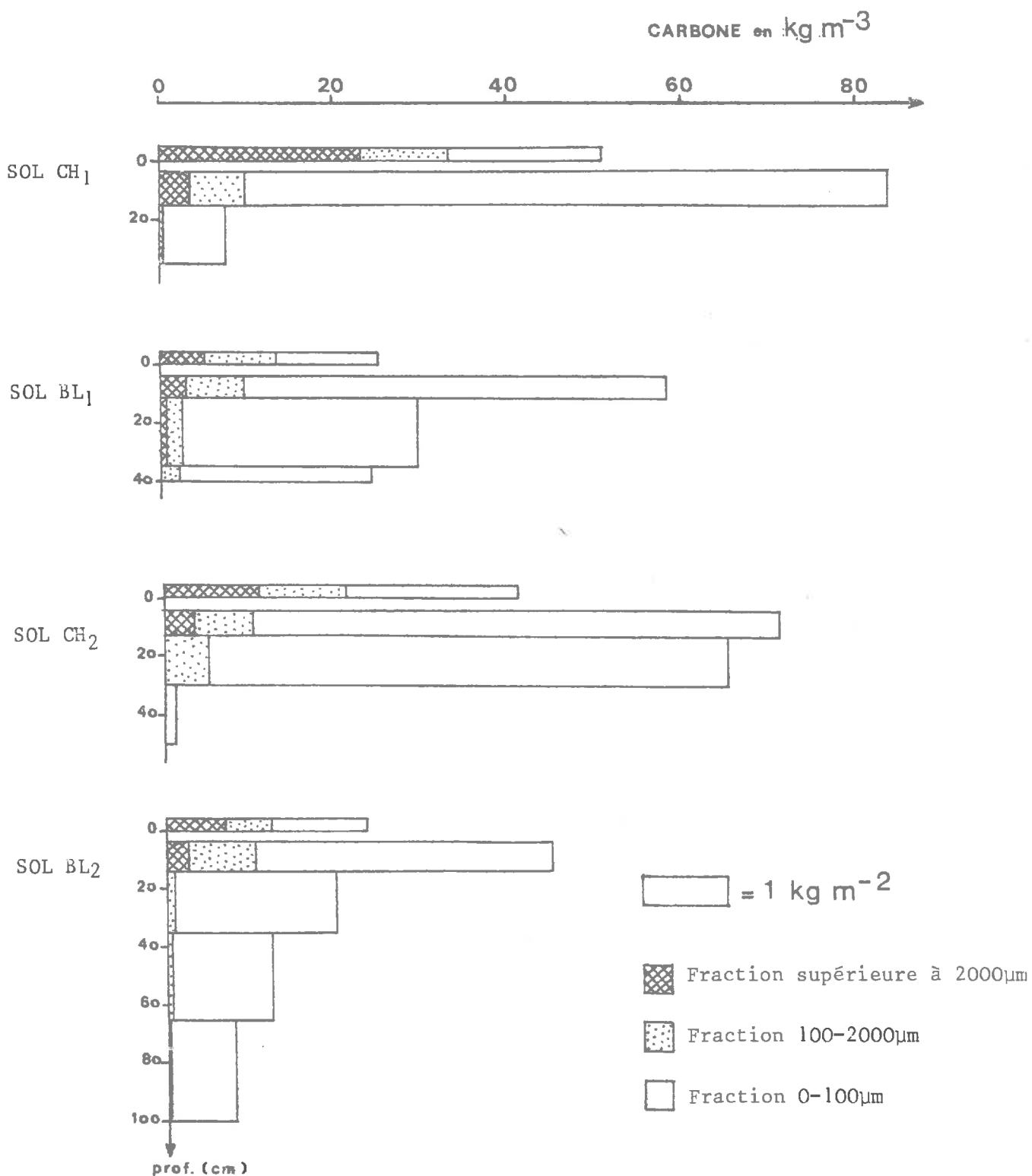


Figure 7.- Profil du carbone organique des quatre sols. Les teneurs en carbone sont exprimées par unité de volume (en kg m^{-3}) pour chaque horizon et pour chacune des trois fractions granulométriques séparées.

2.- Activités ^{14}C des différentes fractions

L'activité de la fraction supérieure à 2 000 μm a été mesurée en CH_1 et elle est de $\delta^{14}\text{C} = + 356 \pm 10 \text{ ‰}$. Cette mesure d'activité n'est qu'un contrôle, elle correspond à un âge moyen de 2 à 5 ans. Nous avons adopté la valeur $\delta^{14}\text{C} = + 350$ pour toutes les fractions supérieures à 2 000 μm .

L'activité des fractions 100-2 000 μm a été calculée par différence dans les horizons A_1 . Le calcul donne une valeur de l'ordre de $\delta^{14}\text{C} = + 300 \text{ ‰}$. Nous avons adopté cette valeur pour les fractions 100-2 000 μm de tous les horizons.

L'activité des fractions 0-100 μm a été mesurée directement pour les horizons A_1 , sinon elle est obtenue par différence, en déduisant de l'activité de la fraction 0-2 000 μm , l'activité de la fraction 100-2 000 μm ($\delta^{14}\text{C} = + 300 \text{ ‰}$). Nous pouvons donc donner l'activité moyenne de chaque sol, tous horizons et toutes fractions confondus. Ces valeurs globales sont les suivantes :

CH_1	$+ 66 \pm 10$
BL_1	$+ 25 \pm 9$
CH_2	$+ 85 \pm 10$
BL_2	$- 93 \pm 8$

3.- Estimation des apports annuels de carbone organique au sol

Les principales sources de carbone de ces sols sont :

- la production nette (*) des pieds de tiges, rhizomes et racines (dont l'exsudation racinaire),
- les parties aériennes refusées par le bétail,
- les déjections du bétail.

L'estimation de la production souterraine est toujours délicate. WAREMBOURG (1978) a pu, grâce à des expériences de marquages périodiques par du $^{14}\text{CO}_2$, au champ, montrer que la production souterraine correspond à environ 100 % de la production aérienne en milieu prairial. La production aérienne des stations CH_2 et BL_2 peut être estimée à 5 à 7 t de matière sèche par hectare, soit 250 à 350 g de carbone par m^2 (observation et statistiques locales). En nous référant à WAREMBOURG, nous donnerons donc, pour la production racinaire, la fourchette suivante : 200 à 400 g C m^{-2} . Les refus des parties aériennes sont importants dans cette prairie où le pâturage est extensif. Nous avons en particulier mesuré des refus de 45 g C m^{-2} à la fonte des neiges ; en une année, les retombées aériennes doivent être supérieures à 100 g C m^{-2} .

* La production nette de matériel végétal est la différence entre l'assimilation chlorophyllienne (production brute) et la respiration. Pour les racines, c'est la différence entre la translocation des photosynthétats des feuilles vers les racines, et la respiration racinaire. La production est une valeur définie par unité de temps. Elle est distincte de la biomasse, qui est la quantité de matériel vivant à un instant donné.

Nous admettrons finalement que les apports annuels totaux aux sols CH₂ et BL₂ sont compris dans la fourchette suivante : 300 à 500 g C m⁻² an⁻¹. Ils sont en tous cas à peu près identiques pour les deux sols, et nous utiliserons, dans les modèles, le chiffre de 400 g C m⁻² an⁻¹.

Dans les sols CH₁ et BL₁, situés à 1 700 m d'altitude, la période de végétation est plus courte (fin mai à septembre), les températures plus basses. La station CH₁, exposée aux vents et au gel, est peu productive ; en revanche, la Nardaie du sol BL₁ l'est beaucoup plus. Nous retiendrons, dans les modèles, les valeurs de 250 g C m⁻² an⁻¹ pour le sol CH₁ et 400 g C m⁻² an⁻¹ pour le sol BL₁.

Définition du compartiment "Matière organique totale du sol" : Il faut insister sur le fait que le compartiment que nous étudions est le solum complet du pied des tiges au substrat calcaire. Vis-à-vis du ¹⁴C, l'entrée dans le compartiment est la photosynthèse : les parties souterraines des végétaux vivants sont donc comptabilisés comme matière organique du sol, la faune également. Les départs du compartiment se font par minéralisation (respiration des microorganismes du sol principalement). L'éventuels départs de matière organique sous forme soluble ou liée à des argiles, voire des agrégats, vers la profondeur du Karst, ne sont pas impossibles. Nous envisagerons ces départs dans leur ensemble.

III.- PROPOSITION DE MODELES DE L'HUMIFICATION

1.- Incompatibilité de l'hypothèse de décroissance exponentielle

Si l'on applique l'hypothèse de la décroissance exponentielle des apports, dite "hypothèse du mélange parfait", au carbone organique total d'un sol, la mesure d'activité ¹⁴C permet de déterminer le coefficient de minéralisation b et le temps de turnover 1/b. b est lié à la quantité totale de carbone Q et aux apports q₀ par la relation q₀ = bQ. Nous donnons, dans le tableau III, le calcul des apports q₀ ainsi calculés.

Tableau III.- Calcul des apports annuels (q₀) d'après les mesures des activités ¹⁴C et des quantités totales (Q), dans les cas de l'hypothèse du mélange parfait

Sol	δ ¹⁴ C ‰	b calculé an ⁻¹	Q kg m ⁻²	q ₀ calculé kg m ⁻² an ⁻¹
CH ₁	+ 66 ± 10	0,0083	14,2	0,12 ± 0,02
BL ₁	+ 25 ± 9	0,0047	14,3	0,07 ± 0,01
CH ₂	+ 85 ± 10	0,010	20,6	0,20 ± 0,03
BL ₂	- 93 ± 8	0,0012	16,9	0,02 ± 0,01

Ces apports calculés sont trop faibles par rapport aux valeurs réelles, voire sans commune mesure avec celles-ci, notamment pour les sols lessivés. On peut dire également que les temps de turnover calculés par l'activité ^{14}C sont trop élevés. L'hypothèse de distribution exponentielle ne convient donc pas. Cette hypothèse admet d'ailleurs explicitement que les matières organiques les plus vieilles se minéralisent au même rythme que les matières organiques jeunes. L'écart entre les apports calculés selon cette hypothèse et les apports réels indique au contraire que les matières organiques vieilles sont plus stables que les matières organiques jeunes, autrement dit, que le coefficient de minéralisation décroît avec l'âge de la matière organique, ce qui est aisément concevable.

De nombreux auteurs ont donc proposé d'autres modèles de dynamique. Nous n'en citerons que quelques-uns :

R. MOREL (1978, 1981) développe des modèles à deux compartiments reliant dynamique du carbone et de l'azote.

JENKINSON et RAYNER (1977), s'appuyant sur des expériences de marquage, des mesures de biomasse par fumigation et des mesures d'activité ^{14}C , proposent un modèle à cinq compartiments de labilités différentes : matériel végétal décomposable (demi-vie 0,165 ans) ; matériel végétal résistant (2,31 ans) ; biomasse du sol (1,69 ans) ; matière organique stabilisée physiquement (49,5 ans) ; matière organique stabilisée chimiquement (1 980 ans).

PAUL et VAN VEEN (1978) donnent une revue des différents types de cinétiques proposées, et présentent, pour des sols de la prairie canadienne (Saskatchewan), un modèle à huit compartiments, chacun suivant une cinétique de type exponentiel.

2.- Modèle supposant l'existence d'un pool stable

a.- Principe

Le raisonnement revient à considérer que toute matière organique du sol est constituée d'un pool stable, de temps de turnover très long et d'un pool labile. L'horizon B_{2t} du sol brun lessivé BL_2 contient du carbone organique d'âge apparent 4 800 ans, donc assez stable. Or, le profil est visiblement mélangé par l'activité faunique : l'abondance de turricules montre que les Lombricidés remontent à la surface du matériel du B_t . Les taupes elles-mêmes peuvent remonter du matériel profond. En admettant que le brassage biologique aboutisse à une répartition homogène et n'en active pas la biodégradation, on peut supposer que cette matière organique d'âge apparent 4 800 ans est présente à la même concentration en tous points du profil ; elle représenterait alors 45 % du carbone total du sol. Dans cette hypothèse, on peut calculer, pour chaque horizon, l'activité ^{14}C du carbone qui reste quand on soustrait virtuellement la teneur en carbone de l'horizon B_{2t} . Le tableau IV donne le résultat de ce calcul.

b.- Résultats et discussion

Comme l'indique le tableau IV, le carbone "restant" est jeune, et son activité ^{14}C est peu différente pour tous les horizons : on peut raisonnablement admettre l'existence d'un pool jeune unique. Ce pool représente 55 % du carbone total du sol. Son activité moyenne est $\delta^{14}\text{C}=+124\text{‰}$.

à laquelle correspondent, dans le cas d'une distribution exponentielle, un âge moyen de 70 ans et des apports annuels q_0 de $120 \text{ g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, valeur beaucoup plus proche de la réalité que celle calculée au paragraphe précédent ($20 \text{ g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$).

Tableau IV.- ^{14}C des matières organiques labiles calculé par soustraction du pool stable hypothétique. Cas du sol BL₂.

Horizons	Profondeur prélèvement (cm)	Teneur en carbone (%) = C_1	$\delta^{14}\text{C}$ (‰) = δ_1	$\delta^{14}\text{C}$ du carbone restant = $\frac{C_1\delta_1 - C_2\delta_2}{C_1 - C_2}$
A ₁	6-12	5,7	+ 96 ± 11	+ 159
A ₃ B	20-28	1,9	- 82 ± 8	+ 81
B ₁	42-52	1,05	- 202 ± 10	+ 113
Pool stable (M.O. humifiée) du B ₂ t	77-87	0,6 = C_2	- 438 ± 10 = δ_2	

La figure 8 illustre le profil des deux pools ainsi distingués. Si le pool de matière organique stable représente 45 % du carbone total de l'ensemble du sol, dans l'horizon A₁ sa contribution n'est que de 10 %. Le calcul aurait pu aussi bien être appliqué à la matière humifiée seule (fraction 0-100 m). L'âge moyen du pool jeune serait de 100 ans et les apports annuels de $70 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

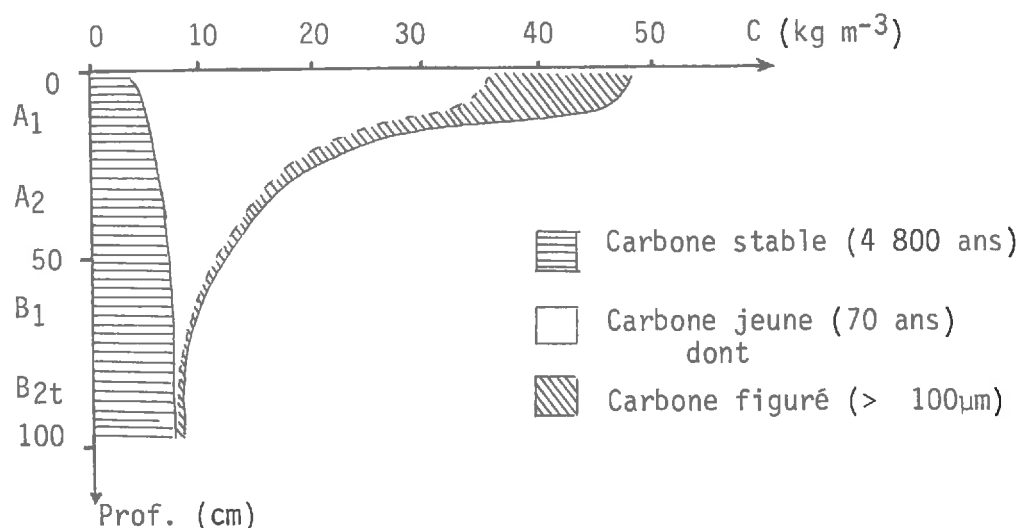


Figure 8.- Diagramme de répartition des deux pools de carbone organique de stabilités différentes (sol brun lessivé BL₂)

Cas des autres sols : Dans les sols calciques humifères, un tel pool stable ne peut représenter qu'une part négligeable du carbone total. Dans le sol BL₁, on peut envisager de la même manière que l'horizon A₁ est constitué de la même matière organique que l'horizon B (âge moyen 700 ans), à laquelle se superpose un pool jeune d'activité $\delta^{14}\text{C} = + 230 \text{ ‰}$ (33 ans).

c.- Incidences du modèle

Dans ce modèle supposant l'existence d'un pool stable, les vitesses de minéralisation sont les mêmes en B qu'en A₁ ; en revanche, les teneurs en carbone sont différentes, car les quantités de substances organiques apportées sont différentes.

Ce modèle peut expliquer l'existence des gradients d'âge apparent dans certains sols. La linéarité du gradient observé dans ce sol brun lessivé (Figure 6) résulterait de la distribution relative de chacun des deux pools en chaque point du profil, et non pas d'un empilement de type stratigraphique des couches de matière organique, ni d'ailleurs d'une activité biologique trente fois moindre à 80 cm qu'à 10 cm. Des expériences d'enfouissement de feuilles par exemple, prouveraient le contraire.

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. Dans notre cas, la répartition verticale du pool jeune (Figure 8) résulte également d'une certaine migration du carbone à partir des entrées (litière A₀A₁ et racines, situées essentiellement en A₁). On peut considérer que l'horizon A₁ est défini par l'inflexion de cette figure de migration.

Le modèle n'indique pas si le pool stable correspond à un héritage d'une phase pédologique antérieure (couvert forestier par exemple), ou s'il correspond à l'accumulation permanente de très faibles quantités de carbone depuis la naissance du sol. Nous définissons simplement le pool stable comme ayant une activité ^{14}C globale très faible (de $\delta^{14}\text{C} = - 438 \text{ ‰}$ pour le sol brun lessivé considéré), sans hypothèse quant à ses origines.

d.- Application à quelques données bibliographiques

Le modèle peut être appliqué à la plupart des sols bruns, au moins pour les cinquante premiers centimètres. Il explique très bien les gradients d'âge des vertisols, pour la zone de self-mulching. Ainsi, à partir d'un vertisol argentin, décrit par SCHARPENSEEL et PIETIG (1971), nous pouvons calculer (Tableau V) l'activité du pool jeune pour chaque horizon, par différence avec l'horizon situé en dessous de la zone influencée par les mouvements verticaux (limite des fentes de retrait et des slickensides). Cet horizon contient 0,7 % de carbone et son âge est de 5 850 B.P.

Le pool jeune ainsi distingué a une activité moyenne de + 173 ‰, ce qui correspond, pour l'hémisphère Sud, et en 1971, à un âge moyen de 30 ans. Ce pool jeune est beaucoup mieux réparti verticalement que dans le cas du sol brun. Ceci est dû au brassage mécanique qui assure un transfert rapide et profond du matériel de surface dans les fentes de retrait.

Tableau V.- $\delta^{14}\text{C}$ calculé du pool de matière organique jeune, et profil organique, d'un vertisol (Concepcion del Uruguay : Argentine), d'après les données de SCHARPENSEEL et PIETIG (1971)

Prof. (cm)	% C	$\delta^{14}\text{C}$ (‰)	Age apparent (ans)	$\delta^{14}\text{C}$ du pool jeune
0-10	3,2	+ 15	Présent	+ 164
10-20	2,7	- 22	175	+ 152
20-30	2,0	- 70	580	+ 171
30-40	1,8	- 115	980	+ 141
40-50	1,0	- 159	1 390	+ 677 *
50-60	0,8	- 171	1 510	+ 2 249 *
60-70	1,3	- 176	1 560	+ 221
70-80	1,2	- 168	1 480	+ 320
80-90	0,7	- 517	5 850 (pool stable)	

* La différence des teneurs en carbone est très faible, le calcul est alors peu précis.

▨ Pool stable
□ Pool jeune

A lui seul, ce modèle ne suffit pas à expliquer les gradients de certains chernozems et andosols. Il est possible que dans ces sols, une condition essentielle pour l'application du modèle, à savoir l'existence d'un brassage, même lent, de l'ensemble du sol, ne soit pas réalisée.

En conclusion, nous dirons que ce modèle et le calcul simple qui consiste à comparer chaque horizon avec un horizon sous-jacent, devrait être utilisé comme un test susceptible de livrer des renseignements intéressants sur la dynamique de répartition verticale des matières organiques les plus labiles. Il peut généralement rendre compte de l'activité ^{14}C des horizons intermédiaires, où l'on doit toujours envisager la possibilité d'une superposition de carbone très jeune et de carbone très vieux.

3.- Proposition d'une loi de distribution des âges en fonction "puissance"

a.- Description

Dans l'hypothèse de la distribution exponentielle des âges, la matière organique "vieille" a le même coefficient de minéralisation que la matière organique "jeune". Les incomptabilités auxquelles son application aboutit nous a amenés à rechercher une loi de distribution des âges qui satisfasse à la condition fondamentale suivante : le coefficient de minéralisation doit décroître avec l'âge, comme le suggèrent les expériences de

longue durée de décomposition et d'humification d'apports végétaux marqués (JENKINSON, 1965). Plus pragmatiquement, nous chercherons une loi compatible avec les mesures du stock organique Q , de l'activité ^{14}C A, et des apports q_0 . Parmi les nombreuses lois répondant à ces conditions, nous proposons l'expression suivante :

$$q(i) = q_0 (1 + i/a)^{-n}$$

$q(i)$ est la densité de répartition des âges i
 q_0 sont les apports annuels
 a est un temps
 n est positif ou nul, sans unité.

Il s'agit d'une fonction puissance, ajustée de telle manière que la valeur pour $t = 0$ soit q_0 .

La distribution exponentielle est un cas limite de cette loi : pour n et a grands, on a

$$q(i) \rightarrow q_0 \exp(-\frac{n}{a} i)$$

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

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

Il décroît avec l'âge de n/a au départ à 0 pour les âges infinis.

La proposition de distributions de cette forme n'a pas la prétention de rendre compte de réactions physico-chimiques particulières. Aussi, nous ne donnons pas de signification intrinsèque aux paramètres a et n : tous deux seraient dépendants du sol et de ses constituants, du climat, de la nature, et peut-être même de la quantité, des apports. Nous noterons simplement que a est en quelque sorte la base de temps de l'évolution des apports : à n égal, une loi q avec $a = 2$, décrit une évolution deux fois plus lente qu'une loi avec $a = 1$, par exemple. Nous cherchons simplement à indiquer la tendance des distributions des âges.

Une fonction "puissance" similaire a déjà été proposée par FARDEAU (1981) comme loi phénoménologique traduisant la cinétique de dilution isotopique des ions phosphate dans les systèmes hétérogènes solide-solution, permettant ainsi la détermination du temps moyen de séjour des ions en solution.

Les fonctions puissances "traînent" vers l'infini. En particulier, pour n inférieur ou égal à 1, la loi décrit des systèmes qui croîtraient indéfiniment. Par exemple, une loi de ce type avec n faible (proche de zéro) peut traduire des systèmes caractérisés par l'accumulation organique, comme les tourbes. D'ailleurs, au plan fondamental, les hypothèses d'équilibre sont difficilement justifiables. Certaines fractions organiques telles que pollens, charbons de bois, peuvent s'accumuler quasi indéfiniment.

b.- Calcul : détermination des paramètres a et n

La résolution des équations (2) et (5) citées au chapitre II, permet de calculer a et n , puis les âges moyens et temps de turnover correspondant (cf. Annexe III).

$$(2) Q/q_0 = \int_0^{\infty} \left(1 + \frac{i}{a}\right)^{-n} di$$

$$(5) A = \frac{\int_0^{\infty} A_i \exp(-\lambda i) \left(1 + \frac{i}{a}\right)^{-n} di}{\int_0^{\infty} \left(1 + \frac{i}{a}\right)^{-n} di}$$

Q , A et q_0 sont mesurés, A_i et λ sont connus : A_i est dans ce cas l'activité du CO_2 atmosphérique lors de l'année 1980 - i .

Nous n'avons pas effectué la résolution directe, mais le calcul de A et Q pour plusieurs valeurs de a et n , construisant ainsi une abaque qui permet la résolution graphique de a et n . Ce calcul graphique a d'ailleurs l'avantage de permettre une lecture directe de la précision sur le couple (a, n) à partir de la précision sur les données A et Q/q_0 . Cette abaque, construite pour l'année 1980, date de prélèvement des sols, est donnée à la figure 9. Dans notre étude, nous avons limité la distribution des âges à 8 000 ans (âge maximal des sols) et nous contrôlerons l'augmentation annuelle du stock organique calculée.

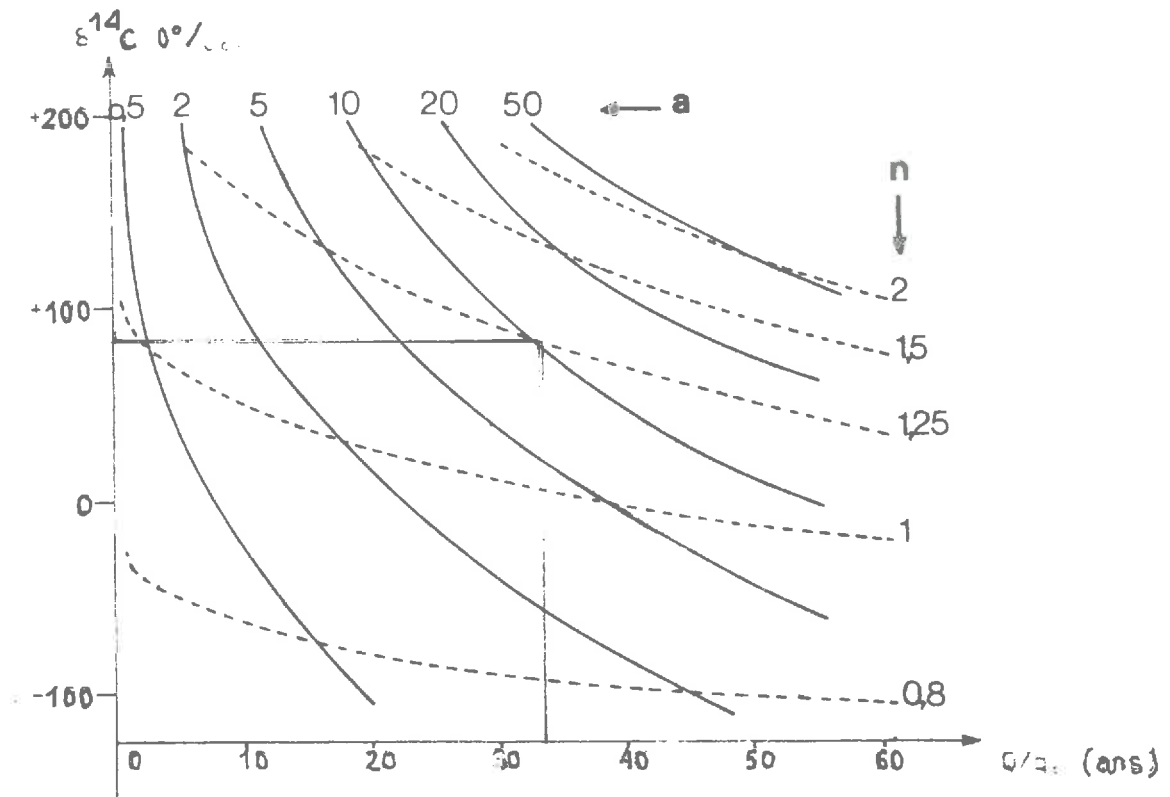


Figure 9.- ABAQUE de détermination des paramètres a et n de la loi $q = q_0 (1+i/a)^{-n}$. Exemple : un compartiment dont l'activité est $\delta^{14}C = +80 \text{ ‰}$ et le rapport Q/q_0 de 33 ans, peut être décrit par la loi de distribution des âges $q(i) = (1 + i/10)^{-1,25}$: $a = 10$; $n = 1,25$.

c.- Application aux sols du Jura

Tableau VI.- Valeurs des paramètres a, n et de quelques caractéristiques des distributions des âges en fonction "puissance", calculés à partir de la mesure d'activité ^{14}C , de la quantité totale Q et des apports q_0

	CH ₁	BL ₁	CH ₂	BL ₂
Q = stock total de carbone organique (kg m ⁻²)	14,2	14,3	20,5	16,9
$\delta^{14}\text{C}$ global (‰)	+ 66	+ 25	+ 85	- 93
(âge apparent ^{14}C)	présent	présent	présent	(800 B.P.)
q_0 = apports estimés (kg m ⁻² an ⁻¹)	0,25	0,4	0,4	0,4
Valeurs calculées :				
a (ans)	25	6	27	2
n	1,4	1,06	1,5	0,8
Accroissement annuel du stock global Q (kg m ⁻² an ⁻¹)	$7,5 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$7,8 \cdot 10^{-5}$	$5,25 \cdot 10^{-4}$
Age moyen global (ans)	835	940	450	1 645
Temps moyen de transit (ans)	56	35	50	32
Reste d'un apport annuel après 10 ans dans le sol (en %)	62	35	62	23
$q(10)/q_0$				

- Distribution des âges calculées

Nous indiquons au tableau VI, les valeurs de a et n que nous avons calculées à partir des données Q, A et q_0 , que nous avons fixées précédemment. Les quatre courbes de distribution des âges sont représentées à la figure 10, pour la période des 50 premières années. Les courbes des deux sols calciques humifères (qui sont quasiment confondues) diffèrent nettement de celles des deux sols acides : dans les milieux calciques, la matière organique jeune (celle des 20 premières années) est minéralisée beaucoup moins vite que dans les sols acides. C'est la raison de l'accumulation énorme de matière organique dans les horizons A₁ des sols calciques humifères.

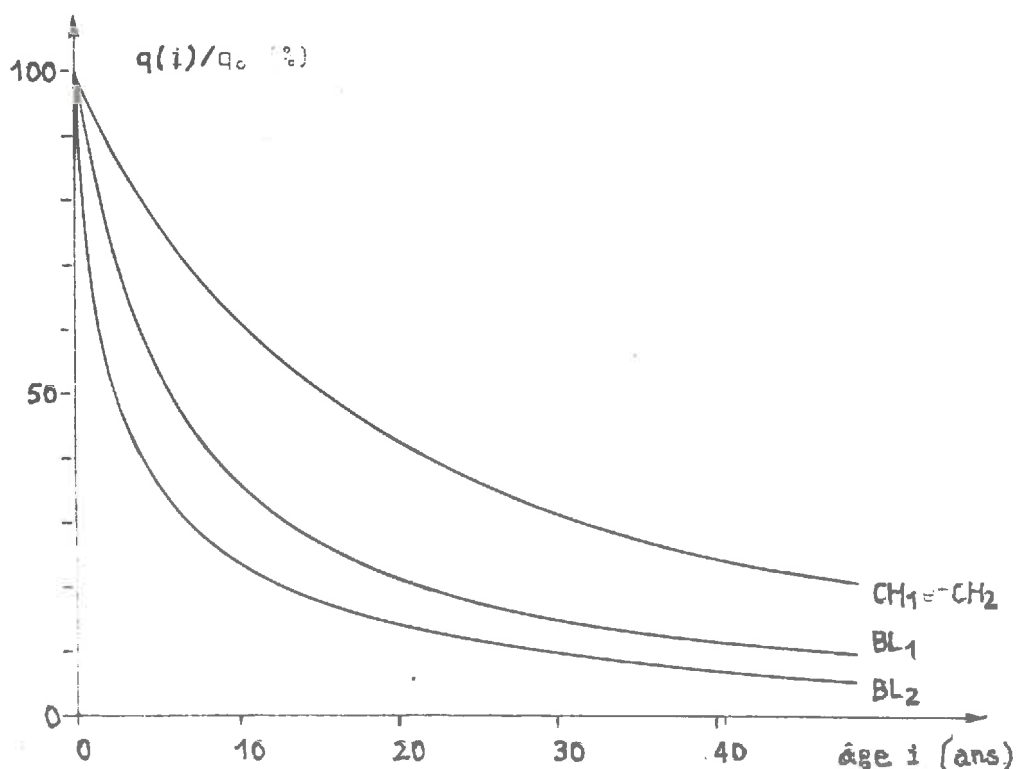


Figure 10.- Distribution des âges de la forme $q(i) = (1 + i/a)^{-n}$ calculée pour les quatre sols.

L'effet de l'altitude ne pourrait être mis en évidence que par une étude statistique. Cependant, on remarque que le sol BL₁, qui a un caractère acide plus marqué que le sol BL₂, a une vitesse de minéralisation plus faible, que l'on peut expliquer par les conditions climatiques plus rigoureuses.

En revanche, si l'on considère les distributions des âges pour les âges élevés, les vitesses de minéralisation deviennent plus fortes dans les sols calciques humifères. Nous pouvons l'exprimer en comparant les quantités de matière organique d'âge supérieur à 1 000 ans, contenues dans chaque distribution $q(i)$. Ces quantités sont les suivantes (en % de la quantité totale Q) :

- sol CH ₁	15 %
- sol BL ₁	26 %
- sol CH ₂	12 %
- sol BL ₂	41 %

Autrement dit, les sols lessivés profonds permettent une stabilisation durable d'une plus grande quantité de matière organique que les sols calciques. Cette stabilisation quasi irréversible de matières organiques - il serait illusoire de parler de temps de turnover de plusieurs milliers d'années - se traduit dans le modèle par une accumulation, c'est-à-dire une augmentation du stock organique globale. Les valeurs des accroissements du stock calculées (tableau VI) ne dépassent pas $5,25 \cdot 10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, soit 50 g par siècle. Ils ne seraient pas perceptibles à l'échelle humaine.

- Ages moyens et temps moyens de transit

Nous pouvons calculer les âges moyens et les temps moyens de transit correspondant à ces distributions des âges, d'après les formules établies au Chapitre II. Le détail des calculs est donné dans l'annexe III. Les résultats figurent au tableau VI. On y remarque les différences entre les âges moyens et les âges apparents ^{14}C . Ceci est dû d'une part à l'influence du ^{14}C d'origine thermonucléaire, qui affecte notablement les sols, d'autre part au grand étalement des distributions des âges. Nous en retiendrons le fait que des $\delta^{14}\text{C}$ positifs peuvent correspondre à des âges moyens de plus de 1 000 ans.

Nous remarquerons également que les temps moyens de transit sont beaucoup plus faibles que les âges moyens. Ceci est une conséquence directe de la première condition à laquelle les lois "puissance" répondent, à savoir la décroissance du coefficient de minéralisation avec l'âge.

D'autre part, les temps moyens de transit, calculés ici à partir de leur définition première, "âge moyen de ce qui est minéralisé", sont un peu plus faibles que les rapports Q/q_0 (expression classique du temps de turnover). Cela est dû à l'hypothèse que nous avons faite au départ : les sols ne fonctionnent selon ce modèle que depuis 8 000 ans ; ils ne sont donc pas à l'équilibre et le temps de turnover ne peut théoriquement pas être défini, car une partie seulement de la quantité Q a déjà été soumise au renouvellement.

Les temps moyens de transit calculés (Tableau VI) sont de l'ordre de 50 ans pour les sols calciques et de 30 ans pour les sols acides. Ces valeurs rendent compte de l'activité biologique plus forte des sols lessivés que l'on peut observer : abondance de Lombricidés, litière moins développée, odeur de champignons, etc. Le reste d'un apport après 10 ans, calculé d'après le modèle (Tableau VI) est aussi une bonne expression de l'activité biologique générale. Nous remarquerons enfin, en comparant notamment les sols CH_2 et BL_2 , qu'un sol dont la matière organique est "vieille" peut avoir un renouvellement plus rapide qu'un sol dont la matière organique est jeune.

- Discussion

Pour illustrer les caractéristiques des distributions des âges en fonction "puissance", nous donnons à la figure 11, la comparaison entre la distribution calculée pour le sol brun lessivé BL_2 ($q = q_0 (1 + i/2)^{-0,8}$) et une distribution exponentielle correspondant au même temps moyen de transit : 32 ans. La fonction puissance traduit une minéralisation très rapide au départ, suivie d'une stabilisation. Elle peut être considérée comme l'enveloppe d'un grand nombre de distributions exponentielles de coefficients différents.

La distribution en fonction "puissance" présente un grand étalement des âges, et elle est compatible avec l'hypothèse du pool stable proposée au paragraphe précédent. On pourrait "couper" la distribution des âges du sol BL_2 en deux fractions, l'une, jeune, représentant 55 % de la quantité totale, l'autre, plus vieille, correspondant aux 45 % restant. Cette coupure arbitraire correspond à l'âge 800 ans. La première fraction a un âge moyen de 190 ans et un temps moyen de transit de 17 ans, la seconde a un âge moyen de 3 400 ans. Ces deux fractions peuvent correspondre aux deux pools distingués au paragraphe précédent.

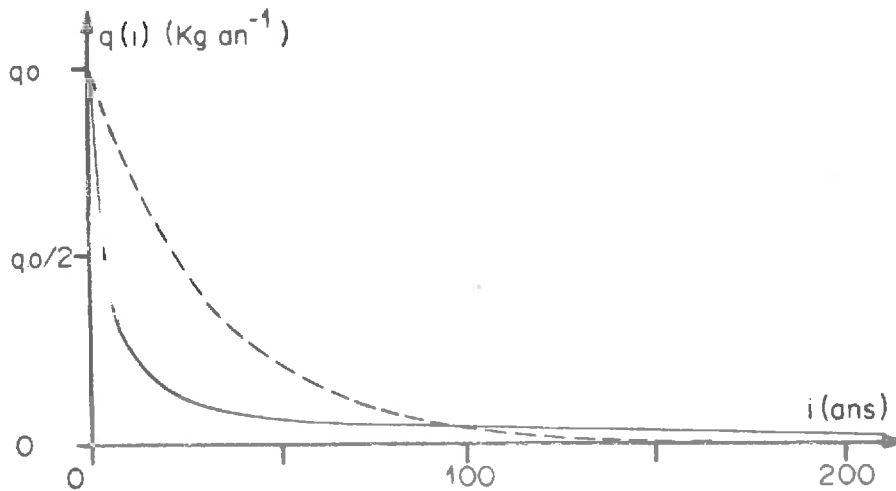


Figure 11.- Comparaison de la distribution des âges du sol BL₂ :
 $q = q_0 (1 + i/2)^{-0,8}$ (trait plein) et d'une distribution exponentielle de même temps de turnover : 32 ans (trait pointillé)

d.- Comparaison avec les expériences de marquage

Il faut rappeler que, si l'on fait l'hypothèse que les apports au sol ont été constants dans le passé, les courbes de distribution des âges $q(i)$ proposées sont les mêmes que les courbes décrivant la disparition au cours du temps d'un apport annuel, pourvu que cet apport soit représentatif des apports naturels. Nous pouvons donc tester la validité des propositions de fonctions puissances sur des mesures expérimentales de suivi d'apports marqués.

En ce domaine, les expériences de JENKINSON (1965) constituent une base remarquable. JENKINSON a enfoui des tissus de ray-grass marqués au ¹⁴C et a suivi pendant 4 ans la radioactivité du sol. La figure 12 donne les résultats pour l'expérience d'enfouissement de racines et une courbe de la forme $(1 + t/a)^{-n}$ que nous avons construite de telle manière qu'elle approche le mieux possible les mesures expérimentales de JENKINSON.

JENKINSON interprète ses résultats comme suit : une décomposition rapide des végétaux s'effectue au cours des premiers mois, il ne reste alors que 40 % du carbone organique apporté. Ensuite, cette quantité de carbone organique décroît selon une loi exponentielle de demi-vie 4 ans. JENKINSON suppose que la pente de l'exponentielle devrait s'infléchir après plusieurs années, car la perte de carbone total du sol pendant l'expérience correspond à une exponentielle de demi-vie 25 ans environ.

La courbe de la forme $(1 + t/a)^{-n}$ représentant le mieux les valeurs expérimentales de JENKINSON est la suivante (Figure 12) :

$$q = q_0 (1 + t/0,05)^{-0,36}$$

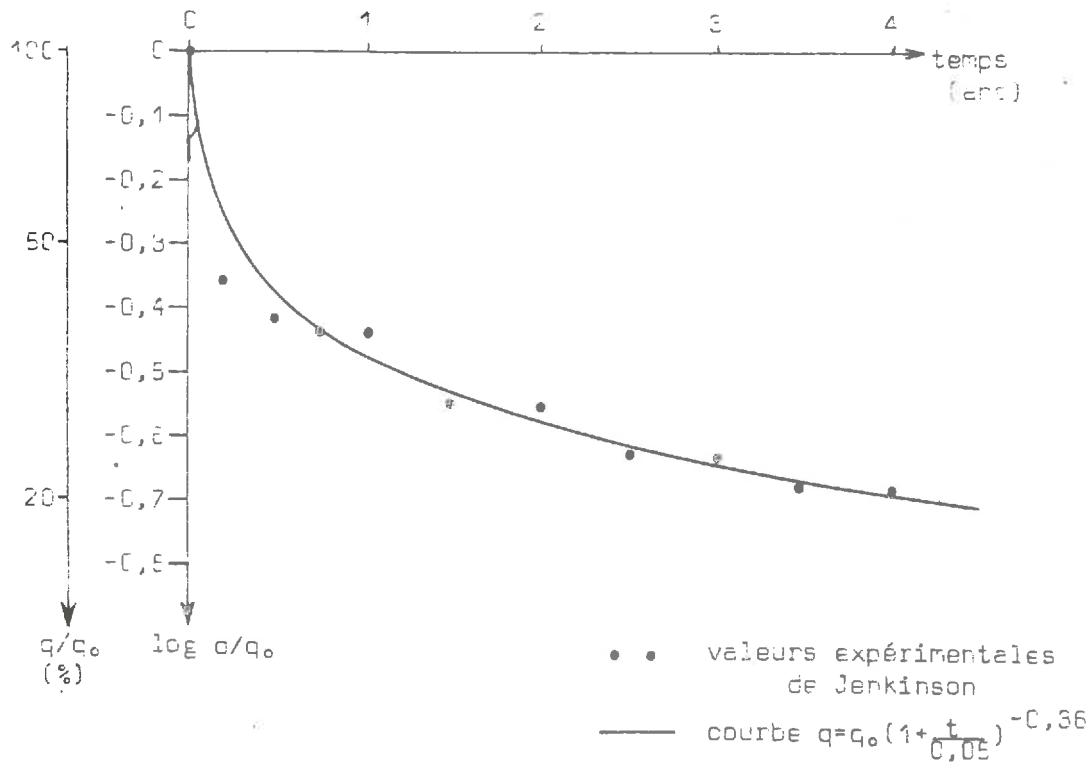


Figure 12.- Décroissance dans le temps des restes q d'un apport q_0 de ray-grass marqué (d'après JENKINSON, 1965).

Si l'on interprète sa pente en chaque point comme une portion d'exponentielle, alors celle-ci a la demi-vie suivante :

- à 2 ans $t_{1/2} = 4$ ans
- à 10 ans $t_{1/2} = 20$ ans
- à 100 ans $t_{1/2} = 200$ ans

Dans un système qui fonctionnerait depuis 1 000 ans selon cette loi, l'âge moyen du sol serait 400 ans ; le temps de transit moyen du carbone : 16 ans ; la quantité totale de carbone : 45 fois les apports annuels.

La courbe proposée semble être compatible avec les observations de JENKINSON d'une part, et avec le fonctionnement général des sols d'autre part. Cependant, nous ferons une réserve : la loi "traîne" trop vers l'infini : elle décrit des systèmes qui croîtraient indéfiniment, et avec une vitesse trop importante. En résumé, nous admettrons qu'elle peut représenter correctement les 100 premières années du devenir des apports, d'où son intérêt en agronomie pour la gestion des stocks organiques.

Comparaison avec les courbes calculées pour les sols du Jura : Les courbes des paragraphes précédents correspondent à des décroissances (minéralisation) beaucoup plus faibles que celle se référant aux valeurs de JENKINSON. Cela est normal et traduit l'accumulation importante de matière organique : le climat est plus froid et les sols sont différents.

D'autre part, dans une expérience de marquage comme celle de JENKINSON, le sol est maintenu sans végétation. La minéralisation du ray-grass marqué aurait sans doute été plus faible si l'on avait renouvelé chaque année les apports, comme le suppose JENKINSON lui-même.

4.- Modèle à deux compartiments - Coefficients d'humification

a.- Le carbone organique figuré dans les sols

Le tamisage préliminaire des échantillons à 2 mm a permis de séparer une fraction organique constituée essentiellement de racines et de rhizomes frais ou peu décomposés, que nous avons appelée fraction supérieure à 2000 μ m.

D'autre part, une méthode de tamisage à 100 μ m, suivie d'un lavage par l'hexametaphosphate, que nous détaillons au chapitre IV, a permis de séparer une fraction que nous appelons fraction 100-2000 μ m, dont les caractéristiques sont très proches de celles du matériel végétal de départ ; son C/N est de 30 dans les quatre sols.

Nous appelons "carbone figuré", l'ensemble de ces deux fractions ; les racines vivantes en font d'ailleurs partie. Et nous appelons "carbone humifié", la fraction 0-100 μ m. Les quantités de carbone figuré et humifié sont celles que nous avons fait figurer au tableau II du paragraphe II. Les apports au compartiment "carbone figuré" sont les apports q_0 que nous avons déterminés précédemment.

Le compartiment "carbone figuré" peut être caractérisé par son temps de turnover, ou temps moyen de transit, qui est le rapport des quantités totales Q_1 aux apports q_0 ; nous le noterons $1/b_1$. Les valeurs des temps moyens de transit, ainsi calculées, sont reportées au tableau VII.

Tableau VII.- Quantités totales, apports et temps de turnover du compartiment "carbone figuré". (Fractions 100-200 et > 2 000 μ m)

Sol	Quantité totale Q_1 (kg m ⁻²)	Apports estimés q_0 (kg m ⁻² an ⁻¹)	Temps de turnover $1/b_1 = Q_1/q_0$ (ans)
CH ₁	2,96	0,25	12
BL ₁	1,99	0,4	5
CH ₂	3,08	0,4	8
BL ₂	2,35	0,4	6

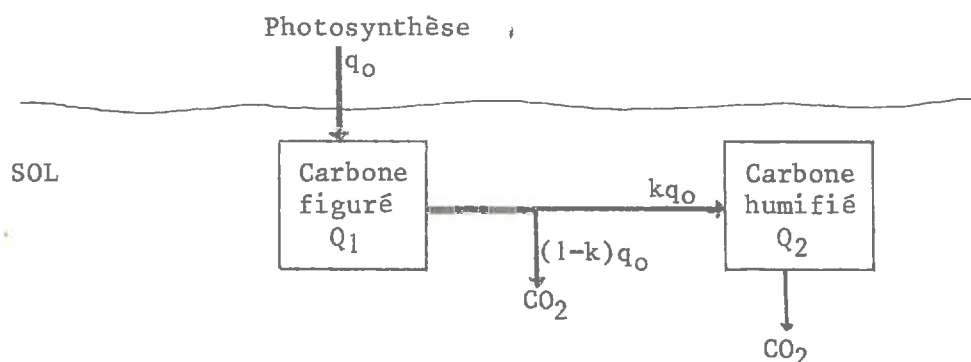
Ces temps de turnover sont longs : ils sont supérieurs à 5 ans, alors que des valeurs de 1 à 2 ans sont couramment admises pour des systèmes prairiaux ou cultivés. C'est là une caractéristique des milieux d'altitude : la persistance des apports sous forme figurée y est longue. Elle semble d'ailleurs plus longue dans les sols calciques, et particulièrement dans le sol CH₁, que dans les sols lessivés.

Les mesures d'activité ^{14}C de fractions aussi jeunes ne permettent malheureusement pas d'en préciser la distribution des âges, ni l'âge moyen.

b.- Présentation du modèle à deux compartiments

Une partie du carbone figuré va être transférée dans le compartiment "carbone humifié", que nous avons défini comme étant la fraction 0-100 μm . On peut appeler ce transfert "humification" ; ici encore, le phénomène est défini par les méthodes de séparation. En fait, le transfert peut se faire soit par passage du carbone sous forme soluble, soit par intégration sous forme de biomasse, soit enfin par fragmentation, jusqu'à une dimension inférieure à 100 μm .

On peut donner un schéma de l'humification par le modèle à deux compartiment suivants :



Les hypothèses du modèle sont les suivantes : tout le carbone qui entre dans le sol est apporté au compartiment Q_1 . A la sortie de ce compartiment, une partie $(1-k)$ du carbone est directement minéralisée, l'autre partie (k) est transférée dans le compartiment Q_2 . k est le coefficient d'humification, ou coefficient isohumique.

Si l'on suppose que les deux compartiments suivent des cinétiques de disparition exponentielles (hypothèse du mélange parfait), alors on peut leur attribuer un coefficient de disparition b . Les distributions des âges sont alors les suivantes :

$$q_1(i) = q_0 \exp(-b_1 i) ; \text{ et } Q_1 = q_0/b_1$$

$$q_2(k) = kq_0 \exp(-b_2 i) ; \text{ et } Q_2 = k q_0/b_2$$

$$\text{et l'on a la relation : } Q_2/Q_1 = k b_1/b_2$$

b_1 est le coefficient de disparition du carbone figuré (qui regroupe minéralisation et humification) ; $1/b_1$ est son temps de turnover ; b_2 est le coefficient de minéralisation du carbone humifié ; $1/b_2$ est son temps de turnover.

Relation avec le taux d'humification

Le taux d'humification est le rapport du carbone humifié au carbone total ($Q_2/(Q_1+Q_2)$), sa mesure est simple et classique en pédologie. Son expression dans le modèle est la suivante :

$$\frac{Q_2}{Q_1 + Q_2} = \frac{1}{1 + \frac{b_2}{b_1 k}}$$

Il dépend en fait de trois caractéristiques distinctes du sol : la vitesse de disparition du carbone figuré, la vitesse de minéralisation du carbone humifié, et enfin, la part du carbone figuré qui sera humifiée. Son interprétation est donc délicate et il ne doit pas être considéré directement comme un indice d'activité biologique. La simple mesure de la quantité absolue de matière organique figurée (Q_1), rapportée à une unité de surface, nous semble être un meilleur indicateur de l'activité biologique globale d'un sol.

c.- Calcul : détermination du coefficient k

Si l'on connaît les quantités totales des deux compartiments (Q_1 et Q_2) et les apports au sol (q_0), alors la mesure de l'activité ^{14}C du compartiment "carbone humifié" Q_2 permet théoriquement de calculer le coefficient b_2 (ou le temps de turnover $1/b_2$) du compartiment Q_2 , puis le coefficient k .

Il faut faire une hypothèse supplémentaire, à savoir que ce qui rentre dans le compartiment Q_2 a la même distribution des âges que ce qui sort de Q_1 . Alors, on peut écrire la densité de répartition des âges dans le compartiment Q_2 , comptés non pas à partir du moment de l'entrée dans le compartiment Q_2 , mais à partir de l'entrée dans le sol, c'est-à-dire dans Q_1 . C'est cet âge qu'il faut prendre en compte pour exprimer l'activité ^{14}C .

L'expression de la répartition des âges est la suivante (son calcul est donné dans l'annexe III) :

$$q(j) = q_0 k \frac{b_1}{b_1 - b_2} (\exp(-b_2 j) - \exp(-b_1 j))$$

l'âge moyen dans le compartiment Q_2 est d'ailleurs $I = 1/b_1 + 1/b_2$ (somme du temps de transit dans Q_1 et de l'âge moyen dans Q_2).

L'activité ^{14}C de Q_2 peut être calculée à partir de l'expression de $q(j)$. Le calcul est donné en annexe III. L'expression finale de l'activité peut être formulée comme suit :

$$A = \frac{b_1 b_2}{b_1 - b_2} \left(\frac{A(2)}{b_2} - \frac{A(1)}{b_1} \right)$$

où $A(1)$ et $A(2)$ sont les activités de compartiments suivant des cinétiques exponentielles de coefficients b_1 et b_2 respectivement. Ce sont les fonctions de b_1 et de b_2 qui peuvent être lues sur la courbe de la figure 5 au chapitre II. b_1 est connu, donc $A(1)$ l'est aussi. En revanche, b_2 est inconnu et $A(2)$ est une fonction trop complexe de b_2 pour que l'équation puisse être résolue directement. La valeur de b_2 doit donc être déterminée par une méthode d'approches successives.

La mesure de A permet donc de calculer b_2 ; ensuite, à partir de la relation $Q_2/Q_1 = k b_1/b_2$, on peut déterminer k.

L'expression de l'activité A indiquée ci-dessus est générale pour les modèles à deux compartiments. Si b_1 est grand ($1/b_1$ inférieur à 2 ans), A est à peu près égal à $A(2)$, et le calcul ci-dessus n'est pas nécessaire.

d.- Résultats

Tableau VIII.- Coefficients de minéralisation b_2 et coefficient d'humification k des quatre sols, calculés à partir de la mesure de l'activité ^{14}C du compartiment humifié, du rapport de la quantité Q_2 de carbone humifié à la quantité Q_1 de carbone figuré, et du temps de turnover $1/b_1$ du compartiment figuré.

Sol	$1/b_1$ (ans)	Q_2/Q_1 en A_1	$\delta^{14}\text{C}$ du C humifié (‰) en A_1	$1/\text{coefficient de}$ minéralisation (temps de turnover) $1/b_2$ (ans)	Coefficient d'humification k (%)
CH ₁	12	8,25	- 9 ± 8	250	40
BL ₁	5	5,5	+ 86 ± 10	85	32
CH ₂	8	5,9	+ 82 ± 9	80	59
BL ₂	6	3,2	+ 57 ± 12	120	16

Le calcul a été effectué pour les horizons A_1 seuls. A l'exclusion du sol calcique humifère CH₁, les temps de turnover $1/b_2$ (tableau VIII) sont de l'ordre de la centaine d'années et ne distinguent pas nettement les sols entre eux.

En revanche, les coefficients d'humification k (tableau VIII) sont plus élevés pour les sols calciques humifères. La différence entre les deux cas extrêmes, celui du sol CH₂ (k = 59 %) et celui du sol BL₂ (k = 16 %) est illustrée à la figure 13 par les répartitions des âges dans ces deux sols, telles que les décrit le modèle.

Schématiquement, on résumera les deux cas de la manière suivante : dans le sol calcique humifère, la matière organique est destinée surtout à être humifiée, ce qui aboutit à l'accumulation très forte de matière organique que l'on observe dans ces sols. Inversement, dans le sol lessivé, la matière organique fraîche est destinée à être minéralisée en grande majorité, et la minéralisation globale au bout de 50 ans est beaucoup plus forte que dans le sol calcique humifère.

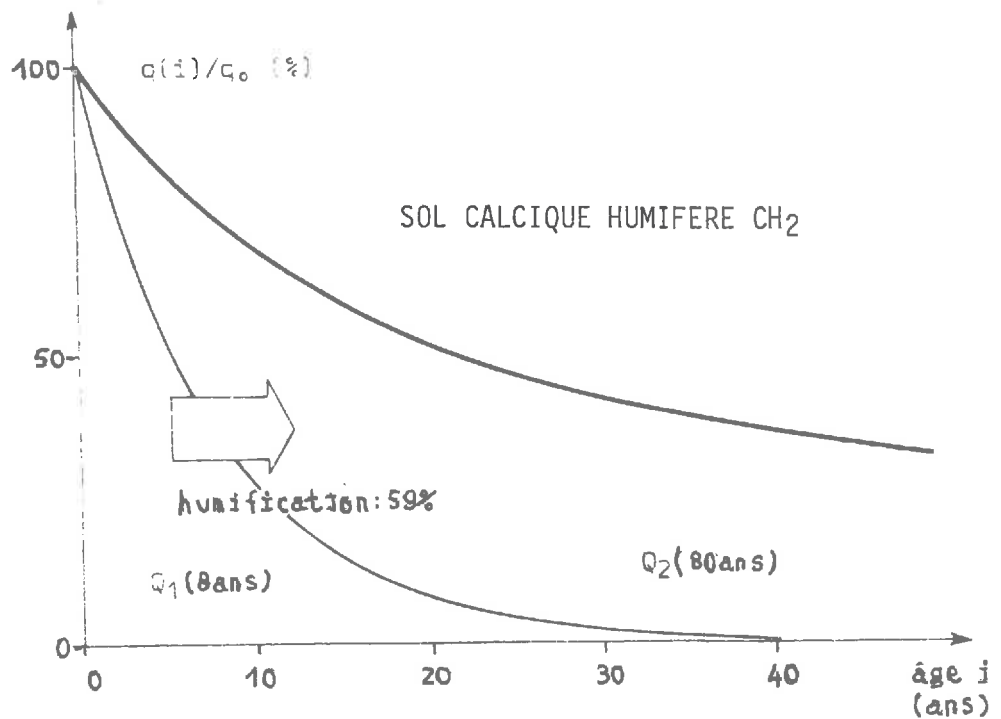
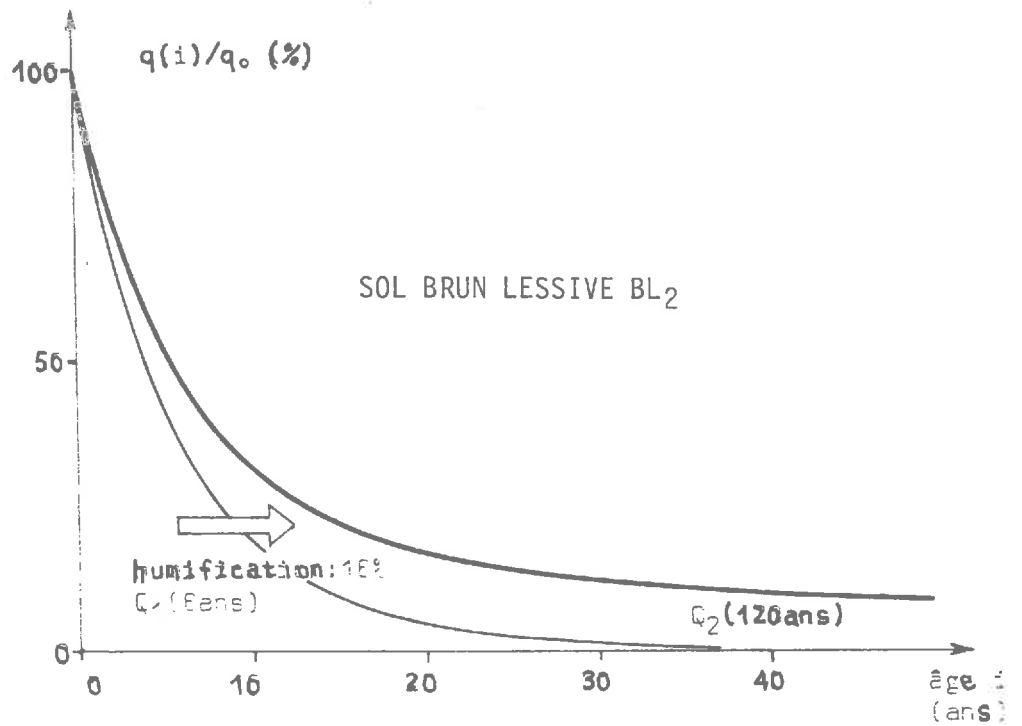


Figure 13.- Courbes de répartition des âges du compartiment "carbone figuré" et du compartiment "carbone organique total". Les surfaces délimitées par ces deux courbes représentent respectivement les deux compartiments Q_1 et Q_2 . Le passage de l'un à l'autre est l'humification proprement dite.

Les courbes de la figure 13 sont proches de celles qui ont été construite par le modèle de distribution des âges en fonction puissance (figure 10, page 49). Les deux modèles traduisent le même tendance : la matière organique est minéralisée beaucoup plus tôt dans les sols acides.

e.- Conclusion

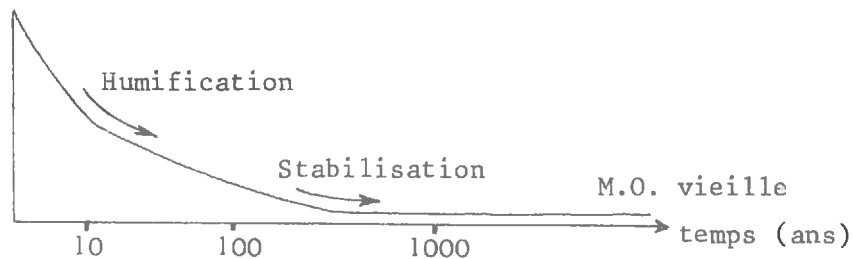
Bien que ce modèle soit très schématique, et que les hypothèses de sa construction soient restrictives, son application aux quatre sols étudiés met en évidence une différence fondamentale entre les dynamiques d'humification des sols : alors que la matière organique fraîche est très vite minéralisée dans les sols lessivés, elle est transformée en matière organique humifiée dans les sols calciques, leur conférant ainsi leur caractère humifère. Dans les deux cas, le temps de disparition de la matière organique fraîche est assez long (6 à 12 ans).

On ne peut que faire des hypothèses sur les différences de mécanismes mis en jeu. Il est peu probable que l'ambiance chimique (pH et teneur en calcium) ait un rôle direct sur le devenir des matières organiques fraîches. En revanche, l'ambiance physico-chimique peut contrôler l'équilibre des différentes populations de décomposeurs. Ainsi, il est classiquement admis que la nature et l'abondance des populations de Champignons, qui constituent en général le premier maillon des chaînes trophiques, sont sensibles aux conditions de pH. MANGENOT (1974) attribue aux Champignons du type pourriture blanche, abondants dans les milieux acides ou faiblement acides, un pouvoir ligninolytique important, aboutissant à des produits simples de type acides phénols. Les Champignons de type pourriture brune, plus fréquents dans les milieux neutres, auraient, eux, une action aboutissant à la polymérisation des lignines et à la formation de complexes ligno-protéiques. Les Champignons sont effectivement plus nombreux dans les sols bruns lessivés. Il est possible que la présence de pourritures brunes et/ou l'absence de pourritures blanches dans les sols calciques humifères, contribue au fort coefficient d'humification et à l'abondance de produits absorbant la lumière (noirs), généralement aromatiques, directement issus du matériel végétal ou résultant de transformations dans ces sols. C'est en tout cas l'ensemble de la chaîne trophique de chaque sol (y compris la macrofaune), qui détermine le devenir immédiat de la matière organique fraîche.

D'autre part, nous remarquerons que les apports organiques sont de même nature dans les deux sols CH₂ et BL₂. Or, les coefficients k prennent des valeurs très différentes, assez faible (16 %) dans le sol brun lessivé, très élevée (59 %) dans le sol calcique humifère. Il ne faut donc pas attribuer un coefficient k (coefficient d'humification ou coefficient isohumique) à un type d'apports organiques, mais à un ensemble sol-apports organiques.

5.- Conclusion

Les trois modèles d'humification proposés sont complémentaires et traduisent la même tendance : les apports organiques disparaissent très vite au départ, puis de plus en plus lentement ; on peut dire qu'ils sont stabilisés. L'évolution de la matière organique des sols peut être schématisée ainsi



Les différents processus sont en fait continus et peuvent être décrits par une distribution des âges en fonction "puissance". Les sols calciques humifères se distinguent des sols bruns lessivés par la forte humification de la matière organique apportée, mais par la faible stabilisation des produits humifiés, qui ne vieillissent donc pas.

Les sols bruns lessivés sont soumis à un mouvement de mélange mécanique, si bien que les matières organiques vieilles peuvent avoir été réparties dans tout le profil. La répartition des matières organiques jeunes, elle, est encore peu affectée par le mélange : la matière organique jeune reste localisée principalement en surface, définissant ainsi l'horizon A₁. Ce mélange mécanique du sol est lent, il peut être compatible avec l'existence d'un horizon argilique B_t. La différenciation de l'horizon B_t résulterait d'un régime stationnaire établi entre le lessivage et la tendance à l'homogénéisation (haploïdisation) du profil, dont la durée du "cycle" serait de quelques siècles peut-être.

CHAPITRE IV

CONTRIBUTION DES DIFFÉRENTES FRACTIONS ORGANIQUES
À LA DYNAMIQUE GLOBALE DU CARBONE

<p>CONTRIBUTION DES DIFFÉRENTES FRACTIONS ORGANIQUES À LA DYNAMIQUE GLOBALE DU CARBONE</p>
--

Nous avons effectué les fractionnements classiques de la matière organique, définissant ainsi des compartiments dans le réservoir global "matière organique du sol". Nous espérons, par la mesure de l'activité ^{14}C , préciser la dynamique de chaque compartiment, et le rôle respectif de chacun dans la stabilisation biologique de la matière organique.

La mesure de l'activité ^{14}C nous a imposé certaines conditions matérielles. En particulier, la quantité de carbone nécessaire dans chaque fraction (3 à 5 g) est limitante. L'application de notre programme d'étude à des horizons profonds aurait été beaucoup plus difficile. Nous nous sommes limités à l'étude des horizons A_1 . C'est dans cet horizon que les matières organiques jeunes sont principalement localisées. Le rôle de la matière organique y est d'ailleurs très important vis-à-vis de la nutrition minérale et de l'environnement physique de la racine.

I.- FRACTIONNEMENT GRANULOMETRIQUE DU SOL

A.- Séparation de la matière organique figurée

La matière organique constituant les structures végétales macroscopiques, vivantes ou en voie de décomposition, n'a pas les mêmes propriétés que la matière organique soluble ou colloïdale, généralement liée à la phase minérale du sol. Il est donc nécessaire de la séparer le mieux possible. Cette fraction peut être appelée "matière organique fraîche", "débris végétaux", "matière organique libre". Nous l'appellerons "matière organique figurée". Elle n'est en fait définie que par la méthode de séparation.

1.- Méthode utilisée

Nous avons adopté la méthode de broyage modéré du sol dans l'eau par des billes d'agate, suivi d'un tamisage sous eau, d'après la technique mise au point par BRUCKERT et al. (1978). Le protocole a subi quelques modifications imposées par la très forte agrégation des sols étudiés : le nombre de billes a été augmenté et la coupure choisie est de $100\mu\text{m}$.

Il faut rappeler que les sols ont été préalablement tamisés à 2 mm, manuellement et à l'état frais (*) ; ainsi, se trouvent écartés les macro-débris végétaux (fraction supérieure à 2 000 μ m du tableau II).

2.- Résultats

Dans un premier temps, deux fractions organiques ont été séparées : les unités granulométriques de 0 à 100 μ m et celles de 100 à 2 000 μ m.

a.- Observation microscopique

La fraction 0-100 μ m est composée essentiellement d'agrégats et de quartz libres (limons et sables fins). Tous les constituants argileux sont sous forme d'agrégats dont la taille modale est de 50 à 75 μ m. Ces agrégats sont des unités naturelles, qui peuvent être observées sur lame mince. Le broyage modéré par les billes d'agate a séparé ces unités, il peut les avoir abrasées et en avoir éclaté quelques-unes, mais les a respectées dans leur ensemble. La fraction contient très peu de débris végétaux libres, mais de nombreux résidus de petite taille inclus dans les agrégats les plus gros.

La fraction 100-2 000 μ m est composée principalement de débris végétaux : fragments de racines, rhizomes, souvent revêtus d'argiles, quelques charbons de bois. La fraction contient également les sables grossiers, et quelques agrégats de taille 100 à 200 μ m.

b.- Résultats analytiques

Au tableau IX figurent les teneurs en carbone, azote et les activités ^{14}C des fractions. L'activité des fractions 100-2 000 μ m n'a pas été mesurée, mais calculée par différence. Les fractions 100-2 000 μ m ont un C/N et une activité ^{14}C intermédiaires entre ceux du matériel végétal supérieur à 2 000 μ m (C/N = 28 à 80, $\delta^{14}\text{C}$ = + 350 ‰) et ceux de la fraction 0-100 μ m (C/N = 9,5 à 11 et $\delta^{14}\text{C}$ = - 9 à + 82 ‰).

Ces résultats, ainsi que l'observation de la fraction 100-2 000 μ m nous ont conduits à procéder à un "lavage" de la fraction 100-2 000 μ m destiné à en dégager la part d'organo-minéral et affiner ainsi la séparation de la matière organique figurée.

3.- Traitement de la fraction 100-2 000 μ m (schéma ci-contre)

Les fractions 100-2 000 μ m ont été traitées par agitation pendant 16 heures dans une solution d'hexamétaphosphate à 122 g/l, puis tamisées à 50 μ m.

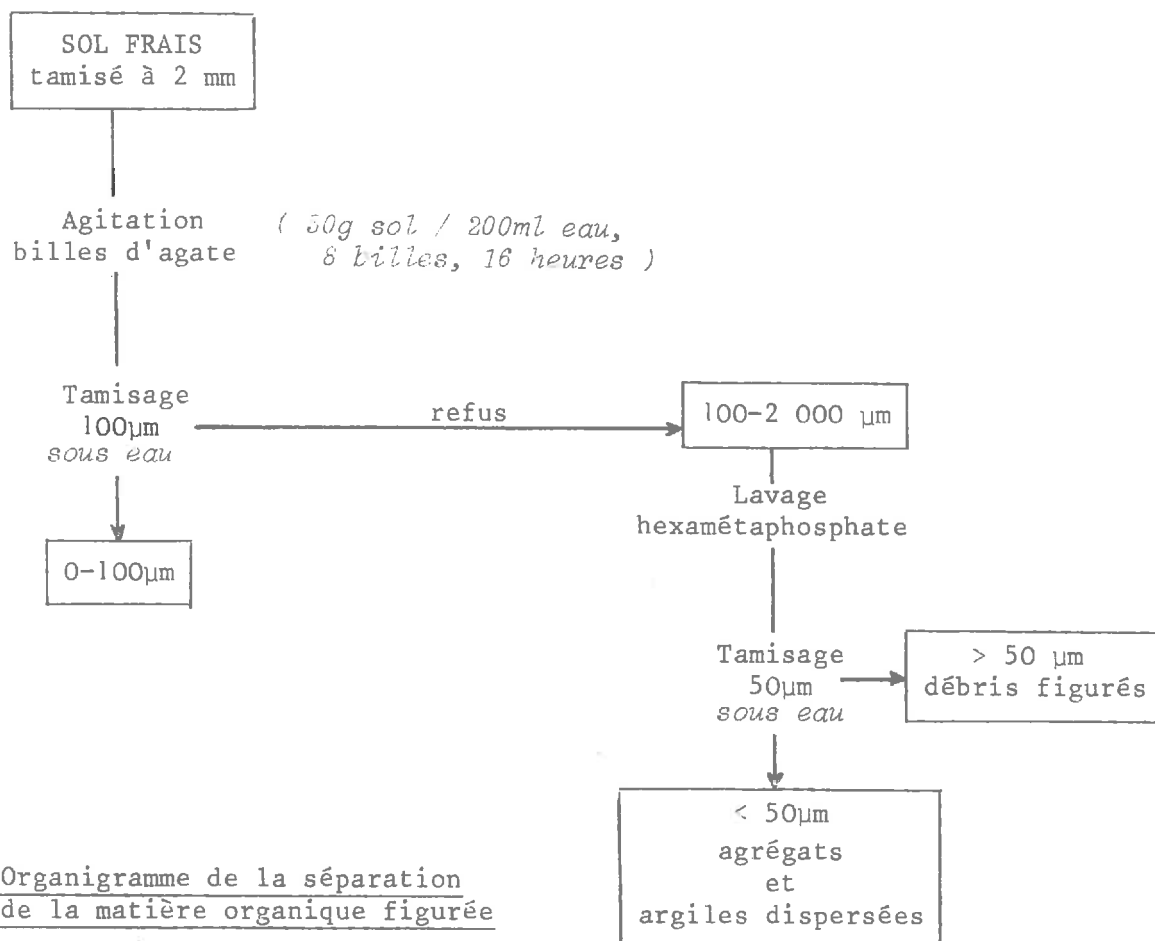
(*) Une comparaison avec un traitement où les sols secs ont été tamisés à 2 mm dans un classique broyeur rotatif à rouleaux, a donné les résultats suivants :

- la fraction 0-100 μ m a un C/N plus élevé traduisant l'intégration de fragments végétaux plus nombreux,
- la fraction 0-100 μ m comporte plus d'agrégats fins (<5 μ m), ceux-ci ayant été probablement créés par le broyage à sec (poussière).

Tableau IX.- Répartition du poids et du carbone dans les deux fractions 0-100 et 100-2000 μ m. C/N et activité ^{14}C de chaque fraction.

Sol	Fraction (μ m)	Poids %	Teneur en C %	C % C départ	C/N	^{14}C (‰)
CH ₁	Globale	-	12,5		11,3	+ 18 \pm 10
	100-2000	4,8	30,3	11,7	20	+ 220 (*)
	0-100	95,2	11,5	88,0	10,9	- 9 \pm 8
BL ₁	Globale	-	7,0		11,7	+ 110 \pm 9
	100-2000	5,6	20,5	16,5	24	
	0-100	94,2	6,2	83,5	10,5	n.d.
CH ₂	Globale	-	8,7		10,7	+ 105 \pm 10
	100-2000	3,7	29,0	12,6	28	+ 270 (*)
	0-100	96,2	8,1	89,8	10,0	+ 82 \pm 9
BL ₂	Globale	-	5,6		11,2	+ 87 \pm 9
	100-2000	7,7	18	24,8	21	+ 180 (*)
	0-100	91,8	4,6	74,2	9,6	+ 57 \pm 12

* Calculé par différence



Le tableau X donne la distribution du carbone et de l'azote dans les deux sous-fractions ainsi séparées. Par son pouvoir dispersant, l'anion hexamétaphosphate a détruit les quelques agrégats restants, et "lavé" les débris organiques de leurs revêtements d'argiles ; ces débris restent alors seuls sur le tamis à 50 μ m.

Les caractéristiques intermédiaires de la fractions 100-2 000 μ m peuvent donc s'expliquer par la juxtaposition de deux matériels différents : l'un, très proche du matériel végétal de départ, c'est-à-dire de la fraction supérieure à 2 000 μ m, l'autre, proche du carbone "humifié" de la fraction organominérale 0-100 μ m.

En outre, le C/N des débris fins (C/N \approx 30) est proche de celui du matériel végétal grossier, quel que soit le degré de fragmentation.

Tableau X.- Répartition du carbone et C/N dans les deux fractions issues du lavage à l'hexamétaphosphate des fraction 100-2000 μ m.

Sol	> 50 μ m		< 50 μ m	
	% C départ	C/N	% C départ	C/N
CH ₁	73	31,8	27	12,7
BL ₁	76	32,0	24	13,5
CH ₂	86	30,0	14	12,2
BL ₂	73	30,5	27	13,1

4.- Conclusion

Le broyage modéré par les billes d'agate et le tamisage, complétés par un lavage par l'hexamétaphosphate de la fraction grossière, constituent, dans ces milieux très agrégés, une bonne séparation de la matière organique figurée. C'est cette séparation qui a permis la détermination des coefficients d'humification au chapitre III. La fraction 100-2 000 μ m, "lavée", a été ajoutée à la fraction supérieure à 2 000 μ m pour constituer le compartiment "carbone figuré". La fraction inférieure à 50 μ m, issue du lavage, a été regroupée virtuellement à la fraction 0-100 μ m, pour former le compartiment "carbone humifié". Le tableau XI résume la part des trois fractions dans les quatre sols. En revanche, dans la suite de ce travail, l'étude de la fraction 0-100 μ m ne prend pas en compte la fraction inférieure à 50 μ m libérée par l'hexamétaphosphate.

Tableau XI.- Compartiments "carbone figuré" et "carbone humifié" en % du carbone total de l'horizon

Sol	Carbone figuré		Carbone humifié
	> 2 000 μ	100-2000 μ	0-100
CH ₁	4	8	88
BL ₁	4,5	11	84,5
CH ₂	5	9,5	85,5
BL ₂	3,5	20	76,5

b.- Fractionnement des agrégats à 5 μ m

Sur les deux sols CH₁ et BL₂, les agrégats les plus petits de la fraction 0-100 μ m ont été séparés par sédimentation à 5 μ m, la fraction 0-100 μ m étant ainsi décomposée en deux fractions, 0-5 et 5-100 μ m, dont les teneurs en carbone, azote, et l'activité ¹⁴C ont été mesurées (Tableau XII).

Tableau XII.- Répartition du carbone dans les deux fractions 0-5 μ m et 5-100 μ m séparées par sédimentation, C/N et activité ¹⁴C de chaque fraction.

Fraction	Sol CH ₁					Sol BL ₂				
	Poids %	C %	C % C total	C/N	$\delta^{14}C$ ‰	Poids %	C %	C % C total	C/N	$\delta^{14}C$ ‰
0-100 μ m	100	11,5	100	10,9		100	4,6	100	9,6	
5-100 μ m	88	11,3	86,5	11,1	-12 \pm 9	89	4,4	85	10,0	+57 \pm 12
0-5 μ m	12	13,1	13,5	9,8	- 3 \pm 7	11	6,2	15	9,25	+60 \pm 13

Les fractions fines (0-5 μ m) ne représentent qu'une minorité du poids de sol total, et ne peuvent contenir qu'une faible partie des argiles totales du sol. L'existence de cette fraction 0-5 μ m peut être interprétée de différentes manières. Elle peut être constituée d'agrégats de petite taille. Elle peut provenir de l'abrasion d'agrégats plus gros ; elle représenterait alors le pourtour de la porosité fissurale. Elle peut provenir

de l'éclatement d'agrégats peu stables. Dans tous les cas, elle a moins de chances, statistiquement, de contenir des débris figurés que la fraction plus grossière (5-100 μ m). Ces fractions fines sont plus azotées, cela pouvant aussi bien être dû à l'absence de débris végétaux qu'à la concentration proprement dite en produits azotés (d'origine microbienne par exemple). Quoi qu'il en soit, les fractions 0-5 et 5-100 μ m ont le même âge.

Ce fractionnement à 5 μ m n'a pas été retenu par la suite.

II.- EXTRACTIONS ALCALINES SUCCESSIVES ET FRACTIONNEMENT DE L'HUMINE

Dans la suite de cette étude, nous avons traité exclusivement le sol calcique humifère CH₂ et le sol brun lessivé BL₂, qui sont développés à quelques mètres l'un de l'autre, dans des conditions de climat et de microclimat identiques, et dont les apports organiques sont qualitativement et quantitativement semblables. Pourtant, ces deux sols sont morphologiquement très différents : l'un, peu épais, est "noir", l'autre, plus épais, est "clair".

1.- Extractions alcalines successives : NaOH, pH 10 et pyrophosphate de sodium, 0,1 N

a.- Méthode

L'extraction par la soude à pH 10 est proche de celle du tampon soude-tétraborate utilisé classiquement (BRUCKERT, 1979). Nous avons préféré la soude seule, car l'anion tétraborate a une action mal connue d'une part, et peut empêcher certaines caractérisations d'autre part. La méthode présente un inconvénient : la solution n'étant pas tamponnée doit être ajustée à pH 10 par des apports, continus ou discrets, de soude, jusqu'à stabilisation du pH. Les composés extraits par cette méthode peuvent être appelés "matière organique "mobile".

Le pyrophosphate de sodium (Na₄P₂O₇) est un agent alcalin d'extraction, complexant puissant des cations métalliques polyvalents. L'utilisation du pyrophosphate 0,1 M, dont le pH est de 9,8 environ, consécutive à l'extraction par la soude, solubilisera donc uniquement des molécules organiques liées à la phase minérale. BRUCKERT (1979) appelle ces dernières "complexes mobiles".

Les deux extractions ont été effectuées sur les fractions 0-100 μ m des deux sols, jusqu'à épuisement, et suivies d'un lavage à l'eau. L'extrait est débarrassé des argiles en suspension par floculation par KCl (40 g/l). Les acides humiques sont précipités par ajout d'HCl jusqu'à pH 1,5.

b.- Résultats (Tableau XIII)

La matière organique est globalement peu extractible dans les deux sols : le matériel non extrait (humine) représente 60 à 70 % du carbone organique. Le sol brun lessivé libère cependant plus de composés extractibles, notamment d'acides fulviques, que le sol calcique humifère. La prédominance d'acides fulviques peut être considérée à la fois comme l'expression et comme une des causes du caractère acide du sol.

Tableau XIII.- Bilan des extractions successives par NaOH pH 10 et Na₄P₂O₇ 0,1 N des horizons A₁ du sol calcique humifère CH₂ et du sol brun lessivé BL₂

	Sol CH ₂		Sol BL ₂	
	C en % du C total	δ ¹⁴ C (‰)	C en % du C total	δ ¹⁴ C (‰)
Fraction de départ	100	+ 82 ± 9	100	+ 57 ± 12
AF soude	2,4	+160 ± 25	6,2	+ 98 ± 27
AH soude	2,3	n.d.	10,4	+ 83 ± 17
AF pyro	13,4	+ 40 ± 8	17,5	+ 42 ± 10
AH pyro	12,0	+ 34 ± 9	5,6	+ 30 ± 12
Extrait total	30,1 AF/AH=1,1	≈ + 50	39,7 AF/AH=1,5	+ 60
Humine	69,9	≈ + 95*	60,3	+ 57*

(*) par différence

Un autre caractère différenciant les sols est la très faible quantité de composés extraits par la soude seule dans le sol calcique humifère (moins de 5 % du carbone total). Cette propriété symptomatique de l'ambiance calcique a déjà été remarquée par MICHALET (1982). On peut la mettre en évidence également en analysant tous les horizons du sol brun lessivé (Tableau XIV) : l'efficacité de la soude à pH 10 est maximum en A₂, horizon le plus acide, et décroît jusqu'à l'horizon beta, essentiellement calcique.

Tableau XIV.- Bilan des extractions successives par NaOH pH 10 et Na₄P₂O₇ 0,1 N des différents horizons des sols CH₂ et BL₂. Rappel du pH, du calcium et de l'aluminium échangeables.

Sol	Hor.	pH	Elém. éch. m.e./100 g		Carbone en % C total		
			Ca ²⁺	Al ³⁺	Extr. soude pH 10	Extr. pyro 0,1 N	Humine
CH ₂	A ₁	5,6	41,5	0,2	5	25	70
BL ₂	A ₁	4,8	9	0,7	17	23	60
	A ₂	4,8	5,5	1,1	22	25	53
	B ₁	5,0	7,5	n.d	15	22	64
	B _{2t}	5,2	11,0	0,7	11	20	70
	beta	6,5	19,0	0	8	23	69

L'extractibilité à pH 10 est corrélée négativement avec la teneur en calcium échangeable de l'horizon. Ceci pourrait être attribué au rôle direct du cation Ca^{2+} , qui, en salifiant certains composés organiques, diminue leur solubilité dans la soude. En effet, ANDREUX (1978) montre que la soude à pH 9,7 ne dissout que 50 à 80 % d'humates de calcium produits à partir d'acides humiques naturels, ou de synthèse, alors qu'elle dissout mieux les complexes Al et Fe de ces mêmes acides humiques. En revanche, Ca^{2+} ne semble pas être le responsable direct de la plus faible extractibilité globale (par la soude, puis le pyrophosphate) du carbone des horizons calciques, puisque ANDREUX montre que le pyrophosphate solubilise la totalité du calcium et la presque totalité du carbone des humates de calcium précédemment cités.

Activités ^{14}C (tableau XIII) : La faible quantité d'acides fulviques extraits par la soude dans le sol calcique humifère correspond à des produits jeunes : 50 ans, si l'on convertit le $\delta^{14}\text{C}$ en âge selon l'hypothèse de répartition exponentielle (courbe de correspondance de la figure 5).

En analysant les autres valeurs mesurées, nous concluerons que la nature de l'extractant discrimine mieux les âges que le caractère de solubilité en milieu acide (caractère humique ou fulvique) des matières organiques extraites : les composés solidement liés au calcium et au fer, que libère le pyrophosphate, sont relativement âgés (160 à 200 ans selon l'hypothèse de répartition exponentielle), et même plus âgés que l'humine.

La littérature concernant les âges des extraits alcalins fait état de résultats extrêmement variables. Les acides fulviques sont en général les plus jeunes. MARTELL et LASALLE (1977) ont même mesuré, dans un gleyic podzol, un $\delta^{14}\text{C}$ de + 874 ‰ pour les acides fulviques, ce qui signifie que plus de 90 % du carbone de ces acides fulviques (soit plus de 20 % du carbone de l'horizon) étaient présents dans le sol depuis moins de deux ans. Inversement, GOH (1980) décrit des sols où les acides fulviques sont les plus vieux. TURENE et RAPAIRE (1979) décrivent des sols où acides fulviques, acides humiques et humine ont le même âge. SCHARPENSEEL et SCHIFFMANN (1977) indiquent que l'âge respectif des différentes fractions dépend des types de pédogénèse. Ils donnent entre autres, les résultats de plusieurs cas où les acides humiques gris sont plus jeunes que les acides humiques bruns. Il semble donc difficile de placer les différentes fractions dans une séquence agradative. En outre, dans tous les cas rencontrés, la variable avec laquelle l'âge de chacune des fractions est le mieux corrélée est la profondeur à laquelle l'échantillon a été prélevé.

2.- Fractionnement granulométrique de l'humine

Le pyrophosphate de sodium, par son rôle d'extractant de la matière organique, par son pouvoir complexant de certains hydroxydes de fer et d'aluminium, et enfin par son pouvoir dispersant, désagrège la plus grande partie des sols, et disperse en partie les argiles. Nous avons donc pu effectuer un fractionnement granulométrique de l'humine.

a.- Méthode

Pour des raisons matérielles, nous avons effectué une extraction directe au pyrophosphate sur un nouveau prélèvement, simplement tamisé à 2 mm, sans traitement par les billes d'agate ni tamisage à 100 μ m.

L'organigramme du fractionnement est indiqué en annexe IV. Nous avons effectué, à chaque extraction, un soutirage à 0,2 μ m (en centrifugense à pots horizontaux), puis quatre soutirages à 2 μ m, et enfin, un tamisage à 50 μ m. La fraction 0-0,2 μ m obtenue en suspension dans l'extrait, en a été séparée par floculation (KCl 40 g/l). Elle peut être considérée comme "humine organo-argillique", définie par BRUCKERT et KILBERTUS (1980).

Les fractions ainsi séparées sont :

Humines	50 à 2 000 μ m	(taille des sables)
	2 à 50 μ m	(taille des limons)
	0,2 à 2 μ m	(taille des argiles grossières)
	0 à 0,2 μ m	(taille des argiles fines)

Quand des fractions en suspension sont séparées par sédimentation selon le principe de la loi de Stokes, sous la gravité terrestre ou en centrifugeuse, la taille de séparation dépend, entre autres, de la densité spécifique des particules. Les tailles de séparation indiquées sont ici données pour les particules de densité 2,5. Pour des particules de densité 1,4, par exemple, la taille de séparation est le double de celle indiquée.

Enfin, les fractions 0-0,2 μ m et 0,2-2 μ m ont été hydrolysées une heure dans HCl N à chaud et sous reflux. Les résidus d'hydrolyse ont été datés.

b.- Résultats

- *Observation des fractions*

+ La fraction 50-2 000 μ m est exclusivement composée de sables et de débris organiques grossiers.

+ La fraction 2-50 μ m observée au microscope optique semble principalement composée de particules quartzieuses (limons), dont le nombre rend difficile l'observation de la matière organique.

Les deux fractions fines ont été observées en microscopie électronique à transmission, après dépôt des suspensions dialysées. On a ainsi remarqué que les tailles de fractionnement prévues ont été parfaitement respectées.

+ La fraction 0,2-2 μ m est composée de particules argileuses grossières, libres, et de petits agrégats d'argiles fines (1 à 2 μ m). On y remarque également la présence de débris de phytolithes, d'oxyhydroxydes de fer, et de quelques bactéries très peu nombreuses.

+ La fraction 0-0,2 μ m est composée d'argiles fines dispersées, ou formant de très petits agrégats.

Dans les deux fractions fines, aucune forme de matières organiques n'a pu être identifiée avec certitude et les fractions apparaissent morphologiquement semblables dans les deux sols.

- Bilan du fractionnement

Le tableau XV donne la répartition du carbone dans les quatre fractions.

Tableau XV.- Bilan du fractionnement granulométrique des humines du sol calcaïque humifère et du sol brun lessivé

Fraction (µm)	Sol CH ₂				Sol BL ₂			
	Poids en % poids total	Teneur en C %	C % du C total	C/N	Poids	Teneur en C %	C % du C total	C/N
50-2000	13	9,5	21	17	20,5	3,3	24	21
2-50	50	5,4	46	11	56	2,45	50	11,7
0,2-2	16	6,8	18	9,5	5,5	4,3	9	8,1
0-0,2	21	3,9	14	9,5	18	2,7	17	10,4
Humine totale	100	5,8	100	11,4	100	2,8	100	12,2

- Hydrolyse acide des humines fines

Les fractions 0,2-2µm contiennent plus de carbone organique hydrolysable que les fractions 0-0,2 (Tableau XVI). Tous les résidus d'hydrolyse ont la même activité ¹⁴C. Si l'on interprète cette activité selon l'hypothèse exponentielle, elle correspond à un âge moyen de l'ordre de 275 ans.

Tableau XVI.- Pourcentage de carbone hydrolysable et activité ¹⁴C du résidu d'hydrolyse des humines fines.

Soil	Fraction (µm)	Carbone hydrolysable (%)	δ ¹⁴ C du résidu d'hydrolyse (‰)
CH ₂	0,2-2	42	+ 10 ± 8
	0-0,2	32	+ 6 ± 8
BL ₂	0,2-2	40	+ 9 ± 13
	0-0,2	34	+ 9 ± 8

c.- Discussion

- *Bilans pondéraux* : La répartition des masses dans les différentes classes granulométriques de l'humine ne correspond pas à la granulométrie minérale. Les fractions limoneuses (ou sableuses) sont enrichies en argiles. On peut calculer que 29 % des argiles minérales sont restées dans les fractions supérieures à $2\mu\text{m}$ pour le sol BL₂, 35 % pour le sol CH₂. Les fractionnements par sédimentation ne sont jamais complets, mais cela ne suffit pas à expliquer la différence. On doit conclure que la désagrégation par le pyrophosphate n'est pas totale : il persiste dans la fraction 2-50 μm des agrégats argilo-humiques, probablement constitués d'argiles fines.

- *Distribution du carbone* : En comparant les deux sols, on remarque que toutes les fractions, une à une, sont plus riches en carbone dans le sol calcique humifère que dans le sol brun lessivé, et dans des proportions semblables. Le caractère humifère des sols calciques concerne toutes les fractions.

Les argiles grossières sont plus riches en carbone que les argiles fines. Ceci peut paraître paradoxal dans la mesure où les argiles fines déploient beaucoup plus de surfaces propres à adsorber les colloïdes humiques. La même remarque peut être faite pour les fractions limoneuses (2-50 μm), qui sont très riches en carbone, si l'on néglige les limons, ou par exemple si l'on rapporte les quantités de carbone à la quantité maximale d'argiles qui peuvent y être présentes. Les teneurs en carbone ainsi calculées seraient au moins de 11 % dans le sol calcique humifère et de 12 % dans le sol brun lessivé.

Cette relative richesse en carbone des fractions grossières par rapport aux fractions fines peut traduire plusieurs phénomènes : il pourrait y avoir une grande quantité de matière organique "libre" dans les sols, c'est-à-dire sans support minéral. Ces quantités représenteraient au moins 50 % du carbone des fractions limoneuses, et cette matière organique "libre" serait présente également dans les fractions 0,2-2 μm . Ou bien l'on doit conclure que les argiles ne sont pas le support privilégié de la matière organique, mais que les amorphes, hydroxydes de fer et d'aluminium, phytolithes, etc.) peuvent retenir beaucoup plus de matières organiques. Enfin, les argiles de la fraction limoneuse sont nécessairement sous forme agrégée, et l'on a observé dans la fraction 0,2-2 μm quelques agrégats d'argiles fines ; il est donc possible que ces agrégats soient beaucoup plus riches en matière organique que les particules argileuses libres, et qu'ils soient même d'autant plus organiques que leur dimension est grande.

Une dernière observation, un peu paradoxale, conduit à dire que les fractions 0,2-2 μm , pourtant plus riches en carbone organique que les fractions 0-0,2 μm , sont nettement plus claires. Cette remarque a déjà été faite sur d'autres types de sols (chernozems, vertisols) et semble donc générale. S'il ne s'agit pas de propriétés optiques dues à la dimension des particules, c'est que la nature de la matière organique y est différente. On peut en général relier l'absorbance de la lumière par la matière organique à la présence de noyaux aromatiques polycondensés. Cette relative abondance de noyaux aromatiques dans la fraction 0-0,2 μm est confirmée par la faible proportion de carbone hydrolysable par rapport à la fraction 0,2-2 μm (tableau XVI).

- *Activités ^{14}C* : Les résidus d'hydrolyse d'une heure des fractions argileuses sont les fractions les plus anciennes ($\delta^{14}\text{C} \approx + 10 \%$) qui ont été séparées des horizons A₁ des deux sols. On peut comparer ces activités à celles des résidus d'hydrolyse d'une heure de l'ensemble des horizons (paragraphe III, page 77) qui sont de l'ordre de $\delta^{14}\text{C} = 40 \%$. Les argiles peuvent donc être interprétées comme un facteur de stabilisation, mais les quantités de carbone organique que les argiles retiennent ne représentent qu'une minorité du carbone total. On ne pourra donc pas rendre les argiles - quantitativement plus nombreuses dans le sol calcique humifère - seules responsables de l'accumulation de matière organique dans ce sol. En outre, les argiles fines (inférieures à 0,2 μm) sont presque aussi nombreuses dans le sol brun lessivé que dans le sol calcique humifère.

III.- FRACTIONNEMENT PAR HYDROLYSE ACIDE

Une hydrolyse acide a été effectuée sur les fractions 0-100 μm du sol calcique humifère CH₂ et du sol brun lessivé BL₂ (CHOTTE, 1982). Nous en présentons ici quelques résultats.

1.- Méthode

Les fractions ont été hydrolysées par HCl à chaud et sous reflux. L'hydrolyse a été effectuée en cinq paliers, à 1, 2, 3, 4 et 20 heures. En soustrayant périodiquement les hydrolysats, on évite, selon JANEL (1978), d'éventuelles recombinaisons des molécules solubilisées.

On a utilisé HCl N pour la première heure, HCl 3N pour les suivantes. Six fractions sont ainsi séparées : les cinq hydrolysats successifs et le résidu.

Pour la mesure des quantités de carbone organique éventuellement minéralisées au cours de l'hydrolyse, un dispositif de piégeage du CO₂ dans une solution saturée de baryte a été aménagé sur les colonnes réfrigérantes. Les gaz libérés lors de l'hydrolyse ne sont pas entraînés par un gaz vecteur, mais pompés et envoyés sur le piège avant chaque renouvellement de la solution d'hydrolyse.

Le carbone total, l'azote total ont été dosés sur les cinq hydrolysats et le résidu. En outre, on a procédé sur les hydrolysats au dosage de l'azote ammoniacal par distillation à pH 9,8, de l'azote α -aminé par coloration à la ninhydrine, et du carbone des sucres par la méthode à l'anthrone, après réhydrolyse sulfurique.

Pour les mesures d'activité ^{14}C , les hydrolysats de 2 à 20 heures ont été regroupés. Les résidus ont été datés, et chacun des deux hydrolysats (1 heure et 2-20 heures) a fait l'objet de deux mesures. En effet, nous avons tenté, par ajout d'aluminium (Al₂(SO₄)₃ à raison de 20 g/l), suivi d'une élévation du pH à 5,5, de cofloculer les composés organiques avec le gel d'hydroxydes d'aluminium ainsi formé. Or, contrairement au cas des acides fulviques, la cofloculation des hydrolysats par le gel d'aluminium n'est pas totale, confirmant ainsi les précédentes analyses d'HETIER (1975) et de GUILLET (1979).

Après centrifugation, le cofloculat a été séparé et daté ; nous l'appellerons "cofloculat alumineux". La solution surnageante, dans laquelle le azote total, carbone total et carbone des sucres ont été dosés, a été évaporée sous vide, séchée et datée également ; elle sera notée "hydrolysat soluble à pH 5,5".

2.- Résultats

- *Solubilisation des minéraux* : la perte de poids, au cours de l'hydrolyse, permet de calculer que plus de 90 % des argiles ont été détruites, et que la plupart des oxyhydroxydes de fer et des hydroxydes d'aluminium ont été solubilisés également. En fin d'hydrolyse, la matière organique n'a donc probablement plus de support minéral.

- *Dégagement de CO₂* : Les quantités de CO₂ libérées au cours de l'hydrolyse ne représentent que 0,3 et 0,7 % du carbone organique total. Nous admettrons donc qu'il y a très peu de carbone minéralisé (il s'agirait de décarboxylations) dans cette hydrolyse par paliers.

- *Carbone et azote hydrolysables (Tableau XVII)* :

Tableau XVII.- Cinétique d'hydrolyse du carbone et de l'azote des fractions 0-100µm par HCl 3N à chaud

	Sol CH ₂			Sol BL ₂		
	C % du C total	N % de N total	C/N	C % du C total	N % de N total	C/N
Hydrolyse 1 h (HCl N)	35	37	10,9	41	46	8,9
2 h	17	29	6,8	19	30	6,2
3 h	5	10	5,7	4	7	6
4 h	2	5	4,7	1,5	1,5	8,6
20 h	2	2	10,6	2,5	3,5	7,6
Hydrolysat total	61	83	8,5	68	88	7,7
Résidu	38	17	27	31	12	23

Comme c'est le cas général dans les expériences d'hydrolyse des matières organiques des sols, l'azote est nettement plus hydrolysable que le carbone, si bien que le résidu d'hydrolyse a un C/N élevé. La première heure d'hydrolyse (ici par HCl Normal) libère la majeure partie de la matière organique hydrolysable, et son C/N est plus élevé que celui des heures suivantes. Il y a plus de matière organique hydrolysable dans le sol brun lessivé que dans le sol calcique humifère.

- Formes de l'azote (Tableau XVIII)

Tableau XVIII.- Répartition finale des formes de l'azote (en % de l'azote totale de la fraction 0-10 μ m)

Sol	N hydrolysable			N non hydrolysable
	NH ₄ ⁺	N α -aminé	Non identifié	
CH ₂	27	43	13	17
BL ₂	27	34	27	12

L'azote α -aminé et l'azote ammoniacal ont été dosés dans les hydrolysats. L'azote ammoniacal provient ici essentiellement de désaminations. On appelle azote non identifié, la différence entre la mesure de l'azote total et celle des formes ammoniacales et aminées. Cet azote peut appartenir principalement à d'autres amines, aux amides et à des molécules hétérocycliques solubilisées. Le sol brun lessivé est moins riche en composés non hydrolysables d'une part, et en azote α -aminé d'autre part, que le sol calcique humifère ; en contrepartie, il est plus riche en azote non identifié. Ceci confirme une tendance générale : l'azote combiné est d'autant plus abondant qu'il y a peu d'azote non hydrolysable (JOCTEUR MONROZIER, 1977).

- *Carbone des sucres* : Dans les deux sols, le carbone des sucres représente 16 % du carbone hydrolysable, et environ 70 % de ces sucres sont libérés à la première heure, ce qui explique le C/N relativement élevé de cette fraction. Les sucres sont concentrés relativement dans le surnageant lors de la précipitation par le gel d'aluminium à pH 5,5, si bien que les surnageants d'une heure contiennent 40 % de sucres dans les deux sols (Tableau XIX).

Tableau XIX.- Bilan de précipitation des hydrolysats par le gel d'aluminium pour le carbone total d'une part, et le carbone des sucres (en % du carbone hydrolysable total).

			Sol CH ₂			Sol BL ₂		
			1 h A	2-20 h B	Total A+B	1 h A	2-20 h B	Total A+B
Surnageant	C total	a	18,4	15,9	34,3	25,5	19,0	44,5
	C des sucres	b	(7,2)	(3,0)	(10,2)	(10)	(3,7)	(13,7)
Cofloculat alumineux	C total	c	38,1	27,6	65,7	34,7	20,8	55,5
	C des sucres	d	(4,3)	(2,3)	(6,6)	(1,5)	(0,2)	(1,7)
Total	C total	a+c	56,5	43,5	100	60,2	39,8	100
	C des sucres	b+d	(11,5)	(5,3)	(16,8)	(11,5)	(3,9)	(15,4)

- *Activité ^{14}C des fractions (Tableau XX)* : Les résidus, les fractions "coflocculat alumineux" et soluble à pH 5,5" ont été datés, les hydrolysats 2-20 heures ayant été regroupés. Les fractions les plus jeunes sont les hydrolysats d'une heure, les plus vieilles sont les résidus. D'autre part, il est clair que les fractions solubles à pH 5,5 sont plus actives que les fractions flocculées. Le $\delta^{14}\text{C}$ le plus élevé (+ 145 ‰) correspond à un âge moyen de l'ordre de 60 ans, alors que le $\delta^{14}\text{C}$ le plus bas (résidu du sol CH₁) correspond à un âge de l'ordre de 200 ans.

Tableau XX.- Activité ^{14}C et répartition du carbone dans les fractions issues de l'hydrolyse acide des fractions 0-100 μm .

	Sol CH ₂		Sol BL ₂	
	% C total	$\delta^{14}\text{C}$ ‰	% C total	$\delta^{14}\text{C}$ ‰
Fraction 0-100 μm	100	82 ± 9	100	57 ± 12
1 h sol pH 5,5	11	145 ± 12	18	105 ± 11
1 h coflocculat	24	104 ± 10	24	96 ± 10
2-20 h sol pH 5,5	10	117 ± 18	13	38 ± 13
2-20 h coflocculat	17	63 ± 10	14	n.d
Résidu	38	31 ± 12	31	40 ± 20

3.- Discussion

Comme il s'agit d'une hydrolyse effectuée directement sur toute la fraction humifiée des sols, il est délicat d'en comparer les résultats avec ceux des hydrolyses de composés humiques séparés, tels qu'acides fulviques, humiques et humine.

La plus faible hydrolysabilité du sol calcique confirme l'abondance de produits poly-aromatiques chimiquement stables dans ce sol; elle est à mettre en relation avec le taux d'humine et la couleur de la matière organique de ce sol. Le comportement des hydrates de carbone (sucres) dans les hydrolyses chlorhydriques est mal connu. Ils ne seraient en général pas totalement libérés : les celluloses, par exemple, seraient incomplètement dépolymérisées. Ils pourraient également former des produits de précipitation par des réactions secondaires (CHESHIRE, 1979). Néanmoins, l'estimation, par la méthode de dosage à l'antrone, de la quantité de sucres libérés (11 % du carbone du sol) est élevée par rapport aux valeurs classiques : 4 à 10 % (d'après GUCKERT, 1973). La coflocculation des hydrolysats par l'aluminium est

une réaction mal connue. En particulier, sa cinétique est lente, et au cours de la précipitation, le pH et le potentiel d'oxydo-réduction sont instables. Cette cofloculation sélectionnerait les molécules selon leur polarité et leur encombrement moléculaire. Les solutions ont été ainsi proportionnellement enrichies en sucres : pour la première heure, dans les deux sols, le surnageant contient 40 % de sucres. L'âge plus jeune des surnageants de la cofloculation (Tableau XX), ne peut que confirmer la faible stabilité des hydrates de carbone, et leur renouvellement intense. Dans ces sols, les hydrates de carbone sont issus principalement des celluloses et hémicelluloses végétales, et des polysaccharides microbiens.

La première heure d'hydrolyse est plus jeune que les heures suivantes, qui sont elles-mêmes plus jeunes que le résidu d'hydrolyse. Ces résultats correspondent à ceux qui ont été déjà obtenus dans d'autres cas de datation ^{14}C des produits de l'hydrolyse directe du sol (MARTELL et PAUL, 1974, sur un A_p de chernozem ; SCHARPENSEEL, 1966, sur un argiudoll). Mais les écarts que nous observons entre les fractions hydrolysables et les résidus sont plus faibles que ceux de MARTELL et PAUL : les résidus d'hydrolyse, dans notre cas, ne sont pas millénaires. Les différences d'âge entre les trois fractions (hydrolysats d'une heure, autres hydrolysats et résidu) peuvent être attribuées à des natures chimiques des constituants : les sucres, par exemple, sont libérés tôt. Cela n'explique pas tout : les acides aminés et les molécules contenant de l'azote combiné sont libérés progressivement ; l'hydrolyse distingue aussi les produits par leur rapport avec le minéral (dissolution progressive des supports, oxyhydroxydes et argiles), et par la stabilité chimique des liaisons avec les autres molécules organiques.

IV.- INTERPRETATION DYNAMIQUE DE L'ACTIVITE DES FRACTIONS SEPARÉES

La transposition des mesures d'activité de fractions en termes de cinétique est difficile. Elle se heurte à deux problèmes majeurs : d'une part le carbone d'une fraction peut avoir transité dans d'autres fractions : litière, carbone figuré (100 à 2000 μm), horizons profonds, etc. ; d'autre part, la distribution des âges, propre à chaque fraction, n'est pas connue.

La figure 14 récapitule les activités mesurées dans le carbone humifié des horizons A_1 des deux sols CH_2 et BL_2 . Nous y avons joint trois échelles de temps :

- la première donne l'interprétation pour une hypothèse de répartition exponentielle des âges, où âge moyen et temps de turnover prennent la même valeur ;

- les deux autres correspondent à l'hypothèse d'une distribution des âges de la forme $(1 + i/a)^{-2}$; c'est un cas particulier de la fonction puissance, décrite au chapitre III, avec $n = 2$. Dans ce cas, le temps de turnover (ici égal à a) est différent de l'âge moyen. Cette loi décrit des distributions plus hétérogènes que la fonction exponentielle : elle comprend moins d'éléments d'âges faibles, plus d'éléments d'âges élevés, peu d'éléments d'âges intermédiaires. Les calculs relatifs à ce type de distribution figurent dans l'annexe III (la distribution des âges est limitée à 8 000 B.P. comme au chapitre III).

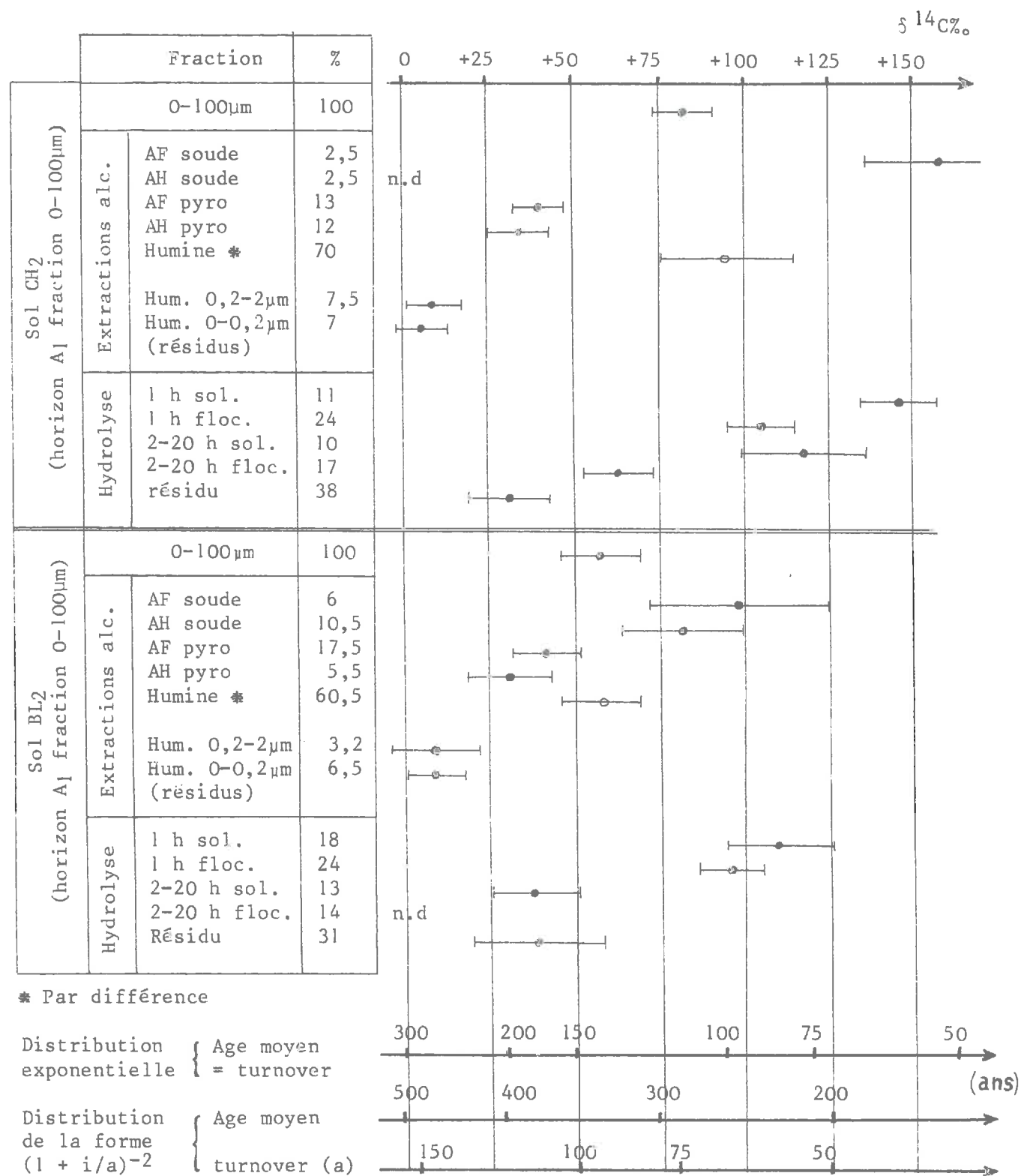
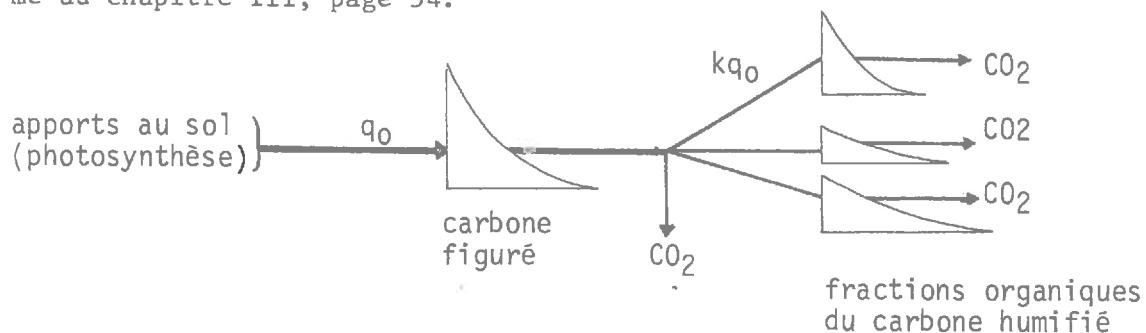


Figure 14.- Diagramme récapitulatif des activités des fractions organiques séparées dans les horizons A₁ du sol calcaire humifère et du sol brun lessivé. Chaque segment représente l'intervalle de confiance σ à 62 %. En bas : échelles de correspondances de temps de turnover et d'âge moyen pour deux hypothèses de distribution des âges.

Dans ces deux cas d'hypothèses de distribution des âges, le carbone serait intégré directement dans la fraction considérée, sans avoir transité dans d'autres fractions. Nous pensons que les âges moyens et les temps de turnover réels sont compris entre ceux qu'indiquent ces deux cas de distributions extrêmes. On peut cependant faire une remarque générale : plus une fraction est chimiquement homogène, plus sa distribution des âges se rapproche de l'exponentielle (cas extrême d'une substance unique). En revanche, plus une fraction est quantitativement importante, plus elle pourra, statistiquement, contenir des composés variés. Dans ce cas, la distribution des âges sera mieux représentée par une fonction "puissance" que par la fonction exponentielle. C'est le cas, probablement, de l'humine, ou des résidus d'hydrolyse.

Nous pouvons également donner un schéma de la dynamique des différentes fractions en considérant que toutes les fractions sont issues du carbone figuré ; on peut alors calculer la part du carbone apporté au sol, qui entre dans chaque fraction, avec le même calcul que celui qui a été utilisé au chapitre III.

Les hypothèses du modèle sont les suivantes : le carbone figuré suit une décroissance exponentielle, dont le turnover a été donné au chapitre III (8 ans pour le sol calcique humifère, 6 ans pour le sol brun lessivé). En sortant de ce compartiment, ou bien le carbone est minéralisé, ou bien il entre dans une des fractions du carbone humifié, qui, à son tour, a une décroissance exponentielle de coefficient de minéralisation b , donc de turnover $1/b$. En connaissant les quatre valeurs suivantes : quantité de carbone figuré, turnover du carbone figuré, quantité de carbone de la fraction et activité ^{14}C de la fraction, on peut calculer le turnover $1/b$ de la fraction et la part du carbone de départ (des apports au sol), qui entre dans la fraction (coefficient k), comme au chapitre III, page 54.



Le tableau XXI donne le résultat du calcul de k pour toutes les fractions séparées par extraction alcaline, et pour quelques autres fractions. Il faut remarquer que la somme des coefficients k est supérieure ou égale au coefficient k calculé au chapitre III pour l'ensemble du carbone humifié, simplement parce que la somme de plusieurs distributions exponentielles ne peut pas être une exponentielle unique.

Ce modèle n'est qu'une approximation grossière de la réalité. Il ne tient pas compte d'interactions entre les compartiments, comme celui de JENKINSON et RAYNER (1977) et ne concerne que la matière organique des horizons A_1 . Il met cependant en évidence que les deux sols se distinguent plus

par le coefficient d'humification global que par la distribution vers les différentes fractions. La plupart de celles-ci ont en effet un turnover voisin dans les deux sols. Le modèle met en évidence l'importance quantitative de chaque fraction dans le flux du carbone organique dans le sol. Par exemple, les hydrolysats d'une heure, qui sont les fractions les plus jeunes, représentent la même quantité de carbone dans le sol que les résidus d'hydrolyses, mais représentent un flux trois fois plus important ; ils représentent de même un flux 10 à 20 fois plus important que les humines fines (0 à 2 μ m).

La figure 15 illustre la répartition du carbone au cours du temps dans les fractions issues de l'extraction alcaline du sol brun lessivé.

Tableau XXI. - Distribution des apports organiques au sol vers les différentes fractions de l'extraction alcaline et quelques fractions séparées par d'autres fractionnements.
k représente la part des apports annuels qui est destinée à entrer dans la fraction, b est son coefficient de minéralisation, 1/b est le temps de turnover. La ligne "CO₂" représente la part des apports qui, après avoir transité sous forme figurée, est directement minéralisée.

Fractions	Sol CH ₂		Sol BL ₂	
	k (%)	1/b (ans)	K (%)	1/b (ans)
Extrait soude	3*	35*	6	55
Extrait pyro	9	130	3	150
Humine	47	70	11	120
Total	59	-	20	-
CO ₂	41	-	80	-

Humine < 2 μ m (résidu d'hydrolyse)	3	220	0,9	235
Hydrolysats d'1 heure	33	50	12	70
Résidu d'hydrolyse	12	150	4	135

* Les AH n'ont pas été datés.

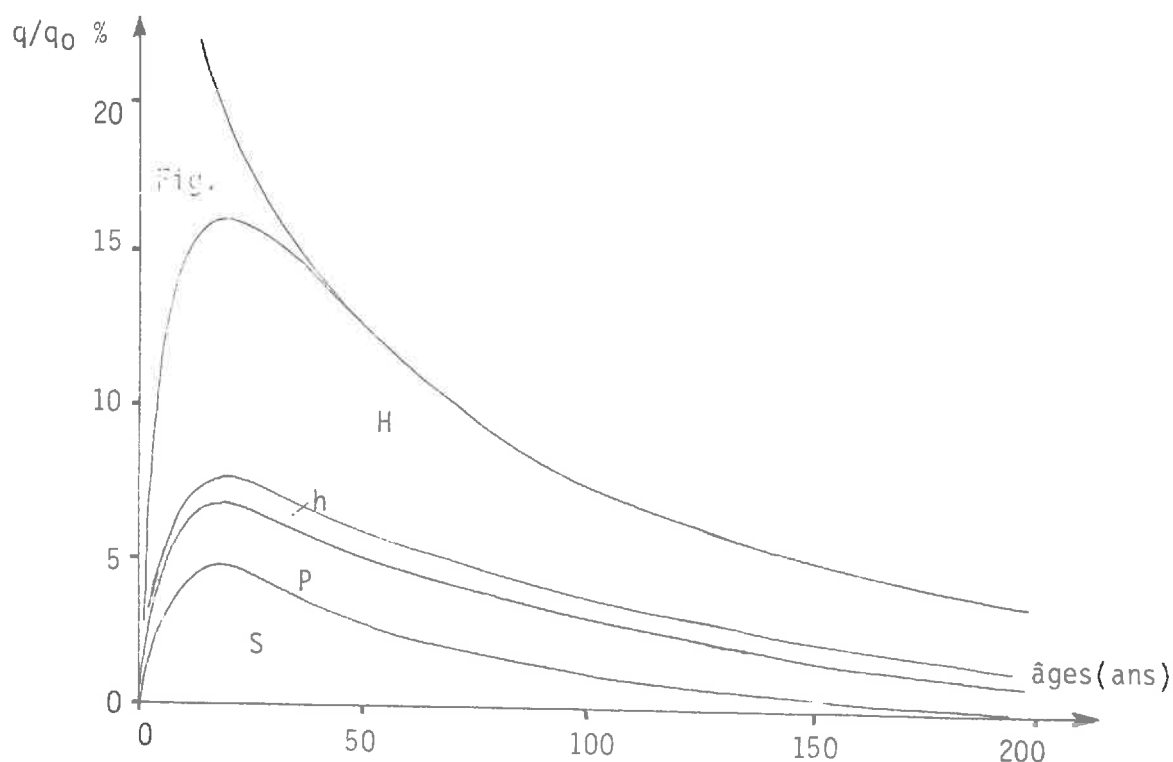


Figure 15.- Distributions des âges (cumulées) des différentes fractions séparées par extraction alcaline, exprimées en % des apports au sol q_0 .
 S = extrait soude - P = extrait pyrophosphate - h = humine liée aux argiles (hydrolysée une heure) - H = reste de l'humine - Fig. = carbone figuré.

V.- CONCLUSIONS SUR LES FRACTIONNEMENTS

Toutes les fractions séparées sont relativement jeunes. Elles ont toutes un $\delta^{14}\text{C}$ positif et contiennent donc une bonne partie du carbone entré dans le sol depuis moins de 20 ans. Cela prouve leur grande réactivité : toutes les fractions ont une dynamique assez rapide. Ceci peut paraître contradictoire avec certains modèles du chapitre II, notamment avec le modèle d'existence du pool stable. Rappelons cependant que ce pool stable représenterait moins de 13 % du carbone humifié des A_1 . D'autre part, certains modes de fractionnement ne sont pas adaptés à séparer les constituants organiques selon leur stabilité biologique. Les extractions alcalines, par exemple, donnent des taux d'extraction semblables dans des horizons profonds, d'âge 5 000 ans environ, et dans les horizons de surface d'âge un siècle environ. Comment les extractions alcalines pourraient-elle, dans ces sols, mettre en évidence de la matière organique stable parmi la matière organique jeune d'un horizon A_1 ? Si l'on cherche des méthodes de fractionnement sélectionnant les matières organiques selon leur stabilité, il faut choisir des méthodes qui donneraient des résultats quantitativement différents dans les horizons profonds et dans les horizons de surface.

Les hydrolyses acides donnent en général de meilleurs enseignements vis-à-vis de la stabilité des constituants organiques, comme l'ont déjà remarqué PAUL et VAN VEEN (1978) et GOH (1980). Malheureusement, elles ne rendent pas compte des relations avec le matériel minéral.

Si certaines séparations chimiques sont mal adaptées à la distinction des fractions stables, c'est qu'elles ne font pas appel aux mêmes mécanismes de choix que les microorganismes du sol. Seules des méthodes de séparation très subtiles, comme les réactions enzymatiques, permettraient de distinguer les matières organiques labiles parmi d'autres.

Notre étude nous a cependant permis de dégager les enseignements suivants, quant aux fractionnements utilisés : la séparation physique de la matière organique figurée est le fractionnement le plus discriminant vis-à-vis des âges. En cas d'abondance relative de cette matière fraîche, ce fractionnement est indispensable. Dans les extractions alcalines, les acides fulviques et les acides humiques ont le même âge, alors que les composés extraits par le pyrophosphate sont plus âgés que ceux qui ont été extraits par la soude. La première heure d'hydrolyse sépare efficacement la matière organique jeune. Des extractions moins violentes - que nous n'avons pas effectuées - comme l'extraction par l'eau chaude, KCl ou HCl dilué à froid, auraient probablement séparé du carbone encore plus jeune. Des séparations, principalement physiques, distinguant les matières organiques selon leur support minéral (argile, oxydes de fer, aluminium et silice amorphes) seraient de bons moyens d'étude des facteurs de stabilisation de la matière organique. Le fractionnement granulométrique des humines en est une première approche (ANDREUX et CORREA, 1979).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Interprétation de l'activité ^{14}C de la matière organique des sols. - Les composés organiques présents dans les sols ont des âges variés. Si ces composés proviennent d'apports au sol constants, et s'ils ont toujours été soumis à la même cinétique de disparition, leur distribution des âges s'identifie à la loi de cette cinétique. L'activité ^{14}C ne peut en fait être traduite en termes temporels (âge moyen, temps de turnover, etc.) que si l'on fait une hypothèse sur la forme de cette distribution des âges. C'est la raison pour laquelle il est nécessaire de rechercher des modèles de distribution des âges compatibles avec, outre l'activité ^{14}C , la quantité totale de carbone mesurée, les apports annuels, s'ils sont connus, et, si l'on a subdivisé le compartiment étudié, avec la répartition du ^{14}C dans les différentes fractions séparées.

Cette démarche nous a amenés à constater que, pour l'ensemble du carbone organique du sol, l'hypothèse d'une distribution exponentielle des âges, qui correspond à une vitesse de disparition régulière des apports, ne peut être admise, mais qu'au contraire, les apports organiques au sol disparaissent rapidement au départ, puis de plus en plus lentement. On peut l'expliquer simplement par l'existence dans le sol de produits de natures différentes, donc de vitesses de dégradation différentes ; on peut dire aussi qu'une molécule organique quelconque a une probabilité de disparaître rapidement d'autant plus forte qu'elle est présente dans le sol depuis moins longtemps. Une des conséquences en est que le temps de turnover (qui est aussi l'âge moyen du carbone qui quitte le sol) est plus court que l'âge moyen (ou temps moyen de résidence) du carbone organique.

Ainsi, dans les sols bruns lessivés, la forme de profil des activités ^{14}C ne peut être expliquée que par la juxtaposition d'un pool de carbone organique millénaire, résultant d'une stabilisation quasiment irréversible, et d'un pool jeune, qui peut être considéré comme seul sujet au renouvellement. Le pool jeune peut lui-même être considéré comme composé de deux compartiments : une partie du carbone figuré, dont le temps de turnover est de 5 à 10 ans, est transformée en carbone humifié, dont le temps de turnover est proche du siècle. Ces deux processus, humification et stabilisation, sont tout à fait continus et peuvent être intégrés dans une loi unique de distribution des âges, en fonction "puissance", à deux paramètres (cf. figure 11 et figure 12), qui traduira donc mieux la cinétique de disparition du carbone organique qu'une fonction exponentielle, à un seul paramètre. Cette

fonction "puissance" permet de calculer, pour les sols calciques humifères, un âge moyen de l'ordre de 500 ans et un temps de turnover de l'ordre de 50 ans, et pour les sols bruns lessivés, un âge moyen de l'ordre de 1 500 ans et un temps de turnover de l'ordre de 30 ans.

Dynamique de l'humification des sols du Haut-Jura. - Les deux principaux types de sols prairiaux que l'on rencontre dans le Haut-Jura, les sols calciques humifères et les sols bruns lessivés, présentent des évolutions de la matière organique différentes.

Les sols bruns lessivés, dont nous avons étudié deux exemples, ont un coefficient d'humification relativement faible : 16 ou 32 % des apports annuels sont destinés à être humifiés ; ces apports organiques sont minéralisés assez vite (il reste 23 ou 32 % des apports après 10 ans). Le temps de turnover est de l'ordre de 30 ans. Mais la quantité de matière organique stabilisée est importante : 26 ou 41 % de la matière organique a plus de 1 000 ans.

Les sols calciques humifères, dont nous avons également étudié deux exemples, ont un coefficient d'humification beaucoup plus fort : 40 ou 59 % des apports sont humifiés. La minéralisation est plus lente (il reste 60 % des apports après 10 ans), leur turnover est donc plus long (50 ans). D'autre part, la quantité de matière organique stabilisée est faible (12 ou 15 % seulement de la matière organique a plus de 1 000 ans).

En résumé, les sols calciques humifères sont caractérisés par l'abondance de matière organique humifiée jeune. Cette relative accumulation peut être expliquée par l'insolubilisation de composés solubles ou pseudosolubles sous forme de sels de calcium, comme l'indique l'existence des horizons beta des sols lessivés. Le rôle direct du calcium n'a cependant jamais été mis clairement en évidence. ANDREUX (1978) montre, par exemple, que Ca^{2+} ne précipite les composés humiques qu'à pH supérieur à 8. Nous pensons également que ces sols calciques humifères sont caractérisés par une population de décomposeurs qui n'aboutit pas à la simplification et à la minéralisation des composés organiques végétaux et microbiens, comme c'est le cas dans les sols bruns lessivés, mais qui altère peu ces composés, favoriserait même leur polymérisation, abondant ainsi une grande quantité de produits aromatiques condensés, noirs, qui expliquent la faible extractibilité dans les réactifs alcalins et la faible quantité de produits hydrolysables de la matière organique de ces sols. On peut dire que l'humification suivrait plutôt la voie soluble dans les sols bruns lessivés, alors que les produits d'héritage seraient prédominants dans les sols calciques humifères.

La faible quantité de matières organiques stabilisées dans les sols calciques humifères peut être expliquée par le fait que, sous ce climat, la stabilisation des matières organiques est essentiellement physique, c'est-à-dire qu'elle est due à leur adsorption et à leur séquestration par la phase minérale (argiles, oxyhydroxydes de fer, phytolithes) ; les surfaces minérales disponibles étant limitées, la quantité absolue de matière organique stabilisée, par gramme de sol par exemple, est la même dans les deux types de sols.

La quantité relative, pour l'ensemble du sol, est donc plus faible dans les sols calciques humifères. Ces humus calciques humifères répondent à la définition des horizons molliques. Ils ne doivent pas pour autant être considérés comme des horizons chernozémiques. Ils en ont certaines propriétés, mais leur matière organique est beaucoup plus jeune ; en outre, elle sera beaucoup moins résistante à une éventuelle dégradation, puis minéralisation. Ces sols calciques humifères diffèrent également des rendzines par l'absence de carbonate de calcium ; leur place dans les référentiels taxonomiques reste à déterminer.

Dans cette zone du Jura, comprise entre 1 000 et 1 700 m, l'altitude est un facteur de différenciation des sols moins important que l'épaisseur de matériel alumino-silicaté, qui a pu être retenue sur le calcaire.

Les fractionnements chimiques traditionnels ne semblent pas être parfaitement adaptés à la séparation des composés très jeunes des composés stables. Néanmoins, nous retiendrons que, dans le cas des sols étudiés, les fractionnement par hydrolyse acide (Fig. 14) distinguent mieux les composés selon leur âge que les extractions alcalines. En particulier, les matières organiques extraites à la première heure d'hydrolyse, riches en sucres, sont plus jeunes que celles des heures suivantes, qui sont elles-mêmes plus jeunes que le résidu d'hydrolyse. Les extractions alcalines (Fig. 14) ont montré que la nature de l'extractant importe plus, quant à l'âge des composés extraits, que leur caractère fulvique ou humique. Finalement, le fractionnement granulométrique de l'humine a mis en évidence que les matières organiques liées aux argiles étaient âgées, mais que la quantité de matière organique que retiennent les argiles est relativement faible. La plupart des fractions datées ont la même activité ^{14}C dans le sol calcique humifère et dans le sol brun lessivé, à tel point qu'on peut considérer les deux cas comme des répétitions. C'est la répartition du carbone dans les différentes fractions qui distingue les sols.

Applications agronomiques. - Les sols étudiés ne sont pas des modèles de sols de culture : leur stock organique important leur confère une capacité d'échange cationique et une stabilité structurale très élevées ; ils présentent cependant quelques caractéristiques fréquentes dans les sols cultivés en pays tempérés : leur cortège minéral (argiles, formes du fer) est classique des sols bruns, leur pH est légèrement acide, le C/N de la matière organique est de 10 à 12, enfin, les apports organiques sont principalement racinaires.

Les modèles de l'humification que nous avons proposés au chapitre III pourraient être appliqués à l'étude de l'évolution des stocks organiques des sols cultivés. Dans un premier temps, le broyage du sol frais dans l'eau par les billes d'agate, suivi d'un tamisage à 100 μm et d'un lavage par l'hexamétaphosphate de sodium du refus du tamis, permet, dans les sols très agrégés, une bonne séparation de la matière organique figurée. Cette matière organique figurée doit être séparée, car ses principales propriétés (CEC, rôle agrégeant) ne sont pas les mêmes que celles de la matière organique humifiée proprement dite. En outre, sa quantification, rapportée aux apports organiques, est un indice de l'activité biologique générale du sol.

La mesure de l'activité ^{14}C et de la quantité de matière organique humifiée de l'horizon A_p , comparée éventuellement à celles d'un horizon sous-jacent, permettrait de calculer le coefficient de minéralisation de l'humus et le coefficient d'humification des restitutions et apports organiques des années passées, ou les deux coefficients d'une courbe d'évolution plus continue, en fonction "puissance". L'une ou l'autre de ces deux modélisations peut être projetée dans l'avenir, pour le calcul de l'évolution du stock organique. L'interprétation de l'activité ^{14}C doit être faite cas par cas, en tenant compte des restitutions de cultures et apports organiques passés. Les mesures d'activité ^{14}C permettraient en particulier de valoriser les résultats des champs d'expérimentation de longue durée, et les comparaisons de différents traitements, notamment si des échantillons prélevés - en conditions contrôlées - vers les années 1950 à 1970 ont été conservés. Dans les séparations fines des composés organiques, l'activité ^{14}C pourrait confirmer, ou infirmer, les hypothèses formulées quant aux mécanismes de transformation ou d'évolution. On ne peut donc que souhaiter la mise au point de méthodes de dosage du ^{14}C rapides, et portant sur de faibles quantités de carbone.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

ANDREUX (F.) et CORREA (Adela), 1981 - Caractères généraux de la matière organique des sols eutrophes et mésotrophes affectés ou non par des migrations particulières. In : C.R. Coll. Inter. "Migrations organo-minérales dans les sols tempérés", Nancy, 1979, C.N.R.S. N° 303, 329-340.

ANDREUX (F.), 1978 - Etude de la stabilisation physico-chimique et biologique d'acides humiques modèles. Thèse Doct. Etat, Univ. Nancy I, 174 p.

AUBERT (D.), GRATIER (M.) et POCHON (M.), 1979 - Livret-guide de quelques sols types du Haut-Jura et du pied du Jura. Ecole Polytech. Féd. Lausanne.

BALESDENT (J.), 1980 - Etude d'une séquence altitudinale du Haut-Jura méridional. Mém. I.N.A. Paris-Grignon, 28 p.

BARTELLI (L.J.) et ODELL (R.T.), 1960 - Laboratory studies and genesis of a clay enriched horizon in the lowest part of the solum of some brunizem and gray brown podzolic soils in Illinois. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 24, 390-395.

BARTOLI (F.), JOCTEUR MONROZIER (Lucile) 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. Acad. Sc. Paris, 291D, 183-186.

BARETTE (L.), LASALLE (P.), MARTELL (Y.) et SAMSON (C.), 1980 - Variations of ^{14}C in oats grown from 1957 to 1978 in Quebec. Radiocarbon, 22 (2), 410-414.

BOTTNER (P.), 1971 - La pédogénèse sur roches-mères calcaires dans une séquence bioclimatique méditerranéo-alpine du sud de la France. Thèse Doc. Etat, Fac. Montpellier, 257 p.

BOULAIN (J.), 1972 - Au sujet de quelques sols formés sur roche calcaire en climat per-humide frais (Jura méridional). Science du sol, Bull. A.F.E.S., 1, 79-84.

BROECKER (W.S.) et OLSON (E.A.), 1959 - Lamont radiocarbon measurements. VI. Radiocarbon Supp. Am. J. Sci., 1, 111-132.

BRUCKERT (S.), 1979 - Analyse des complexes organo-minéraux des sols. In: Pédologie. II. Constituants et Propriétés. M. Bonneau et B. Souchier ed., Masson Paris Publ.

BRUCKERT (S.), ANDREUX (F.), CORREA (Adela), AMBOUTA (K.J.M.) et SOUCHIER (B.), 1978 - Fractionnement des agrégats appliqué à l'analyse des complexes organo-minéraux des sols. In : C.R. Cong. A.I.S.S. Edmonton (Canada), Comm. II.

BRUCKERT (S.) et KILBERTUS (G.), 1980 - Fractionnement et analyse des complexes organo-minéraux. Plant & Soil, 57 (2-3), 271-295.

CAMPY (M.), 1982 - Le quaternaire franc-Comtois. Essai chronologique et paléoclimatique. Thèse Doct. Etat, Fac. Sci. Univ. Franche-Comté, Besançon, 575 p.

- CHESHIRE (M.V.), 1979 - Nature and origin of carbohydrates in soil. Academic Press, London.
- CHOTTE (J.L.), 1982 - Mesures des temps de résidence. Datations ^{14}C , des composés extraits par hydrolyse acide de deux sols du Haut-Jura méridional. Mém. D.E.A., Univ. Nancy I, 21 p.
- CRAIG (H.), 1954 - Carbon-13 in plants and the relationships between carbon-13 and carbon-14 variations in nature. The J. Geol., 62 (2), 115-149.
- DUCLoux (J.), 1978 - Contribution à l'étude des sols lessivés sous climat atlantique. Thèse Doct. Etat, Univ. Poitiers, 200 p.
- ERIKSSON (E.), 1971 - Compartment models and reservoir theory. In : Annual Reviews of ecology and systematics. R.J. Johnson, B. Franck et C.D. Michner ed.
- FARDEAU (J.C.), 1981 - Cinétiques de dilution isotopique et phosphore assimilable des sols. Thèse Doct. Etat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.
- FONTES (J.Ch.), 1971 - Un ensemble destiné à la mesure de l'activité du radio-carbone naturel par scintillation liquide. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., XIII (1), 67-86.
- GOH (K.M.), 1980 - Dynamics and stability of organic matter. In : Soils with variable charge. B.K.G. Theng ed., New Zealand Offset Publ. Palmerston North, 373-393.
- GUCKERT (A.), 1973 - Contribution à l'étude des polysaccharides dans le sol et de leur rôle dans les mécanismes d'agrégation. Thèse Doct. Etat, Univ. Nancy I, 124 p.
- GUILLET (B.), 1972 - Datation des sols par le ^{14}C naturel. I. La méthode de datation en scintillation liquide. Bull. ENSAIA Nancy, XIV (1), 117-122.
- GUILLET (B.), 1979 - Etude du renouvellement des matières organiques des sols par les radioisotopes (^{14}C). In : Pédologie. II. Constituants et propriétés des sols. M. Bonneau et B. Souchier ed., Masson, Paris Publ., 210-226.
- HETIER (J.M.), 1975 - Formation et évolution des andosols en climat tempéré. Thèse Doct. Etat, Univ. Nancy I, 194 p.
- JANEL (Ph.), JOCTEUR MONROZIER (Lucile) et TOUTAIN (F.), 1978 - Caractérisation de l'azote des litières et des sols par hydrolyse acide. Soil Biol. Biochem., 11 (2), 141-146.
- JENKINSON (D.S.), 1965 - Studies on the decomposition of plant material in soil. I. Losses of carbon from ^{14}C labeled rye-grass incubated with soil in the field. J. Soil Sci., 16 (1), 104-115.
- JENKINSON (D.S.) et RAYNER (J.H.), 1977 - The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. Soil Science, 123 (5) 298-305.
- JOCTEUR MONROZIER (Lucile), 1977 - Etude des formes de l'azote dans les échantillons de surface de sédiments récents (Mer de Norvège). In : Orgon I : Mer de Norvège. Géochimie organique des sédiments marins profonds. CEPM-CNEXO, 1974. Ed. CNRS Paris, 269-279.

LEVIN (I.), MUNNICH (K.O.) et WEISS (W.), 1980 - The effect of anthropogenic CO₂ and ¹⁴C sources on the distribution of ¹⁴C in the atmosphere. Radiocarbon, 22 (2), 379-391.

MANGENOT (F.), 1974 - In : Coll. "Biodegradation et humification", Nancy. Pierron ed., 1-14.

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.

MARTEL (Y.A.) et LASALLE (P.), 1977 - Radiocarbon dating of organic matter from a cultivated topsoil in eastern Canada. Canad. J. Soil Sci., 57, 375-377.

MICHALET (R.), 1982 - Influence du climat général sur l'évolution des sols à l'étage sub-alpin du Jura. Thèse 3ème Cycle Univ. Nancy I, 103 p.

MOOK (WG) 1980 - The effect of fossil fuel and biogenic CO₂ on the ¹⁴C and ¹³C content of atmospheric carbon dioxide. Radiocarbon, 22 (2), 392-397.

MOREL (R.), 1978 - Quelques aspects nouveaux de la dynamique du carbone et de l'azote dans le sol. Ann. Agron., 24 (4), 357-379.

MOREL (R.), 1981 - Essai d'évaluation de l'organisation et de la réorganisation de l'azote minéral du sol par la méthode des modèles compartimentaux. I. Cas d'un sol maintenu sans culture. Agronomie, I (1), 19-26.

NAKHLA (S.M.) et DELIBRIAS (G.), 1967 - Utilisation du C-14 d'origine thermonucléaire pour l'étude de la dynamique du carbone dans le sol. I.A.E.A. Vienne, Proc. Series, 169-176.

NYDAL (R.), 1968 - Further investigation on the transfer of radiocarbon in nature. J. Geophys. Res., 73 (12), 3617-3635.

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 ed., Univ. California Press, 313-323.

O'BRIEN (B.J.) et STOUT (J.P.), 1978 - Movement and turnover of soil organic matter as indicated by carbon isotopes measurements. Soil Biol. Biochem., 10, 309-317.

PAUL (E.A.) et VAN VEEN (J.A.), 1978 - The use of tracers to determine the dynamic nature of organic matter. In : Trans. 11th Int. Cong. Soil Sci. Edmonton, Canada, 3, 61-102.

POCHON (M.), 1978 - Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse. Phénomènes d'altération des roches calcaires sous climat tempéré humide. Mém. Sté Helv. Sci. Nat., 190 p.

RAPAIRE (J.L.) et TURENNE (J.F.), 1977 - Mesures d'activité spécifique des fractions de matière organique appliquées à l'étude de l'évolution des sols de Guyane. In : Soil Organic Matter Studies. IAEA Vienne, 179-186.

SCHARPENSEEL (H.W.), 1972 - Messung der natürlichen C-14 Konzentration in der organischen Substanz von rezenten Böden. Eine Zwischenbilanz. Zeitsch. Pflanz. Bodenkde, 133 (3), 241-263.

SCHARPENSEEL (H.W.), 1977 - The search for biologically inert and lithogenic carbon in recent soil organic matter. IAEA Vienne, 193-200.

SCHARPENSEEL (H.W.) et PIETIG (P.), 1966 - Einfache Boden und Wasserdatierung durch Messung der ^{14}C oder Tritium Konzentration. Geoderma, 2, 273-289.

SCHARPENSEEL (H.W.) et PIETIG (P.), 1971 - University of Bonn natural radiocarbon measurements. Radiocarbon, 13 (2), 189-212.

SCHARPENSEEL (H.W.) et SCHIFFMANN (H.), 1977 - Radiocarbon dating of soils. A review. Zeitsch. Pflanzenern. Bodenkde, 140, 159-174.

SCHOURER (O.), 1974 - Etude des sols des Mont Jura. D.E.A., INA Paris-Grignon, 80 p.

SIMÕES LOBO (P.F.), 1972 - Utilisation du ^{14}C atmosphérique comme traceur de la matière organique des sols. Thèse Univ. Bahia, Brésil, 63 p.

STOUT (J.P.) et O'BRIEN (B.J.), 1973 - Factors affecting radiocarbon measurements in soil and the turnover of soil organic matter. In : Proc. 8th. Int. Conf. on Radiocarbon dating. 22, 382-393. Wellington, New-Zealand.

Suess (H.E.), 1976 - A calibration table for conventional radiocarbon dates. In : Radiocarbon dating, Berger et Suess ed., Univ. California Press, 777-784.

TURENNE (J.F.) et RAPAIRE (J.L.), 1979 - Culture itinérante et jachère forestière. Mesures d'activité spécifique du carbone des fractions de matière organique appliquées à l'étude du renouvellement du stock organique en milieu forestier équatorial. IAEA Vienne : Isotopes and radiation in research on soil plant relationships. 333-344.

TRUFFAUT (C.), 1981 - Etude de la structuration d'un sol profond de montagne sur calcaire dans le Haut-Jura. Mém. INA Paris-Grignon, 65 p.

VERGES (V.), 1979 - Contribution à la carte pédologique au 1/100 000 de Saint-Claude. Mém. DEA fédéral Pédologie, Paris, 56 p.

WAREMBOURG (F.R.), 1977 - Le flux de carbone dans la végétation, la rhizosphère et le sol de formations herbacées marquées avec du ^{14}C . Thèse Doct. Etat, Univ. Sci. et Tech. Languedoc, Montpellier, 163 p.

ANNEXES

ANNEXE I

METHODES DE DOSAGES

- Les éléments métalliques sont dosés par spectrométrie d'absorption de flamme (Techtron).

- Le carbone des solutions est dosé au Carmhograph. Le carbone des solides est dosé par la même méthode ou par chromatographie en phase gazeuse Elemental analyzer Carlo-Erba. Matière organique = C x 2. Le carbone des sucres est dosé par hydrolyse sulfurique, puis réaction colorimétrique à l'anthrone.

- L'azote des solutions est dosé par minéralisation Kjeldahl, puis distillation de l'ammoniaque. L'azote des solides est dosé par la même méthode ou par chromatographie en phase gazeuse (Elemental analyzer Carlo-Erba). L'azote ammoniacal des hydrolysats est dosé par distillation à pH 9,8. L'azote α -aminé est dosé par réaction colorimétrique à la ninhydrine.

ANNEXE II

METHODE DE MESURE DE L'ACTIVITE ^{14}C

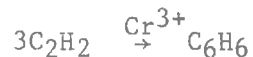
Tous les échantillons sont obtenus secs. Les échantillons organiques sont décarbonatés à pH 3, brûlés, puis leur carbone est transformé en benzène. L'activité ^{14}C est mesurée en scintillation liquide sur le benzène synthétisé.

1.- Combustion

Les échantillons sont brûlés à 900°C sous oxygène. Le CO_2 est piégé dans une solution d'ammoniaque, puis précipité sous forme de carbonate de strontium, qui peut être stocké :

2.- Synthèse de benzène

Le CO_2 issu du carbonate est réduit par du lithium fondu sous forme de carbure de lithium. Ce carbure réagit avec de l'eau non tritiée, pour donner de l'acétylène. L'acétylène est polymérisé en benzène par réaction catalytique sur un support d'alumine hydratée activée au Chrome III. l'eau ne doit pas être tritiée, car le tritium serait intégré dans le benzène final et pourrait être comptabilisé comme ^{14}C

3.- Comptage

Le ^{14}C se désintègre pour donner un noyau d'azote et un électron (particule β) peu énergétique :



Le Benzène sert de solvant à un liquide scintillateur qui transforme l'énergie des électrons émis en énergie lumineuse. L'ensemble est placé dans

une unité de comptage (Packard TRICARB) isolée des radiations cosmiques par une chappe de plomb. L'activité A est comptée en désintégrations par minute. L'appareil présente un bruit de fond, B, qui est mesuré périodiquement sur du benzène d'activité nulle. La masse m de carbone soumise au comptage est mesurée. L'activité spécifique de l'échantillon est $(A - B)/m$; celle-ci est rapportée à l'activité spécifique de l'acide oxalique du N.B.S., mesurée de la même manière.

Précision : Les désintégrations du ^{14}C surviennent de manière rigoureusement aléatoire : les fluctuations statistiques suivent donc une loi de Poisson. L'écart type σ sur le nombre N de désintégrations comptées est $\sigma = \sqrt{N}$. L'intervalle de confiance n (tel qu'il y ait une probabilité p pour que l'activité réelle soit comprise entre $N - n$ et $N + n$) est donné par la loi normale : $n = 0,62 \sigma \rightarrow p = 0,5$; $n = \sigma \rightarrow p = 0,62$; $n = 2 \sigma \rightarrow p = 0,95$. Nous avons utilisé l'intervalle de confiance σ à 62 %. Ceci est l'erreur statistique : cette erreur sera d'autant plus faible que l'échantillon sera radioactif et que le comptage sera long. D'autre part, le bruit de fond de l'appareil a subi durant certaines périodes des variations relativement importantes. Nous avons attribué au bruit de fond moyen, une erreur qui est l'écart type des mesures de bruits de fond (comptées sur 24 heures) pendant la période des variations. Nous avons, dans le calcul, traité cette erreur comme une erreur statistique également. Cela explique le'erreur importante sur certains comptages d'échantillons disponibles en quantité peu abondante. Les échantillons ont été comptés pendant 24, 48 ou 72 heures selon leur activité. Les quantités de carbone de l'échantillon soumises au comptage sont de 1 à 3,3 g.

ANNEXE III

CALCULS

1.- Expression de l'activité d'un compartiment dont on connaît la distribution des âges $q(i)$, les âges étant comptés depuis le moment de l'entrée du carbone dans le sol, c'est-à-dire la photosynthèse.

Dans ces calculs, nous appellerons abusivement activité A le rapport entre l'activité de l'échantillon et celle du standard. Le $\delta^{14}\text{C}$ y est lié par $\delta^{14}\text{C} = 1000 (A - 1)$.

Nous noterons $B(x)$ l'activité du CO_2 atmosphérique lors de l'année x . Les valeurs de $B(x)$ sont données à la figure 2, page 22. Le tableau XXII indique les valeurs de $B(x)$ que nous avons utilisées dans ce travail. Nous appellerons D la date du prélèvement.

Dans le compartiment étudié, les éléments de chaque tranche d'âge di ont une activité A_i , qui est celle que le CO_2 atmosphérique avait il y a i années, soit $B(D-i)$, diminuée de la décroissance radioactive du ^{14}C .

$$A_i = B(D - i) \exp(-\lambda i) ; \lambda = \text{constante de désintégration du } ^{14}\text{C}$$

L'activité du compartiment est donc :

$$A = \frac{\int_0^{\infty} A_i q(i) di}{\int_0^{\infty} q(i) di} \quad \text{avec } \int_0^{\infty} q(i) di = Q$$

$$A = \frac{1}{Q} \int_0^{\infty} B(D-i) \exp(-\lambda i) q(i) di$$

Nous avons supposé que, avant 1955, l'activité du CO_2 atmosphérique était constante, égale à celle du standard, 1; pour $x \leq 1955$, $A(x) = 1$.

On peut donc écrire :

$$A = \frac{1}{Q} \int_{D-1955}^{\infty} \exp(-\lambda i) q(i) di + \frac{1}{Q} \int_0^{1955} B(D-i) \exp(-\lambda i) q(i) di$$

$$\text{ou } A = \underbrace{\frac{1}{Q} \int_0^{\infty} \exp(-\lambda i) q(i) di}_{\text{activité qu'aurait eu le compartiment sans les bombes : } A_I} + \underbrace{\frac{1}{Q} \int_0^{D-1955} [B(D-i) - 1] \exp(-\lambda i) q(i) di}_{\text{"supplément" d'activité dû aux bombes : } A_{II}}$$

C'est à partir de cette expression que l'on peut calculer l'activité du compartiment.

Si la loi $q(i)$ se prête à un calcul intégral facile, le premier terme (A_I) peut être calculé directement, sinon l'intégrale peut être calculée par parties ou par différentes méthodes d'approximation. Le deuxième terme (A_{II}), lui, doit être calculé par parties (par tranches d'âge de 1 an) en prenant pour chaque tranche d'âge la valeur $B(D-i)$ correspondante. Dans le cas de calcul intégral par approximation, la valeur $Q = \int_0^{\infty} q(i) di$ doit être obtenue par la même approximation.

D'autre part, le calcul a été donné ici pour un compartiment fonctionnant depuis un temps infini ; mais on peut faire le même calcul pour un système borné à un âge maximal (naissance du sol, etc...).

2.- Application au cas du mélange parfait (cf. page 26)

Dans le cas du mélange parfait, la distribution des âges est $q(i) = q_0 \exp(-bi)$, où b est le coefficient de disparition (minéralisation) du compartiment, et l'on a $Q = q_0/b$; l'expression de l'activité devient :

$$A(b) = \underbrace{b \int_0^{\infty} \exp(-(b+\lambda)i) di}_{A_I} + \underbrace{\frac{q_0}{Q} \int_0^{D-1955} [B(D-i) - 1] \exp[-(b+\lambda)i] di}_{A_{II}}$$

Le premier terme (activité qu'aurait eu le compartiment sans les bombes) est $A_I = b/(b + \lambda)$. Pour calculer le deuxième terme A_{II} , et dresser la courbe des valeurs $A(b)$ du chapitre II), nous avons effectué l'intégration par parties suivante :

$$A_{II} = \frac{1}{Q} \sum_{i=0}^{1980-1955} B(1980-i) \exp(-(b+\lambda)i)$$

$$\text{avec } \frac{Q}{q_0} = \left(\sum_{i=0}^{1980-1955} \exp(-bi) \right) + \int_{1980-1955}^{\infty} \exp(-bi) di$$

3.- Modèle à deux compartiments (Q_1 = carbone figuré ; Q_2 = carbone humifié) cf. page 53

3.1. Densité de répartition des âges dans Q_2 , comptée à partir du moment de l'entrée dans Q_1

Les éléments de Q_2 d'âge j sont ceux qui ont transité i années dans Q_1 , puis sont depuis $j - i$ années dans Q_2 , ceci pour toutes les valeurs de i comprises entre 0 et j .

Le nombre d'éléments qui sortent chaque année de Q_1 après y avoir transité i années est :

$$p_1(i) = b_1 q_0 \exp(-b_1 i)$$

Une portion k de ceux-ci va entrer dans Q_2 , soit $k p_1(i)$; et après un séjour de $j - i$ années dans Q_2 , il n'en restera que

$$q_2(i, j) = k p_1(i) \exp(-b_2(j - i))$$

En faisant la somme pour tous les i compris entre 0 et j , on a

$$q_2(j) = \int_{i=0}^{i=j} q_2(i, j) di = \int_{i=0}^{i=j} k b_1 q_0 \exp(-b_1 i) \exp(-b_2(j-i)) di$$

$$q_2(j) = k b_1 q_0 \exp(-b_2 j) \int_{i=0}^{i=j} \exp((b_2 - b_1)i) di$$

$$q_2(j) = k b_1 q_0 \exp(-b_2 j) \frac{1}{b_2 - b_1} [\exp((b_2 - b_1)j) - 1]$$

$$q_2(j) = q_0 k \frac{b_1}{b_2 - b_1} [\exp(-b_2 j) - \exp(-b_1 j)]$$

la quantité totale de carbone est $Q_2 = \int_0^{\infty} q_2(j) dj = q_0 \frac{k}{b_2}$

l'âge moyen est $I = \frac{\int_0^{\infty} j q_2(j) dj}{Q_2} = \frac{1}{b_1} + \frac{1}{b_2}$

3.2. Activité ^{14}C de ce compartiment.

L'activité est la résultante des activités de chaque tranche $q_2(j)$, c'est-à-dire de l'activité que le CO_2 atmosphérique $B(D-j)$ avait il y a j années, diminuée de la décroissance radioactive :

$$A = \frac{\int_0^{\infty} B(D-j) \exp(-\lambda j) q_2(j) dj}{\int_0^{\infty} q_2(j) dj} ; \text{ici } \int_0^{\infty} q_2(j) dj = Q_2 = \frac{k q_0}{b_2}$$

$$A = \frac{b_1 b_2}{b_1 - b_2} \int_0^{\infty} B(D-j) \exp(-\lambda j) [\exp(-b_2 j) - \exp(-b_1 j)] dj$$

Nous avons montré que l'activité ^{14}C d'un compartiment suivant l'hypothèse du mélange parfait de coefficient b est

$$A(b) = b \int_0^{\infty} B(D-j) \exp(-\lambda j) \exp(-bj) dj$$

dont nous connaissons les valeurs. L'expression de l'activité A du compartiment Q_2 peut donc s'écrire

$$A = \frac{b_1 b_2}{b_1 - b_2} \left(\frac{A(b_2)}{b_2} - \frac{A(b_1)}{b_1} \right)$$

Nous mesurons l'activité A et nous cherchons à en tirer b_2 . b_1 est connu, donc $A(b_1)$ aussi. En revanche $A(b_2)$ est une fonction trop complexe de b_2 pour que nous cherchions une résolution directe de l'équation. Nous procédons à une résolution par approches successives, ou graphique (en calculant A pour plusieurs valeurs de b_2).

4.- Calculs relatifs aux lois de distribution des âges de la forme
 $q(i) = q_0 (1 + i/a)^{-n}$ (cf. page 45)

Si un compartiment fonctionne infiniment longtemps avec des rapports constants, qui décroissent selon la loi $q(t) = q_0 (1 + t/a)^{-n}$, alors la quantité totale de carbone Q, ou l'âge moyen I, peuvent tendre vers l'infini. C'est pourquoi nous ferons les calculs pour un système qui ne fonctionne que depuis T années (et nous donnerons les limites quand T tend vers l'infini). La densité de répartition des âges d'un tel compartiment est la suivante :

$$\begin{cases} q(i) = q_0 (1 + \frac{i}{a})^{-n} & \text{pour } i \leq T \\ q(i) = 0 & \text{pour } i > T \end{cases}$$

4.1. Quantité totale de carbone Q

$$Q = \int_0^{\infty} q(i) di = \int_0^T q_0 (1 + \frac{i}{a})^{-n} di$$

en posant $j = (1 + i/a)$, on a $i = a(j-1)$ et $di = a dj$

$$Q = q_0 \int_1^{1+T/a} j^{-n} a dj$$

pour $n \neq 1$ $Q = \frac{q_0 a}{1-n} \left[(1 + \frac{T}{a})^{1-n} - 1 \right]$

pour $n = 1$ $Q = q_0 a \ln(1 + \frac{T}{a})$

quand T tend vers ∞ si $n > 1$ Q tend vers

$$q_0 \frac{a}{n-1}$$

si $n \leq 1$ Q tend vers ∞

4.2. Age moyen I

$$I = \frac{\int_0^{\infty} i q(i) di}{\int_0^{\infty} q(i) di} = \frac{1}{Q} \int_0^T i q_0 (1 + \frac{i}{a})^{-n} di$$

en posant $j = (1 + \frac{i}{a})$

$$I = \frac{1}{Q} q_0 \int_1^{1+T/a} a(j-1) j^{-n} a dj = \frac{q_0 a^2}{Q} \int_1^{1+T/a} (j^{1-n} - j^{-n}) dj$$

pour $\begin{cases} n \neq 2 \\ n \neq 1 \end{cases}$ $I = \frac{q_0 a^2}{Q} \left[\frac{(1 + \frac{T}{a})^{2-n} - 1}{2-n} - \frac{(1 + \frac{T}{a})^{1-n} - 1}{1-n} \right]$

$$I = a \left[\frac{n-1}{n-2} \frac{(1 + \frac{T}{a})^{2-n} - 1}{(1 + \frac{T}{a})^{1-n} - 1} - 1 \right]$$

VIII

pour $n = 2$ $I = a \left[\frac{\ln(1 + T/a)}{1 - (1 + T/a)^{-1}} - 1 \right]$

pour $n = 1$ $I = a \left[\frac{T/a}{\ln(1 + T/a)} - 1 \right]$

Quand T tend vers ∞ si $n > 2$ I tend vers $\frac{a}{n - 2}$
 si $n \leq 2$ I tend vers ∞

4.3. Temps de transit moyen

Un compartiment qui ne fonctionne pas depuis un temps infini n'est pas à l'équilibre ; théoriquement, on ne peut donc pas définir de temps de transit moyen ou de temps de turnover. Néanmoins, on peut calculer l'âge moyen de ce qui sort du compartiment, c'est-à-dire de ce qui est minéralisé. C'est le temps de transit moyen des éléments qui sortent du système ; on ne compte pas ceux qui ne sont pas encore sortis du sol depuis sa "naissance"

- La densité de répartition des temps de transit est :

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

- les pertes annuelles du compartiment sont :

$$P = \int_0^T p(i) di = q_0 \left[1 - \left(1 + \frac{T}{a}\right)^{-n}\right]$$

quand T tend vers ∞ , P tend vers q_0

- le temps moyen de transit est

$$J = \frac{\int_0^T i p(i) di}{P}$$

par analogie avec le calcul de l'âge moyen, on déduit

pour $n \neq 1$ $J = a \left[\frac{n}{n-1} \frac{\left(1 + \frac{T}{a}\right)^{1-n} - 1}{\left(1 + \frac{T}{a}\right)^{-n} - 1} - 1 \right]$

pour $n = 1$ $J = a \left[\frac{\ln(1 + T/a)}{1 - (1 + T/a)^{-1}} - 1 \right]$

quand T tend vers ∞ si $n > 1$ J tend vers $\frac{a}{n - 1}$
 si $n \leq 1$ J tend vers ∞

4.4. L'accroissement annuel du stock organique est $\frac{dQ(t)}{dt}$, c'est aussi $q(T)$, ou bien $q_0 - P$:

C'est $q_0 (1 + T/a)^{-n}$

4.5. Cas où $n = 2$: le cas $n = 2$ présente la particularité suivante : le temps de turnover est a (ou du moins tend vers a).

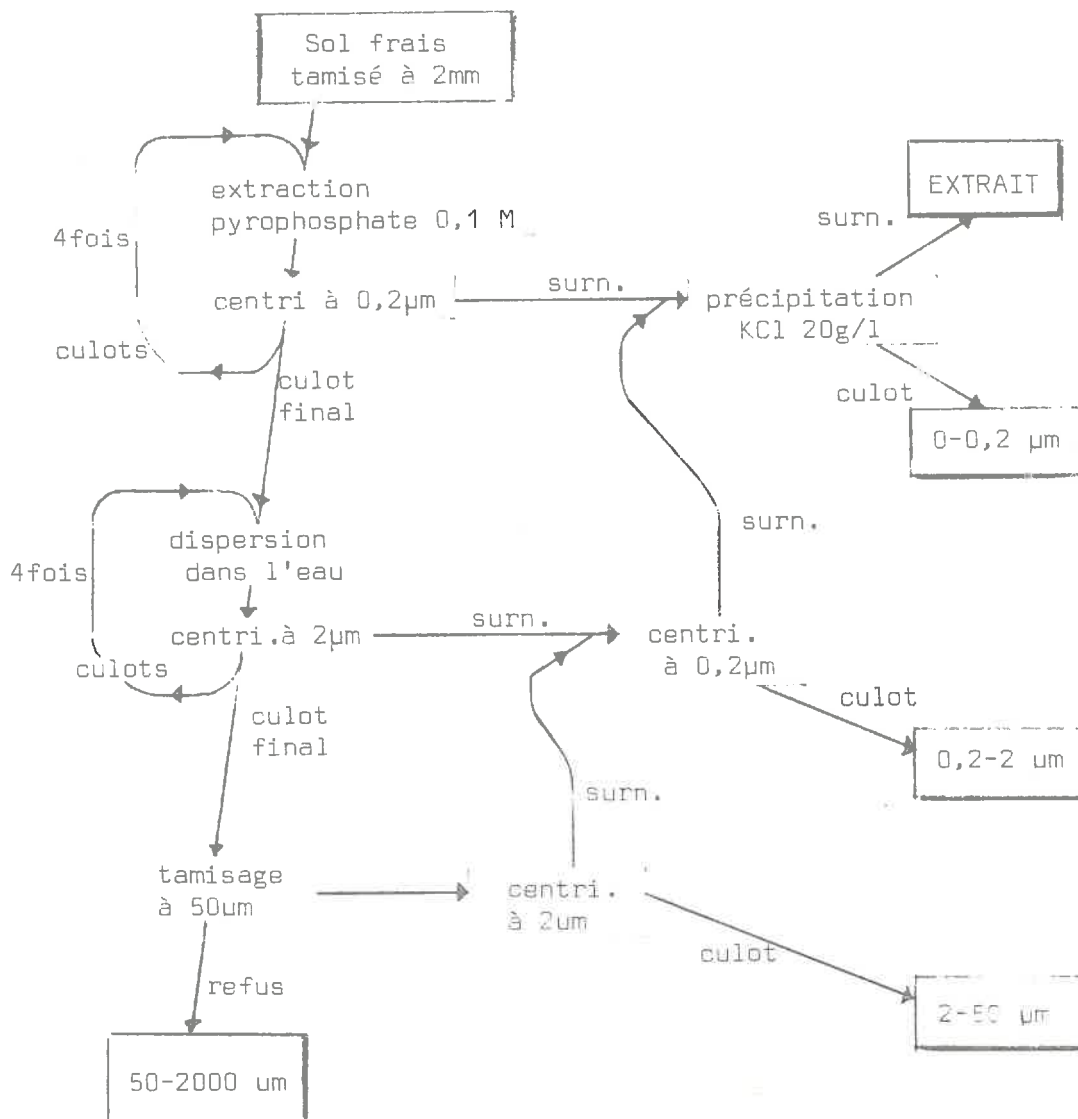
Tableau XXII.- Activité $B(x)$ du CO_2 atmosphérique lors de l'année x
 (rapportée à l'activité standard A_0) : valeurs utilisées
 lors des calculs).

x	B(x)	x	B(x)	x	B(x)
1951	1	1961	1,24	1971	1,52
1952	1	1962	1,40	1972	1,48
1953	1	1963	1,90	1973	1,44
1954	1	1964	1,95	1974	1,41
1955	1	1965	1,80	1975	1,38
1956	1,065	1966	1,73	1976	1,37
1957	1,12	1967	1,66	1977	1,35
1958	1,18	1968	1,58	1978	1,34
1959	1,30	1969	1,57	1979	1,33
1960	1,24	1970	1,55	1980	1,33

ANNEXE IV

FRACTIONNEMENT GRANULOMETRIQUE DE L'HUMINE

ORGANIGRAMME DU FRACTIONNEMENT DE L'HUMINE



Les particules sont séparées d'après leur diamètre par sédimentation en centrifugeuse à pots horizontaux, selon le principe de la loi de Stokes (centrifugation à X μm dans l'organigramme). L'équation du mouvement des particules est du type

$$x(t) = x(o) \exp (\lambda \omega^2 d^2 t)$$

Pour séparer les particules au diamètre D, on choisit donc le temps T ou la vitesse ω, ou S, pour que les particules de diamètre D à la surface du liquide au départ soient au ras du culot à la fin :

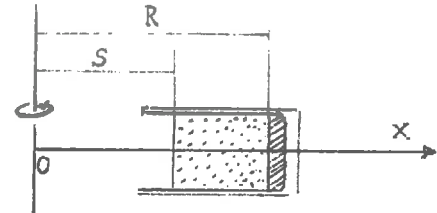
$$T = 1/\lambda \frac{\text{Ln } R/S}{\omega^2 D^2}$$

Explicitement :

$$T = \frac{3,232 \cdot 10^{12} \eta}{2\pi^2 \Delta S} \frac{\text{Ln } R/S}{D^2 N^2}$$

A 20°C (η = 0,01005)
avec ΔS = 1,5

$$T = 1,097 \cdot 10^9 \frac{\text{Ln } R/S}{N^2 D^2}$$



- t temps
- d diamètre de la particule
- ω vitesse angulaire
- λ constante (dépend de la densité du solvant et de la particule)
- D diamètre de séparation (μm)
- T temps de centrifugation (sec.)
- ΔS différence entre la densité de la particule et celle du solvant
- η viscosité du solvant, en centipoise, dépend de la température
- N nombre de tours par minute.

Le culot est redispersé et l'opération est renouvelée autant de fois que l'on veut. Les "pertes" théoriques (nombre de particules de diamètre inférieur à D, qui restent dans le culot, par rapport à leur nombre au départ) après n opérations sont de l'ordre de 40 % pour n = 1, 12 % pour n = 5, 5 % pour n = 20. Il n'est pas nécessaire de renouveler l'opération de nombreuses fois (si le milieu est dispersé au départ, bien sûr). Il est nécessaire de corriger le temps T pour tenir compte de l'accélération et de la décélération de la centrifugeuse.

Rappelons que le temps T est calculé pour des particules de densité donnée ΔS. Pour une autre densité ΔS', le diamètre de séparation D' est donné par :

$$D' = \sqrt{\frac{\Delta S}{\Delta S'}} D$$

NOM DE L'ETUDIANT : BALESSENT Jérôme

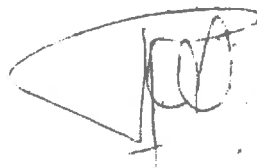
NATURE DE LA THESE : Doctorat Ingénieur

VU, APPROUVE

ET PERMIS D'IMPRIMER

NANCY, le 13 DEC. 1982 3022

LE PRESIDENT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I,

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'R. Mainard', enclosed within a large, irregular, hand-drawn oval or loop.

R. MAINARD

RESUME

Les datations ^{14}C des matières organiques de sols de prairies d'altitude (Jura), tenant compte du ^{14}C thermonucléaire, ont permis de décrire la cinétique de minéralisation des apports racinaires par trois modèles : humification, existence d'un pool stable, fonction puissance. L'auteur donne, dans un sol calcaire humifère et un sol brun lessivé, la répartition du ^{14}C dans les extraits alcalins, les fractions granulométriques de l'humine, les hydrolysats acides.

MOTS CLES : Sol - Matière organique - ^{14}C - Datation - Dynamique - Humification - Minéralisation - Hydrolyse - Sol brun - Prairie - Calcaire - Jura.