

Chapitre 10

Stockage et recyclage du carbone

Balesdent J., Arrouays D., Chenu C., Felté C., 2005.
In: Girard M.C., Walter C., Rémy J.C., Barthélémy T.,
Morel J.L. (éds.), *Sols et Environnement*, 1,
Dunod, Paris, 816 p.

10.1 INTRODUCTION : PROBLÉMATIQUE DU STOCKAGE DE CARBONE DANS LES SOLS

10.1.1 Bénéfices agricoles et environnementaux du carbone organique des sols

Les matières organiques des sols (MOS) sont reconnues de longue date pour leur contribution à la fertilité chimique, physique et biologique des sols. Pour cette raison, une teneur élevée en carbone organique des sols est en général recherchée en agriculture. En particulier, les MOS contribuent à limiter l'érosion, indirectement en favorisant le développement de la végétation, et directement en stabilisant le matériau. L'érosion (chapitre 25) est bien sûr néfaste pour le milieu érodé, mais également pour la qualité des écosystèmes situés en aval, que les particules de sol peuvent perturber et où elles peuvent véhiculer polluants et pathogènes. La contribution des matières organiques à la qualité des sols est expliquée par plusieurs de leurs propriétés physico-chimiques intrinsèques (tableau 10.1). Par ailleurs, les matières organiques sont une source d'énergie et de nutriments pour tous les organismes **hétérotrophes** qui vivent dans les sols : il y a donc une relation étroite entre les teneurs en matières organiques et l'activité biologique (chapitre 20) des sols.

Ainsi, en contribuant à maintenir la végétation et à prévenir l'érosion, en aidant à la conservation des sols, les matières organiques contribuent de façon évidente à la stabilité des écosystèmes et de la vie sur la Terre. Puisque la perte des sols est un

processus irréversible à au niveau séculaire, maintenir ce rôle écologique des matières organiques des sols est un enjeu essentiel pour le futur de notre planète.

Tableau 10.1 Principaux rôles des matières organiques dans la qualité des sols.

Propriété du sol	Rôles et propriétés correspondantes des MOS
Stabilité de la structure du sol, résistance à l'érosion et à la dégradation physique	Propriétés d'adhésion : les macromolécules, souples et à forte activité de surface se lient aux minéraux et contribuent à la cohésion des agrégats. Le caractère hydrophobe à l'état sec ralentit l'action désagrégeante de l'eau.
Résistance au compactage du sol	Porosité et élasticité propre des débris organiques, stabilisation des agrégats par les MOS.
Aération, Réserve utile en eau	Le caractère hydrophile des MOS à l'état humide permet la rétention d'eau. Augmentation de la porosité liée à l'agrégation.
Rétention des cations basiques Ca, Mg, K	Charges de surface ; la CEC moyenne des MOS est de 1,5 équivalent par kg.
Réserve d'éléments nutritifs N, P, S	Ces éléments constitutifs sont libérés par la minéralisation des MOS.
Rétention de certains métaux toxiques	Charges de surface, groupements complexants.
Rétention, inactivation de certains xénobiotiques organiques	Groupements fonctionnels des MOS, caractère hydrophobe : Adsorption, interaction hydrophobe, réductions.

10.1.2 Sols et bilan planétaire du carbone

Au début des années 2000 (IPCC, 2001), il est établi sans ambiguïté que l'augmentation de la concentration en CO₂ de l'atmosphère est la cause principale du réchauffement planétaire. Le dioxyde de carbone compte pour environ 50 % de l'augmentation d'effet de serre, le méthane pour environ 20 %, les chlorofluorocarbones, l'ozone de la basse atmosphère et le protoxyde d'azote (N₂O) pour le reste. Par ailleurs des émissions d'aérosols et des changements de réflectance du sol tendraient plutôt à refroidir la planète, mais dans une moindre mesure (IPCC, 2001).

L'augmentation de la teneur en dioxyde de carbone, de 280 µL·L⁻¹ en 1900 à 370 µL·L⁻¹ en 2000, a amené très tôt la communauté scientifique internationale à établir le bilan des échanges de carbone au niveau global. Ce bilan est résumé sur la figure 10.1, d'après l'état des connaissances au début des années 2000. Si la déforestation intertropicale contribue à libérer du carbone par combustion du bois et dégradation des matières organiques des sols, il apparaît d'autre part un puits (piégeage) de CO₂, continental, dans l'hémisphère Nord, qui « absorbe » 15 % à 30 % des émissions de combustibles fossiles, ce qui est énorme. Les **compartiments** de la biosphère susceptibles de stocker du carbone à ce rythme sont le bois d'une part et les matières organiques du sol d'autre part. Le processus majeur semble être une

augmentation globale de la photosynthèse, donc de la **biomasse** végétale, puis de la nécromasse, c'est-à-dire essentiellement les matières organiques des sols. Une autre cause, hypothétique à ce stade, serait une augmentation du temps de résidence du carbone dans le bois sur pied ou dans les sols, c'est-à-dire une diminution de la vitesse de destruction des matières organiques. Les causes invoquées pour expliquer l'augmentation de productivité sont diverses. D'abord le changement global lui-même, ainsi la concentration accrue en CO₂ augmente la fixation photosynthétique, ce qui est connu de longue date par l'agriculture en serre sous le nom de fertilisation carbonée. Par ailleurs, l'augmentation de température allonge la durée de végétation, raccourcit les cycles végétatifs, mais peut en contrepartie augmenter la vitesse de destruction des matières organiques. La pollution azotée de l'atmosphère, impliquée dans les pluies acides, fertilise localement les forêts. Le changement des régimes des précipitations et de la nébulosité qui sont aussi associés aux changements climatiques globaux peuvent aussi avoir des effets, qui ne sont pas encore évalués. Les autres causes sont des conséquences plus directes de l'activité humaine : changements d'usage des terres, gestion agricole et sylvicole de la production carbonée. Le carbone inorganique (carbonates des sols et des roches), pourrait se comporter comme un puits additionnel, par déplacement des équilibres de dissolution-précipitation, cependant les flux nets (qui nécessitent l'immobilisation de Ca ou Mg) seraient de plus d'un ordre de grandeur en dessous des flux du carbone organique.

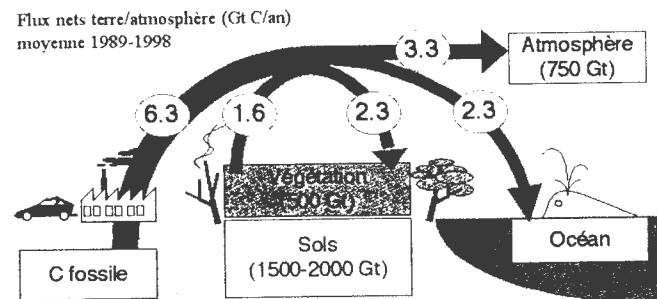


Figure 10.1 Cycle global du carbone : flux nets terre-atmosphère.

Ce schéma présente les principaux réservoirs carbonés de la planète, les flux nets entre ces réservoirs (cercles) et leurs tailles. La combustion de charbons et pétroles, avec la déforestation, injectent 7,9 Gt C an⁻¹ sous forme de CO₂ dans l'atmosphère. Or le réservoir atmosphérique augmente beaucoup moins. L'océan superficiel吸吸收 une partie de l'excédent. La végétation et les sols se comportent également comme un puits, situé essentiellement dans l'hémisphère nord. Ces flux nets sont petits par rapport aux flux bruts d'échange : 100 Gt C an⁻¹ entre biosphère continentale et atmosphère, 90 Gt C an⁻¹ entre océan et atmosphère. D'après les données de IPCC 2001.

Afin de limiter le réchauffement planétaire, les états développés ont élaboré le protocole de Kyoto, par lequel la plupart d'entre eux s'engagent à limiter leurs émissions

de gaz à effet de serre. Le stockage de carbone dans la biosphère pourrait y être considéré comme une émission négative. L'article 3.3. prévoit ainsi la comptabilisation des surfaces boisées. L'article 3.4. inclut le principe de comptabiliser le carbone qui pourrait être stocké de façon vérifiable dans les sols par d'autres activités que le boisement. Rédigé en 1997, le protocole n'était pas encore ratifié en 2003. À cette période, les états signataires cherchent à évaluer le potentiel national de stockage de carbone que représente l'usage des terres, ainsi que le coût et la faisabilité de la vérification, entre autres pour négocier les conditions d'application et les règles comptables. Le protocole de Kyoto influencera certainement les politiques de gestion des terres dans les premières décennies du XXI^e siècle.

10.1.3 Prévoir et gérer les stocks de carbone

L'homme peut affecter les stocks de carbone via l'agriculture et la sylviculture, et le fait effectivement depuis longtemps, mais le plus souvent de manière non intentionnelle. Il peut déterminer la production carbonée des écosystèmes, la proportion de cette production qui est restituée au sol, transporter du carbone, et même modifier les durées de vie du carbone dans les sols. L'homme peut agir au niveau du site pédologique, du paysage, de la région ou globalement. Pour gérer les différentes fonctions environnementales du carbone organique, mais aussi pour prévoir comment va réagir le stock de carbone des sols aux changements climatiques et économiques, il est nécessaire de connaître la dynamique du carbone organique et ses déterminants : nous en présentons les grandes lignes.

10.2 BASES THÉORIQUES

10.2.1 Cycle du carbone

a) Fixation photosynthétique et apports au sol

Le carbone du CO₂ est fixé sous forme organique dans les écosystèmes, essentiellement par la photosynthèse des végétaux supérieurs, accessoirement par celle des algues des sols, de lichens (associations algues-champignons) et de bactéries photosynthétiques. Quelques micro-organismes du sol, dits chimiolithotrophes, utilisent également le carbone inorganique (bicarbonate dissout), en tirant leur énergie de réactions chimiques, par exemple l'oxydation de l'ammonium en nitrates. Ces flux sont cependant mineurs. Les premiers produits de la photosynthèse sont des hydrates de carbone comme le glucose, de formule C₆H₁₂O₆ ou (CH₂O)₆, et la réaction s'écrit schématiquement :



Définitions. On distingue cinq flux caractéristiques des écosystèmes terrestres (masse de matière sèche · temps⁻¹ · surface⁻¹) :

Production Primaire Brute (= *Gross Primary Production*, GPP) : fixation photosynthétique des végétaux.

Respiration autotrophe R_a : flux de respiration des végétaux.

Production Primaire Nette (*Net Primary Production* = NPP) : quantité de matière végétale formée par unité de temps. Elle est égale à la Production Primaire Brute moins la Respiration autotrophe : $NPP = GPP - R_a$

Respiration hétérotrophe R_h : flux de respiration des organismes décomposeurs.

Production nette de l'écosystème (*Net Ecosystem Production* = NEP). C'est la variation de biomasse et de nécromasse, plus l'exportation de l'écosystème (récolte). : $NEP = NPP - R_h$

Le flux de photosynthèse moyen est dénommé production primaire brute (tableau 10.2). Une partie du carbone assimilé (plusieurs dizaines de pourcents) retourne dans l'atmosphère par la respiration de la végétation elle-même, dite respiration autotrophe. Celle-ci concerne tous les organes : feuilles, tiges, fruits, racines ; contrairement à la photosynthèse, la respiration est également nocturne. La différence entre la production primaire brute et la respiration autotrophe est la production carbonée annuelle de la végétation, dénommée production primaire nette (tableau 10.2). La mesure et la définition de ces postes du bilan ne sont pas simples, en particulier car les plantes injectent une partie du carbone directement dans le sol, via les racines vivantes. Il peut s'agir de petites molécules, de sucres, d'acides organiques exsudés ou excrétés, de mucilages et de cellules mortes. On parle de rhizodéposition. Ce flux de composés transitoires peut représenter 5 à 20 % de la production primaire nette. S'y ajoute la mortalité racinaire. Il apparaît d'ailleurs dans plusieurs études que les racines sont la source principale des matières organiques des sols de la plupart des écosystèmes. Les déchets organiques, fumiers et lisiers animaux, boues d'épuration, composts urbains, constituent une deuxième

Tableau 10.2 Flux et stocks de carbone caractéristiques de quelques écosystèmes terrestres, d'après GIEC 2000 et différentes sources.

Flux	Planète	Forêt tropicale	Forêt tempérée	Céréale
		Humide (Manaus)	(Île de France)	(Île de France)
Production primaire brute	(Gt C an ⁻¹)	(t C ha ⁻¹ an ⁻¹)	(t C ha ⁻¹ an ⁻¹)	(t C ha ⁻¹ an ⁻¹)
Respiration autotrophe	120	30	12	12
Production primaire nette	60	14	4	5
Respiration hétérotrophe	60	16	8	7
Production nette de l'écosystème (exportation, récolte, croissance)	env. 10	12	5	4,2
Stocks	(Gt C)	(t C ha ⁻¹)	(t C ha ⁻¹)	(t C ha ⁻¹)
Biomasse végétale	470	200	80	6
C organique du sol (0-100 cm)	2000	150	100	60
C organique du sol (0-30 cm)		90	70	40

source, moindre, de carbone organique. Du point de vue de leur nature biochimique, ces produits sont assez semblables aux produits de biotransformation du végétal dans le sol, car ils ont subi des biotransformations assez similaires. Les produits phytosanitaires, les résidus de combustion des feux, charbons et suies, sont une source additionnelle de carbone organique.

b) Minéralisation du carbone

On appelle minéralisation des matières organiques, ou du carbone organique, la conversion des formes organiques en formes minérales : CO_2 , NH_4^+ , NO_3^- , SO_4^{2-} , HPO_4^{2-} etc. La minéralisation est quasi-exclusivement due aux organismes décomposeurs, en majorité des bactéries et champignons.

En dehors de la partie exportée de l'écosystème sous forme des produits de l'agriculture, d'animaux ou stockée dans le bois, les tissus morts ou rhizodéposés vont être progressivement biodégradés et consommés, essentiellement par les micro-organismes du sol (chapitre 20), dits hétérotrophes, qui en tirent leur matière et leur énergie. Ils retournent alors à l'atmosphère sous forme de CO_2 par la respiration dite hétérotrophe. La réaction s'écrit schématiquement :



Le bilan de l'écosystème est donc nul s'il n'y a pas exportation de carbone, ni croissance. On dit parfois que la forêt amazonienne est le poumon de la planète. C'est une contrevérité : ses microbes consomment à peu près autant d'oxygène que ses arbres en produisent.

Une partie du carbone biodégradé peut retourner à l'atmosphère sous forme de méthane, en conditions très réductrices. C'est le fait de bactéries méthanogènes qui peuvent réduire le CO_2 , ou déméthyler certaines molécules. Le processus n'a lieu que dans les sols engorgés, comme les rizières inondées, les HISTOSOLS et RÉDUCTISOLS. Inversement, d'autres bactéries du sol sont capables de consommer le méthane, faisant des sols le principal puits du méthane de l'atmosphère.

L'exportation de carbone des sols peut se faire aussi par érosion des couches superficielles. Enfin des composés solubles peuvent échapper à la biodégradation et à l'insolubilisation, et contribuer au carbone dissous des eaux continentales. Ce processus, appelé lixiviation, est important dans les sols drainants à climat froid ou à fortes précipitations. C'est d'ailleurs une caractéristique des PODZOSOLS.

Le stock de carbone organique du sol résulte d'un régime établi entre les entrées, via la production végétale et les apports exogènes éventuels, et les sorties par minéralisation. Dans la plupart des situations, les pertes par érosion ou par lixiviation sont très faibles par rapport à celles par minéralisation.

10.2.2 Biotransformations et nature du carbone organique des sols

Entre la mort du végétal et le retour à l'atmosphère, les produits végétaux subissent dans le sol une cascade de transformations (figure 10.2). Les composés végétaux

sont principalement des polymères : celluloses, hémicellulose, lignines, protéines, et quelques molécules plus simples : lipides, acides organiques, sucres, tannins etc. Les premiers stades de décomposition sont des dépolymérisations successives. Elles sont essentiellement le fait d'enzymes spécifiques émises dans le milieu par les bactéries et champignons du sol. Ces réactions aboutissent *in fine* aux monomères, sucres, acides aminés, etc., qui sont rapidement absorbés par les cellules bactériennes ou les hyphes de champignons, si bien que ces composés libres ne sont présents qu'en traces dans le sol. Les micro-organismes respirent environ 60 % du carbone dégradé et en assimilent environ 40 %, qui sont recyclés sous forme de glucides, lipides, protéines, acides nucléiques, chitine des cellules microbiennes. La diversité des micro-organismes du sol est immense : on compte par gramme de sol jusqu'à 10 000 souches différentes, dont 90 % sont encore inconnues (chapitre 20). La capacité que le sol a de biodégrader une très grande diversité de molécules organiques est à relier directement à la diversité des micro-organismes du sol. Dans un gramme de sol, les populations de bactéries s'élèvent couramment à 10^8 cellules et celles des champignons à plusieurs dizaines de mètres de filaments mycéliens. La biomasse microbienne constitue quelques pour cent des matières organiques.

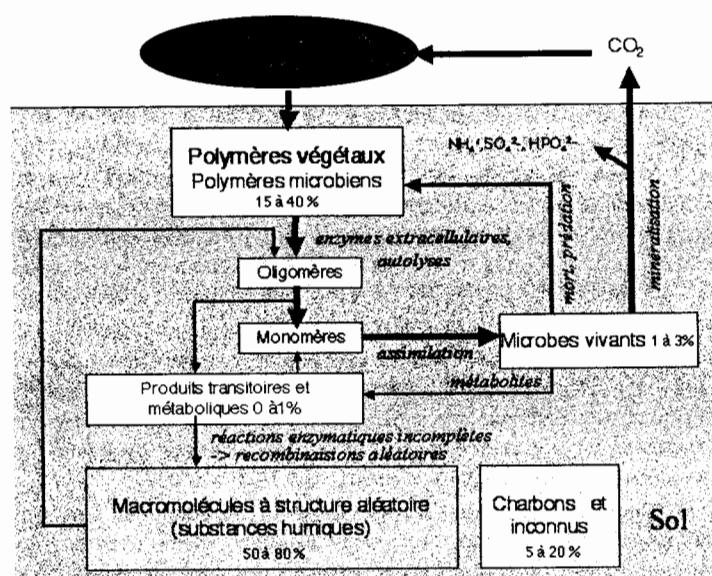


Figure 10.2 Nature, origine et transformations du carbone dans les sols. Les chiffres indiquent les quantités respectives des différents compartiments, en pourcentage du carbone total du sol.

Au cours du processus de biodégradation, les réactions enzymatiques et quelques réactions abiotiques génèrent en petites quantités de composés organiques faits

d'arrangements aléatoires des produits dégradés, agrégés eux-mêmes en macromolécules, dits composés humiques (chapitre 2). Ces macromolécules sont faites des monomères du vivant plus ou moins oxydés (acides aminés, phénols, glucides, lipides, etc.), mais associés dans un autre arrangement par des liaisons covalentes, et agrégées en macromolécules par des liaisons faibles. Ces composés humiques étant lentement dégradables, constituent la fraction dominante des matières organiques des sols (figure 10.2).

10.2.3 Cinétique, temps de résidence et répartition du carbone

La quantité de carbone organique du sol est déterminée par un régime établi entre le flux d'entrée et le flux de sortie par minéralisation. Quand les deux sont égaux, on parle d'équilibre ou de régime stationnaire.

On appelle **temps moyen de résidence (TMR)** du carbone, dans le cas du régime stationnaire, le rapport du stock de carbone (masse) au flux entrant (masse/temps). Ce rapport (temps) est aussi la moyenne des durées écoulées entre l'entrée et la sortie du carbone.

La notion peut être étendue hors du régime stationnaire, en terme de probabilité de durée de résidence des éléments entrants. Une autre caractéristique est l'âge moyen du carbone, défini comme la moyenne, sur les éléments présents, des durées écoulées depuis leur entrée dans le sol. Les deux paramètres sont distincts, comme le sont l'espérance de vie à la naissance, et l'âge moyen d'une population. Dans l'exemple des cultures céréalières du tableau 10.2, le flux de carbone arrivant au sol est de $4,2 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ de C, et le stock dans les 30 premiers cm, de $40 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ de C : le TMR est de l'ordre de 9 ans. L'âge moyen du carbone du sol, lui, est plutôt de l'ordre de 50 ans. Dans l'exemple forestier tempéré (tableau 10.2), le flux arrivant au sol est de l'ordre de $5 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ de C, et le stock dans les 30 premiers cm, de $70 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ de C ; le TMR est donc de l'ordre de 14 ans. Le TMR cache une variabilité énorme des temps de résidence, s'étendant du jour (carbone d'une molécule de glucose) à des millénaires (charbons, composés protégés). Les expérimentations utilisant les traceurs isotopiques ont permis de quantifier ces temps de résidence (figure 10.3). La répartition verticale du carbone organique des sols résulte de trois types de déterminants.

1. La localisation des apports initiaux. Les feuilles arrivent en surface, et les racines en profondeur, la majorité de leur masse étant cependant localisée dans les 20 premiers cm.
2. Les déplacements de la matrice du sol et du carbone organique. La première cause de déplacements est la bioturbation du sol par la mésofaune (vers de terre, fourmis et termites), voire la macrofaune (rongeurs, taupes), la chute de terre dans les chenaux de racines mortes, voire le retourement du sol par les chablis. Dans les sols à argiles gonflantes comme les VERTISOLS, la pédoturbation vient de la formation de fissures en saison sèche et de la chute de terre dans celles-ci. La char-

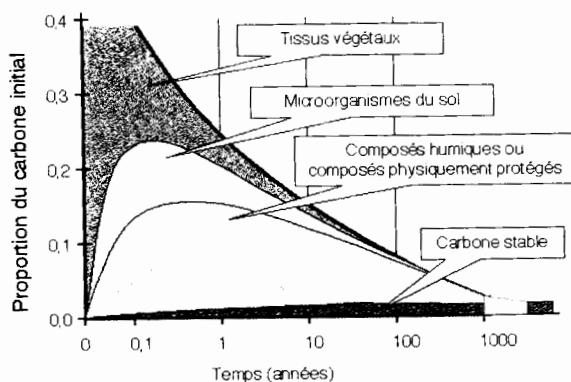


Figure 10.3 Représentation quantitative du devenir du carbone organique incorporé par les végétaux dans le sol : cas de l'horizon labouré d'un LUVISOL de l'Île de France, cultivé en céréales.

Tiges, feuilles, racines et rhizodépôts, représentant $400 \text{ à } 600 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ de C, retournent au sol. De cette quantité, il restera 20-30 % après un an, 5-10 % après 100 ans. Le temps moyen de résidence du carbone incorporé est de l'ordre de 10 ans. Cependant, une proportion des apports, de l'ordre de 10 à 15 %, va avoir un temps de résidence de l'ordre de 40 ans, et constituer l'essentiel du réservoir de carbone du sol. Sous la courbe sont représentées les proportions de différents constituants des matières organiques. L'échelle de temps est logarithmique.

rue, enfin, homogénéise parfaitement le profil organique dans la zone travaillée. L' entraînement gravitaire de matière dissoute ou particulaire fait aussi descendre le carbone dans certains sols comme les PODZOSOLS ou les LUVISOLS.

3. La cinétique de biodégradation du carbone. Le carbone pourra être trouvé d'autant plus profondément que son temps de résidence est long par rapport à la vitesse de déplacement ou de brassage du sol.

La résultante est un profil de teneurs décroissantes, en général très continu, avec des teneurs en carbone pouvant s'étager de plus de $100 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ dans le premier cm à moins de $5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ à 1 mètre. Le carbone des premiers cm a un âge de quelques dizaines d'années, alors que le carbone à 1 m de profondeur a fréquemment un âge de plusieurs milliers d'années. En général, les 20 premiers cm contiennent plus de la moitié du carbone du premier mètre, et sont le siège d'environ 80 % des flux. L'activité de la mésafaune préside à la morphologie des humus forestiers tempérés (chapitres 2, 4, 17). Dans les *mull*, la litière est rapidement incorporée dans les horizons A par les lombriciens. Les *moder* rencontrés en milieux plus acides sont définis par la présence d'un horizon OH d'accumulation de matière organique colloïdale, âgée de plusieurs dizaines d'années, qui passe progressivement aux horizons A. Les litières y sont fragmentées et structurées par l'activité et les déjections de microarthropodes et de petits vers oligochètes, les *enchytraeidae*. Dans les *mor*, la litière s'accumule en une couche épaisse passant brutalement aux horizons A.

10.2.4 Facteurs affectant les temps de résidence du carbone dans les sols, variabilité pédologique

Le temps moyen de résidence du carbone est très variable (de quelques années au siècle). Les principales variables explicatives des temps de résidence du carbone sont : la température, la proportion d'argiles dans le sol, le mode d'usage de terres, et l'humidité du sol (tableau 10.3).

Tableau 10.3 Principales variables pédologiques, climatiques et anthropiques affectant les temps moyens de résidence du carbone (TMR) dans les sols.

Le signe « + » indique une augmentation du TMR, « - » une diminution. L'intensité est indicative du poids de la variable dans la variance des TMR. De nombreuses variables peuvent avoir des effets interactifs (climat, texture par exemple).

Variable	Intensité	Commentaire
<i>Effets largement vérifiés expérimentalement</i>		
Température	- - -	TMR divisé par 2 à 3, par augmentation de 10°C
Engorgement et acidité permanentes	+ + +	Formation de tourbe en conditions froides
Présence d'alophanes ou Al libre	+ + +	Protection physico-chimique des MOS (Andosols et sols hyper-alumineux)
Teneur en argile du sol, nature des argiles	+ +	Protection physique et physico-chimique des MOS. Variation relative du TMR de 1 (0 % d'argiles) à 2,5 (>50 % d'argiles)
Travail du sol, labour	- -	Les actions mécaniques et l'exposition des horizons de surface du sol aux intempéries suppriment les protections des MOS
Humidité du sol	- -	Pas de loi univoque
pH, gamme 4,5-8	0	Pas d'effet univoque, interaction avec Ca échangeable
<i>Effets pressentis, ayant donné lieu à peu d'expérimentations</i>		
Fréquence de l'anaérobiose	+	Rendements microbiens moindres, ligninolyse ralenti.
Fréquence des dessiccations	+	Contribuent à insolubiliser, adsorber les MOS
Proportion de Ca et Mg échangeables Teneur en calcaire actif	+	Contribuent à insolubiliser, adsorber les MOS
Teneur en carbonates Ca et Mg	+	Protection physique des MOS (RENDSOLS)
Carence en N, P disponibles	+	Limitent l'activité des microorganismes
Présence de litières anti-bactériennes	+	Toxicité des phénols des feuilles de certains arbres
Activité de la mésafaune (vers, termites)	+	Associent les matières organiques aux minéraux

On admet souvent pour la dégradation et la minéralisation du carbone une loi de thermodépendance de type exponentielle : le temps requis pour dégrader une quantité donnée de carbone est divisé par un facteur 2,5 pour une augmentation de 10 °C, dans le domaine 0 à 25 °C. On appelle ce facteur le coefficient Q_{10} . La dynamique des systèmes intertropicaux est en effet trois à quatre fois plus rapide que celle des milieux tempérés. Ainsi, la pluviométrie et la température président à la distribution des stocks de carbone des sols sur la planète. Le flux de production de carbone organique (production végétale) est corrélé positivement à la pluviométrie, et le TMR du carbone est corrélé négativement à la température. Les stocks de C du sol sont donc élevés dans les régions froides et humides (forêts boréales), moyens dans les régions tropicales humides, les forêts tempérées et les steppes froides, faibles dans les régions tropicales sèches et les déserts chauds.

Le rôle des argiles comme celui de l'usage des terres sont expliqués par le processus de protection physique des matières organiques. Les phases minérales, et en particulier les argiles protègent le carbone de la biodégradation, (1) en limitant l'accès des micro-organismes aux matières organiques « piégées » dans des pores de petite taille ($< 1 \mu\text{m}$), (2) en adsorbant les substrats dégradables et les enzymes qui contribuent à la biodégradation, et (3) en ralentissant la diffusion de ces substrats, des enzymes voire de l'oxygène. La culture et le travail du sol, en détruisant périodiquement les mottes et agrégats du sol et en laissant le sol nu exposé à l'action désagrégante de la pluie, tend à diminuer la protection du carbone. C'est pourquoi des techniques de semis sans labour, sous couverture végétale, tendent au contraire à préserver le carbone organique (voir ci-dessous).

Certains sols accumulent particulièrement le carbone. Les HISTOSOLS, où la biodégradation est moins rapide que la production, correspondent à une accumulation permanente de matière organique peu évoluée. Dans les ANDOSOLS (de « an do » signifiant terre noire en japonais), généralement développés sur matériaux vitreux volcaniques en climat toujours humide, se forment des alumino-silicates très fins, les allophanes, qui protègent les matières organiques. La préservation du carbone est aussi favorisée en milieu continental à production élevée mais à fort contraste climatique, dans les sols ayant suffisamment d'argiles et de calcium. C'est le cas du CHERNOSOLS, ou des mollisol (classification américaine).

L'estimation du stock de carbone planétaire (figure 10.1) a nécessité une extrapolation des mesures existantes à l'ensemble des territoires. Cette intégration a été faite par sommation de surfaces élémentaires, classées soit par biomes (zones de climat et végétation), soit par types de sols. Affinés en fonction des usages des terres, ces deux types d'estimations ont donné des résultats concordants.

10.2.5 Couplage cycle du carbone cycle de l'azote

La figure 10.4 présente les cycles couplés de C et N. Contrairement au CO_2 , l'azote inorganique subit de nombreuses biotransformations, oxydations et réductions, toutes dues à des bactéries spécialisées (Balesdent, 1998a). L'incorporation principale de

l'azote dans la biosphère est la fixation de l'azote moléculaire N_2 , essentiellement par des bactéries symbiotes de certaines plantes, principalement les légumineuses. Les produits ultimes de la biodégradation, l'ammonium NH_4^+ et l'ion nitrate NO_3^- restent en général dans le sol, et sont à leur tour recyclés par les micro-organismes ou les plantes. En conditions anaérobies cependant, le nitrate peut être dénitrifié ; N_2 est alors la sortie principale d'azote de la biosphère (chapitre 14). Il y a trois points de couplage principaux des cycles de C et N. D'abord la nutrition minérale des végétaux, et la fixation symbiotique éventuelle, sont couplées à la photosynthèse par la demande nutritionnelle des plantes. Ensuite, lors de la décomposition des produits végétaux, les micro-organismes peuvent avoir besoin de plus d'azote pour former leurs propres cellules que le matériel végétal n'en contient, ils prélèvent alors l'azote inorganique du milieu. Si celui-ci est en quantité insuffisante, la biodégradation est ralentie. Enfin, la mortalité microbienne et la biodégradation des matières organiques évoluées, libèrent C et N à la même vitesse. Les rapports C/N des différents compartiments déterminent ces couplages. Ils sont de 20 à 100 pour le matériel végétal, de 8 à 12 pour les micro-organismes et de 8 à 20 pour les matières organiques évoluées. Les cycles du soufre et du phosphore, sont couplés au cycle du carbone par des processus similaires. Les rapports C/S et C/P organiques sont de l'ordre de 100. Cependant, la majorité du phosphore des sols (chapitre 28) est inorganique et peu soluble ; c'est la solubilisation de cet élément qui préside à sa biodisponibilité.

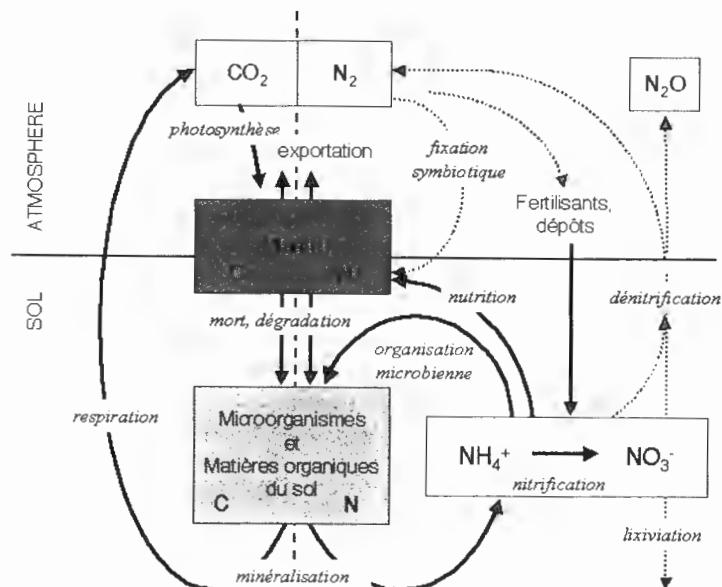


Figure 10.4 Cycles couplés du carbone et de l'azote dans la biosphère et le sol.

10.2.6 Métrologie du carbone organique des sols

a) Méthodes de dosage

Par convention, on dose le carbone sur un échantillon de sol séché, après élimination des graviers et débris organiques les plus grossiers, en forçant la terre à travers un tamis à mailles de 2 mm. Les laboratoires d'analyse de sol dosent habituellement le carbone organique par oxydation sulfo-chromique humide, méthode de Anne en France (à chaud), ou de Walkey et Black dans la plupart des pays (à froid). Le carbone est oxydé par du dichromate de potassium, le dichromate non réduit est titré en retour par du sulfate ferreux. Les concentrations sont reportées en proportion de terre sèche à 105 °C, après correction de l'humidité. Des méthodes de dosage du carbone par combustion sèche sont aussi utilisées. L'échantillon est oxydé par O₂ entre 900 et 1 100 °C en présence d'un catalyseur, puis le CO₂ produit est dosé en ligne par absorption infra-rouge ou chromatographie gazeuse. Il est alors nécessaire de déduire, le cas échéant, le carbone inorganique des carbonates. Ces méthodes ne donnent pas les mêmes résultats, l'oxydation humide étant plus ou moins complète (Walkley-Black < Anne < Voie sèche).

L'étape limitante de l'estimation de la teneur en carbone d'un sol est en fait la représentativité et l'homogénéisation de l'échantillon : pour une parcelle de 10 ha contenant 30 000 t de terre, l'analyse par combustion sèche dosera 30 mg. Cette « réduction », d'un facteur 10¹², doit être faite pas à pas, sans biais !

La masse de matière organique est calculée par convention comme étant 1,72 fois celle du carbone organique, bien que la proportion de carbone dans les matières organiques soit variable. Cette proportion dépend essentiellement de la richesse en groupements oxygénés, élevée dans les glucides et faible dans les lipides, par exemple. La perte au feu (perte de poids après combustion de l'échantillon de sol à 550 °C) n'est un bon estimateur de la concentration en matière organique que lorsque celle-ci est élevée et que les teneurs en argiles sont faibles, en raison de la perte d'eau de constitution des argiles, ou de l'oxydation de certains constituants minéraux.

b) Estimation du stock de carbone d'un sol

Le stock de carbone d'un horizon (exprimé en kg·m⁻² ou t·ha⁻¹) est obtenu par multiplication de la concentration en carbone par la masse de terre par unité de surface, (masse volumique sèche multipliée par l'épaisseur, diminuée de la proportion d'éléments > 2 mm). Une estimation reproductible et juste du stock nécessite une grande précision dans la mesure de chacune de ces variables, et une stratégie de prélèvement adaptée à la variabilité spatiale. Cependant, pour les horizons **holorganique** s « O », épaisseur et densité apparente sont difficilement mesurables. La masse de terre par unité de surface est alors obtenue par pesée de la matière sèche de tout l'horizon sur une superficie connue. Le stock de carbone du sol est en général obtenu par sommation des stocks de plusieurs horizons. Jusqu'à présent, les études de la dynamique et du stockage de carbone dans les sols ont

fait appel aux prélèvements de sols, dans des essais agronomiques de longue durée, ou dans des études régionales. Le flux de CO₂ respiré par un sol peut être mesuré en laboratoire, ou au champ par diverses techniques faisant appel à des chambres posées à la surface du sol. Depuis la fin des années 1990, les flux de CO₂ échangés entre l'atmosphère et l'ensemble végétation-sol sont mesurés de façon continue sur quelques sites dans le monde (Valentini *et al.*, 2000).

c) Méthodes de caractérisation des matières organiques du sol

La proportion de débris végétaux en cours de décomposition, que l'on sépare en tant que « matières organiques particulières », par dispersion du sol et tamisages humides à 0,05 mm ; ou en tant que « matières organiques légères », par centrifugation sur des liquides denses ($d = 1,2$ à 2,0) est un indicateur utile du statut organique du sol. La biomasse microbienne du sol, calculée d'après la proportion de carbone du sol rendu extractible par une fumigation au chloroforme, qui lyse des membranes cellulaires en est un autre, ainsi que le flux de production de CO₂ (respiration du sol) en conditions contrôlées au laboratoire. Matières organiques particulières ou légères et biomasse microbienne sont des fractions organiques dont le carbone se renouvelle rapidement : ce sont donc des indicateurs précoce des changements de statut organique du sol, par exemple à la suite des modifications de pratiques culturelles ou de mode d'occupation du sol.

Dans les laboratoires de recherche très spécialisés, on peut caractériser la nature chimique des matières organiques par différentes méthodes : analyse élémentaire, analyse des groupements fonctionnels, spectrométrie de masse organique couplée à différentes chromatographies ou séparations. Les distributions des temps de résidence du carbone peuvent être approchées par des méthodes isotopiques (Balesdent, 1998b) après incorporation dans le sol de matériel végétal artificiellement enrichi en isotope ¹³C stable, ou ¹⁴C radioactif. La teneur naturelle en ¹⁴C (datation au carbone-14) permet dans certains cas de déterminer l'âge moyen du carbone, exploitant en particulier l'enrichissement de l'atmosphère en ¹⁴CO₂ dû aux essais thermonucléaires aériens des années 1960. Les petites variations naturelles du rapport ¹³C/¹²C des matières organiques permettent aussi dans certains cas l'estimation de la vitesse de renouvellement du carbone des sols, en conditions réelles (figure 10.5).

Le traçage du carbone des sols par l'isotope ¹³C. L'isotope stable ¹³C est présent à environ 1,1 % dans le carbone de la planète. Cependant, cette abondance moyenne est sujette à de petites variations en raison de réactions dites fractionnantes. Ainsi les végétaux supérieurs ont une concentration en ¹³C plus basse que celle du CO₂ atmosphérique. Cependant, il existe deux types de cycles photosynthétiques. Dans l'un, dit C3, la carboxylation, catalysée par la ribulose diphosphate carboxylase, est très fractionnante, et les plantes C3 sont appauvries en ¹³C. Dans l'autre, dit C4, la carboxylation par la phosphoenol-pyruvate carboxylase est peu fractionnante, et les plantes sont plus riches en ¹³C. Les plantes C3 comptent toutes les plantes terrestres tempérées, tous les arbres. Les plantes C4 sont des herbacées tropicales appartenant aux graminées et à quelques autres familles. Les plus notables sont le maïs, le sorgho,

le mil, la canne à sucre, de nombreux fourrages tropicaux et herbes de savanes ou de steppe. Quand une végétation C4 succède à une végétation C3 ou vice-versa, l'analyse du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ des matières organiques du sol permet de suivre le remplacement du carbone provenant de l'ancienne végétation par celui de la nouvelle.

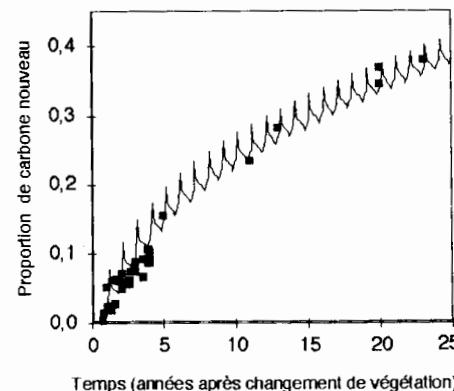


Figure 10.5 Mesure du renouvellement du carbone du sol par la méthode des abondances naturelles en carbone 13.

Des parcelles agricoles françaises ont été converties en culture continue de maïs depuis des temps différents. L'augmentation de la teneur en ^{13}C des MOS permet de suivre dans le sol la proportion du carbone nouveau (provenant du maïs), incorporé dans le sol après le changement de végétation. Celle-ci est de 35 % après 20 ans. Les points correspondent à la mesure, la courbe représente la simulation mathématique du renouvellement du carbone par le modèle RothC. (d'après les données de Balesdent, 1996).

10.2.7 Modélisation de la dynamique du carbone

La modélisation est un outil permettant la prévision de l'évolution du carbone, mais aussi l'analyse de la variabilité spatiale ou l'interprétation de résultats expérimentaux. Les modèles de simulation mathématique de la dynamique du carbone organique représentent, qualitativement et quantitativement, la distribution des temps de résidence du carbone et les facteurs affectant ces temps de résidence. Il en existe de nombreux types (Powlson *et al.*, 1999). Nous présentons ici le modèle de Rothamsted, le plus ancien des modèles compartimentaux (Jenkinson et Rayner, 1977 *in* Jenkinson *et al.*, 1991). Le carbone du sol est réparti en cinq compartiments : deux compartiments recevant les apports végétaux, deux compartiments recevant les produits de biodégradation, et un compartiment inerte (figure 10.6). La définition de ces compartiments est de type mathématique, répartissant les matières organiques selon leurs durées de vie et les flux qui les relient entre eux, et recouvre en même temps des conceptions naturalistes. Chaque compartiment i est défini par une équation différentielle d'ordre 1 décrivant les apports de carbone et la biodégradation :

$$\frac{dC_i}{dt} = a_i - k_i \cdot C_i$$

ou C_i est la quantité de carbone dans le compartiment, t le temps, a_i le flux de carbone entrant dans le compartiment, k_i la constante de biodégradation, fonction du type de sol, du climat, voire de l'usage :

$$k_i = k_{i0} \cdot f(T) \cdot f(w) \cdot f(u)$$

où k_{i0} est la constante caractéristique du compartiment, et $f(T)$, $f(w)$, $f(u)$ des termes multiplicateurs, fonctions respectivement de la température T , de l'humidité du sol w , de l'occupation du sol u . Enfin, les flux sortant de chaque compartiment ($k_i \cdot C_i$) sont redirigés en partie vers le CO_2 , ce qui correspond à la minéralisation du carbone, et en partie vers les autres compartiments, ce qui correspond à la synthèse microbienne et la stabilisation à long terme. La proportion de carbone minéralisé dépend de la teneur en argile du sol. Le modèle peut s'écrire comme une opération différentielle matricielle sur le vecteur des compartiments. À partir d'un état initial du carbone au temps t , le modèle (l'équation différentielle) est calculé numériquement dans le pas de temps Δt pour donner l'état à $t + \Delta t$. Les données d'entrée sont : un état initial, les flux de carbone incorporés au sol et les données du climat et de l'usage à chaque pas de temps. La résolution de $\frac{dC_i}{dt} = 0$ donne l'état d'équilibre du système, en fonction des variables du milieu.

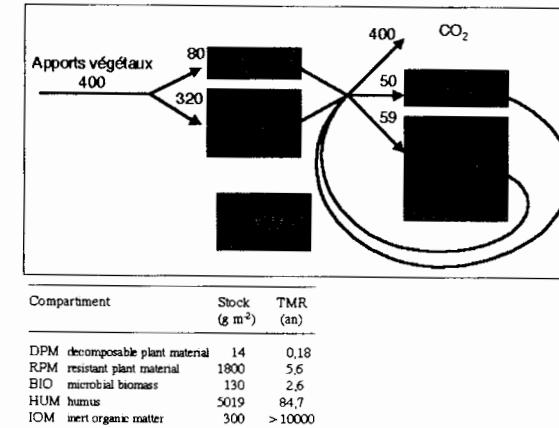


Figure 10.6 Modèle RothC de simulation de la dynamique du carbone. Valeurs de stock et flux simulés, typiques d'un sol forestier tempéré, à l'équilibre inter-annual. La figure présente les flux moyens traversant les compartiments ($\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$), le tableau les stocks et temps moyen de résidence du carbone dans les compartiments. La température moyenne annuelle est de 12°C et la teneur en argile de $200 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$.

Ces modèles peuvent être couplés à des modèles de simulation de la production végétale, de l'humidité du sol. À différents niveaux d'intégration, du pédopaysage, de la région, de la planète entière, ces modèles sont maintenant incorporés dans des systèmes d'informations géographiques contenant les données des sols, du climat, de

l'usage des terres. C'est par ce moyen, sur la base de scénarios du changement climatique et d'usage des terres, que l'on prévoit l'évolution future du carbone des sols, et son effet en retour sur la future concentration en CO₂ atmosphérique. Dans les prochaines décennies, il semble que le stockage de carbone dû à l'augmentation de production carbonée sera supérieur au déstockage dû à l'augmentation de température des sols. Les incertitudes principales concernent maintenant l'effet des changements de régime de précipitations, et la manière dont l'économie mondiale orientera l'usage des terres.

10.3 APPLICATIONS

10.3.1 Le calcul du bilan de carbone organique des sols

C'est historiquement, la première modélisation de l'évolution du carbone des sols (Hénin et Dupuis, 1945). Elle est simple et relativement opérationnelle pour décrire l'évolution interannuelle sur quelques dizaines d'années. Le modèle est très utilisé en France depuis les années 1960, sous le nom de « calcul du bilan humique ». Le modèle répartit le carbone des sols en un seul compartiment, que le modèle incrémente au pas de temps annuel. Trois paramètres décrivent le fonctionnement :

- le flux d'apport de carbone au sol m (t·ha⁻¹·an⁻¹ de C) ; ou les flux m_i s'il y a plusieurs sources i ;
- la proportion K_1 de cet (ces) apport(s) qui entre dans le compartiment sol, le reste étant ici supposé être minéralisé instantanément ; K_1 est dit coefficient isohumique, ou « rendement en matière organique ». On note K_{1i} s'il y a plusieurs sources i . La contribution des apports au compartiment sol est donc $\sum(m_i \cdot K_{1i})$;
- le coefficient de destruction de la matière organique K_2 (an⁻¹) ou coefficient de minéralisation. La minéralisation suit une loi d'ordre 1.

L'équation différentielle décrivant le stock de carbone C est donc :

$$\frac{dC}{dt} = \sum(m_i \cdot K_{1i}) - K_2 \cdot C$$

La résolution de l'équation sur l'intervalle $[t_0, t]$ est :

$$C(t) = \sum(m_i \cdot K_{1i})/K_2 + [C(t_0) - \sum(m_i \cdot K_{1i})/K_2] \cdot \exp[-K_2 \cdot (t - t_0)]$$

En régime stationnaire, la quantité de carbone s'établit à $C = K_1 \cdot m / K_2$.

Le coefficient K_2 (an⁻¹) est dépendant de trois variables : la température moyenne annuelle de l'air T (en °C), la teneur en argile A (en g·kg⁻¹), la teneur en calcaire CaCO₃ (en g·kg⁻¹), selon la formule :

$$K_2 = 0,03 \cdot [1 + 0,2 \cdot (T - 10)] \cdot [1/(1 + 0,005 \cdot A)] \cdot [1/(1 + 0,0015 \cdot \text{CaCO}_3)]$$

Par exemple $K_2 = 0,015$ an⁻¹ pour les conditions moyennes suivantes : $T = 10$ °C, $A = 200$ g·kg⁻¹, CaCO₃ = 0 mg/g. La correction thermique n'est valable que dans le domaine 8-15 °C.

Des tables de valeurs (Rémy et Marin-Laflèche, 1976) indiquent par type de culture les restitutions moyennes, aériennes ou souterraines (M), le coefficient isohumique (K_1) propre à chaque production végétale ou à chaque amendement. La teneur en carbone des parties aériennes végétales peut être estimée à 440 g·kg⁻¹ de matière sèche. L'apport de carbone par la rhizodéposition est encore très mal connu. On l'estime empiriquement en fonction du type de culture et du rendement. Des valeurs indicatives moyennes des coefficients K_1 sont : pailles et résidus de culture 0.10 à 0.15 ; fumiers frais et lisiers 0.3 ; fumiers compostés 0.5 (voir chapitre 11). Ce modèle est plus apte à décrire les écarts en fonction des traitements ou apports de carbone, que les stocks absolus de carbone des sols à l'équilibre.

10.3.2 Évaluation des pratiques et usages agricoles en France pour la séquestration du carbone atmosphérique

En vue de l'application du protocole de Kyoto, chaque état tente d'estimer ses possibilités de réduction des émissions de gaz à effet de serre (GES). Dans ce cadre, une expertise collective de l'Institut National de la Recherche Agronomique a évalué en 2002 le potentiel de stockage de carbone dans les sols agricoles français (Arrouays *et al.*, 2002). Le stock national de C des sols est estimé à 3 Gt. La valeur moyenne du stock de carbone dans les 30 premiers centimètres des sols est de 40 t·ha⁻¹ de C dans les sols cultivés, 65 t·ha⁻¹ dans les prairies et 70 t·ha⁻¹ dans les forêts. Les moyens de stocker plus de carbone dans les sols peuvent consister à augmenter la production végétale, par exemple en introduisant des cultures additionnelles non récoltées (engrais verts, jachères enherbées), à éviter le retour rapide à l'atmosphère sans production énergétique, comme le brûlage des pailles, et enfin à augmenter les temps de résidence du carbone dans les sols. C'est cette dernière technique qui présente le principal potentiel de stockage. La figure 10.7 montre comment le boisement, ou la mise en prairie permanente d'espaces cultivés permettent d'augmenter le stock de carbone du sol. Le stockage de carbone dans les sols étant limité par un nouvel équilibre entrées/sorties qui sera atteint plus ou moins vite, une règle de calcul doit être choisie pour évaluer le flux moyen annuel de stockage. Une comptabilité sur 20 ans a été retenue (tableau 10.4). Ainsi, en dehors des changements d'usage des terres, le remplacement de fourrages annuels par des prairies, le travail du sol réduit, l'introduction d'engrais verts sont des moyens d'augmenter le stock de carbone (tableau 10.4). Les pratiques de gestion des apports carbonés offrent un potentiel plus faible car les résidus de culture et déchets urbains sont mieux valorisés pour le bilan de CO₂ s'ils sont utilisés comme énergie en remplacement d'énergie fossile. Les effluents d'élevage, eux, sont déjà apportés aux sols. Des scénarios font état d'un stockage de carbone plausible de quelques Mt C an⁻¹ dans les sols français (quelques % des émissions de CO₂) au prix de changements importants des usages. Enfin, il est nécessaire de tenir compte de toutes les implications pour les émissions des autres GES, à savoir le méthane émis par les ruminants et le N₂O agricole, et de l'interaction avec la production de grandes quantités de bio-combustibles,

Tableau 10.4 Potentiel de stockage de carbone dans les sols attribué à quelques changements de pratiques agricoles en France.
Ces valeurs sont obtenues à partir d'une synthèse bibliographique (Arrouays et al. 2002). Le flux moyen annuel est comptabilisé par convention comme 1/20 du stockage par la pratique répétée ou soutenue pendant 20 ans.

Changement de pratique	Augmentation du stock après un temps infini d'application ($t \cdot ha^{-1}$ de C)	Augmentation du stock après 20 ans d'application ($t \cdot ha^{-1}$ de C)	Flux moyen annuel de stockage ($t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$ de C)	Intervalle de confiance à 95 % sur le flux moyen annuel ($t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$ de C)
Boisement de terres cultivées	+30	+9	0,45	$\pm 0,25$
Abandon du labour en terres cultivées	+12	+4	0,20	$\pm 0,13$
Culture intermédiaire (engrais vert)	+18	+3	0,16	$\pm 0,08$
Conversion de cultures en prairie permanente	+25	+9	0,44	$\pm 0,24$
Gestion des prairies		+2 à +10	0,1 à 0,5	
Implantation de haies	+5	2	0,1	$\pm 0,05$

qui réduirait la consommation d'énergie fossile. Bien que le stockage de carbone dans les sols soit difficile, temporaire et réversible, il présente des intérêts annexes évidents liés aux rôles positifs des matières organiques des sols.

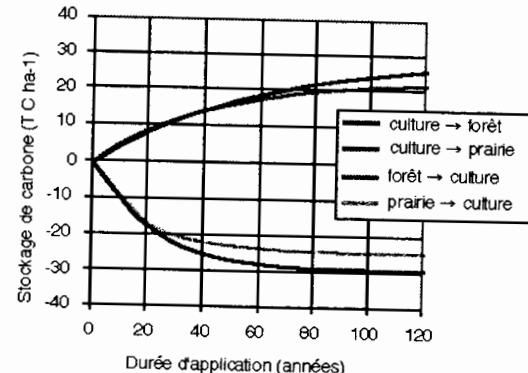


Figure 10.7 Effet estimé (modélisation) des grands changements d'usage des terres sur le stock moyen de carbone des sols français, d'après Arrouays et al (2002). Noter la diminution plus rapide des stocks que leur augmentation.

10.3.3 Stockage du carbone dans les agrosystèmes tropicaux à culture annuelle par semis direct (non travail du sol) dans une couverture végétale morte ou vivante

L'intensification de l'agriculture au cours du XX^e siècle avec une forte utilisation d'engrais minéraux, un travail profond du sol et de faibles niveaux de restitutions organiques a conduit, dans de nombreux pays, tant tempérés que tropicaux, à une forte diminution des stocks organiques des sols et à une dégradation, entre autres, des propriétés physiques. Il en est résulté une amplification des processus d'érosion éolienne et hydrique, avec des conséquences négatives en terme de maintien de la ressource-Sol et de la durabilité de la productivité végétale (chapitre 25).

La première manifestation spectaculaire, avec un retentissement mondial, de ces phénomènes a été le « Dust Bowl » aux États-Unis dans les années 1930, un énorme nuage de poussière sur une grande partie du territoire, dû à l'érosion éolienne des terres agricoles en grandes cultures. Ceci a sensibilisé le monde agricole à une gestion qui intègre des pratiques de lutte contre l'érosion avec, en particulier, la nécessité : 1) de couvrir le sol cultivé au maximum par une couverture végétale morte ou vivante, 2) de réduire, voire de supprimer, le travail du sol afin d'éviter que le sol soit nu et que les horizons de profondeur, par mélange avec ceux de surface, ne diluent le stock de matière organique du sol et ne favorisent la dégradation des propriétés physiques. Ont alors été développées, d'abord aux États-Unis dès les années 1950, puis en Amérique du Sud, et particulièrement au Brésil à partir des années 1970, de nouvelles

pratiques agricoles impliquant le non-labour, la gestion d'une couverture végétale morte ou vivante sur le sol et le semis directement à travers cette couverture. Ces systèmes sont dits « Systèmes de culture à semis direct dans une Couverture Végétale morte ou vivante (SCV) » ou encore en abrégé « **semis direct** ». La couverture végétale morte est un **mulch** constitué des résidus de récolte de la plante cultivée, tandis que la couverture vivante correspond à l'association dans la rotation d'une plante (graminée ou légumineuse) à forte production de biomasse qui sera, à maturité, tuée par un herbicide pour constituer un mulch important sur le sol. Dans les deux cas, le semis de la plante principale cultivée se fait sans labour, directement à travers la litière végétale.

Ces systèmes, au Brésil, couvraient en 2002 environ 18 millions d'hectares, et sont tellement répandus que les systèmes conventionnels avec labour ont pratiquement disparu de certaines régions. Si l'objectif initial était la lutte contre l'érosion hydrique, il est apparu très rapidement d'autres bénéfices, par rapport aux pratiques conventionnelles, tels que : une grande économie des temps de travaux (environ 100 jours/an), une diminution des apports d'engrais azotés quand la couverture végétale est une légumineuse, parfois une augmentation de la productivité végétale, une conservation des ressources-Sol et Eau (moindre pollution des rivières), et enfin, généralement, une augmentation des stocks de MOS (Séquestration du carbone). Parmi les problèmes restant à régler, il y a toutefois celui des apports d'herbicides servant à rabattre la couverture vivante et en faire un mulch avant le semis, qu'il faudrait diminuer. Le contrôle des populations d'adventices avec peu ou pas d'herbicides constitue un challenge pour les agronomes.

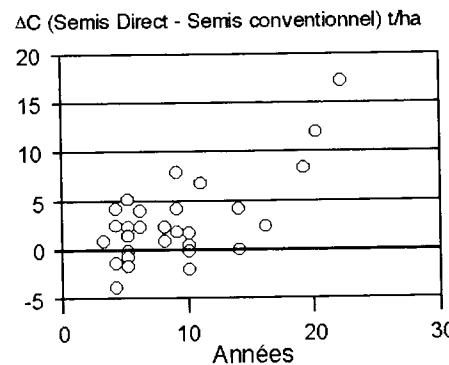


Figure 10.8 Effet des pratiques de semis direct sous couverture végétale, avec ou sans cultures intermédiaires, sur le stockage de carbone organique dans le sol en milieu tropical (d'après Six et al., 2002)

Concernant le potentiel de stockage de carbone dans les sols, il est estimé, aux États-Unis, en moyenne à 0,5 t/ha/an de C (pour une période de 30 ans), et une analyse

bibliographique récente, mais encore provisoire, conduit pour les régions tropicales à des valeurs moyennes d'environ 0,4 t/ha/an de C (pour une période de 20 ans) avec des amplitudes variant, selon le système et le contexte pédo-climatique de 0 à 1 t C/ha/an (figure 10.8). Il faut toutefois signaler que ces systèmes peuvent parfois favoriser des émissions de N₂O à des niveaux tellement hauts que le bénéfice de la séquestration du C dans le sol en terme de réduction des émissions de gaz à effet de serre, pourrait être annulé (le N₂O est aussi un gaz à effet de serre, voir chapitre 14). Pour les cultures annuelles, ces systèmes paraissent très performants en termes de stockage du C ; ils constituent une solution pour la conservation des ressources naturelles (sol, eau, atmosphère) dans le cadre d'une agriculture productive.

10.4 CONCLUSION

L'augmentation du réservoir de carbone organique dans les sols peut conduire à limiter l'augmentation de l'effet de serre. Au niveau de la planète, ce sont surtout les grandes surfaces septentrionales qui joueront ce rôle. Les états signataires du protocole de Kyoto peuvent faire valoir des puits de carbone par la gestion des sols, mais ces puits resteront faibles par rapport aux autres sources de GES, et probablement transitoires. Mais c'est surtout pour son rôle dans la protection et la conservation des sols que la gestion du carbone est importante pour les générations à venir. Dans ce sens, le carbone des sols peut être considéré comme un patrimoine. La dynamique du carbone est lente, et peu symétrique, c'est-à-dire que la perte de carbone est plus rapide que le gain. Pour ces raisons, les politiques de gestion doivent être soutenues à long terme, et la priorité doit être d'éviter la perte des stocks de carbone existants par des pratiques agricoles inadaptées. Bien sûr, l'augmentation de la production végétale est le meilleur moyen de stocker du carbone, mais aussi le plus difficile, et il est limité par la disponibilité de l'eau. Dans les sols sensibles à la dégradation, la gestion du carbone doit privilégier la partie superficielle des sols, et elle devrait être réfléchie au niveau du pédopaysage voire de la région. Les principaux moyens de préserver les stocks de carbone existants sont la minimisation du travail du sol, le choix de la rotation, le transfert du carbone des résidus ou des effluents d'élevage sur les sols sensibles, la couverture permanente du sol par la végétation, tant en cultures que sous vignes et vergers. Cependant, les mécanismes de stabilisation du carbone dans les sols sont encore largement méconnus et difficiles à maîtriser. On peut donc espérer que la recherche scientifique dans ce domaine fasse émerger des techniques nouvelles de protection des sols.

BIBLIOGRAPHIE

- Arrouays D., Balesdent J., Germon J.C., Jayet P.A., Soussana J.F., Stengel P. 2002. *Stocker du carbone dans les sols agricoles en France ? Expertise scientifique collective*. INRA Editions, Paris. 332 pp. Synthèse 33 p. ISBN 2-7380-1054-7.
- Balesdent J. 1996. The significance of organic separates to carbon dynamics and its modelling in some cultivated soils. *European Journal of Soil Science*, 47, 485-493.
- Balesdent J. 1998a. Les biotransformations du carbone et de l'azote. pp 67-82 in *Sol, interface fragile*, (P. Stengel et S. Gelin Eds), INRA Editions, Paris.
- Balesdent J., 1998b. Les isotopes du carbone au service de l'étude de la dynamique des matières organiques des sols. *Cahiers Agricultures*. John Libbey Eurotext Ltd, Montrouge France, 7, 201-206.
- Hénin S., Dupuis M., 1945. Essai de bilan de la matière organique du sol. *Annales Agronomiques* 15 ; 17-29.
- IPCC, 2000. *Land Use, Land-Use Change, and Forestry*. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Robert T. Watson, Ian R. Noble, Bert Bolin, N. H. Ravindranath, David J. Verardo and David J. Dokken (Eds.) Cambridge University Press, UK. pp. 375
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001 : The Scientific Basis Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) J. T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden and D. Xiaosu (Eds.) Summary for Policymakers. IPCC, Geneva, Switzerland. pp. 98
- Powlson D.S., Smith P., Smith J.U., 1999. *Evaluation of Soil Organic Matter Models : Using Existing Long-Term Datasets.* Springer-Verlag New York, 429 p.
- Jenkinson D.S., Adams D.E., Wild A., 1991. Model estimates of CO₂ emissions from soil in response to global warming. *Nature*, 351, 304-306.
- Rémy J.C., Marin-Laflèche A., 1976. L'entretien organique des terres. Coût d'une politique de l'humus. *Entreprises Agricoles*, 63-67.
- Six J., Feller C., Denef K., Ogle S.M., Sa J.C.M., Albrecht A., 2002. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils – Effects of no-tillage. *Agronomie* 22, 755-775.
- Valentini R., Matteucci G., Dolman A.J., 2000. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature*, 404 (6780) ; 861-865.

EXERCICES

Les solutions des exercices sont disponibles sur le site WEB Dunod : www.dunod.com.

10.1. Évolution du stock de carbone du sol. Application du modèle de Hénin et Dupuis

Une parcelle agricole, dont l'horizon cultivé contient 40 t·ha⁻¹ de C en 2005, va être cultivée en blé pendant 20 ans, selon trois traitements différents. (A) : le blé est conduit avec exportation (brûlage) des pailles, donc avec seulement les restitutions souterraines, racines et chaumes, dont le flux de production est estimé à 3 t·ha⁻¹·an⁻¹ de C. (B) : le blé est conduit avec restitution des pailles au sol (3 t·ha⁻¹·an⁻¹ de C en moyenne), en plus des restitutions souterraines précédentes. (C) : on apporte en plus du traitement B du fumier de bovin, à raison de 1 t·ha⁻¹·an⁻¹ de C (équivalent de 40 t de fumier frais tous les 4 ans). On donne le coefficient de minéralisation du carbone du sol : K₂ = 0,025 an⁻¹, et les coefficients K₁ des apports souterrains K₁ = 0,18 ; des pailles K₁ = 0,12 ; et du fumier K₁ = 0,30.

Écrivez la formule de l'évolution temporelle des stocks de carbone du sol. Quel seront les stocks de carbone après 20 ans ? Quels seraient les stocks, si les pratiques étaient continuées indéfiniment ?

10.2. Sol source-puits de carbone dans le cadre du changement climatique

Les données sont celles de l'exercice 10.1. Dans un traitement (D), on complète le traitement B avec une technique de semis direct sans labour, qui diminue la vitesse de minéralisation des matières organiques, amenant le coefficient K₂ à 0,017 an⁻¹, la production restant identique. Quel est le stockage additionnel de carbone en 2025 ? On veut savoir quel sera l'effet additionnel du réchauffement climatique. On suppose alors la production inchangée, mais la température moyenne annuelle, au lieu d'être de 12 °C, passe à 13 °C dans la période 2005-2015, et 14 °C pendant la période 2015-2025. Quel sera le stock de carbone en 2025 ? Ce sol aura-t-il été source ou puits de carbone ?