

Chapitre 25

Le sol : une interface vivante entre lithosphère et atmosphère

Cours

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Le sol, un mélange de constituants minéraux et organiques
- 2 Le sol, un réservoir indispensable à la nutrition des plantes
- 3 Le sol, résultat de la pédogenèse

ZOOM

- 1 Les êtres vivants et la matière organique du sol
- 2 Les vers de terre, espèces ingénieurs du sol
- 3 « Humus », un terme à utiliser avec précaution
- 4 Sol et gaz à effet de serre
- 5 L'eau du sol
- 6 Le pH du sol
- 7 Mull et moder
- 8 Structure et propriétés des argiles

INTRODUCTION

Le sol constitue l'interface entre la lithosphère d'une part et l'atmosphère et l'hydrosphère d'autre part. Il représente, pour les plantes, à la fois une zone d'ancrage, un milieu où sont prélevées des ressources (eau et ions) et le lieu d'intenses interactions avec d'autres organismes. C'est également dans le sol que s'accumule la matière organique morte, ressource des décomposeurs, eux-mêmes à la base de réseaux trophiques. Les sols sont donc des milieux de fortes interactions entre roches, êtres vivants, gaz et eau.

➔ **Quelle est l'organisation d'un sol ?**

➔ **Comment se met-il en place ?**

On se fondera sur l'exemple d'un sol brun, type de sol que l'on peut notamment rencontrer dans les forêts de feuillus en région tempérée.

1 Le sol, un mélange de constituants minéraux et organiques

1.1 Des sols structurés en horizons de couleur et d'aspect différents

La [figure 25.1](#) permet de visualiser un gradient vertical de couleur : le sol, très sombre sous la couche de litières, s'éclaircit avec la profondeur. Ce gradient de couleur reflète notamment un gradient vertical de concentration en matières organiques, responsables de la teinte foncée. Ce gradient est particulièrement visible ici en raison de la couleur très claire du granite altéré.

Un contact réel permettrait également de sentir des différences très nettes au toucher : les couches les plus superficielles ont une consistance rappelant celle du terreau ; plus bas, le toucher est celui classiquement associé à la terre, et permet de sentir des grains de sable ; enfin, le granite altéré est plus dur, mais peut être, en partie, désagrégé à la main.

Ces constats mettent en évidence que l'aspect et les propriétés du sol varient avec la profondeur. On appelle « **horizon** » chacune des couches superposées ayant des propriétés différentes. Les transitions entre horizons sont parfois progressives, parfois très nettes.

Sur la [figure 25.1](#), on peut ainsi identifier les horizons suivants :

- un **horizon organique** = horizon O : constitué de feuilles mortes puis de fragments sombres de matière organique, ne contenant pas ou peu de matière minérale ;
- un **horizon organo-minéral** = horizon A : un peu plus clair que le précédent, il contient un mélange de matière minérale et de matières organiques ;
- des **horizons d'altération**, en particulier un horizon C, c'est-à-dire de la roche-mère altérée.

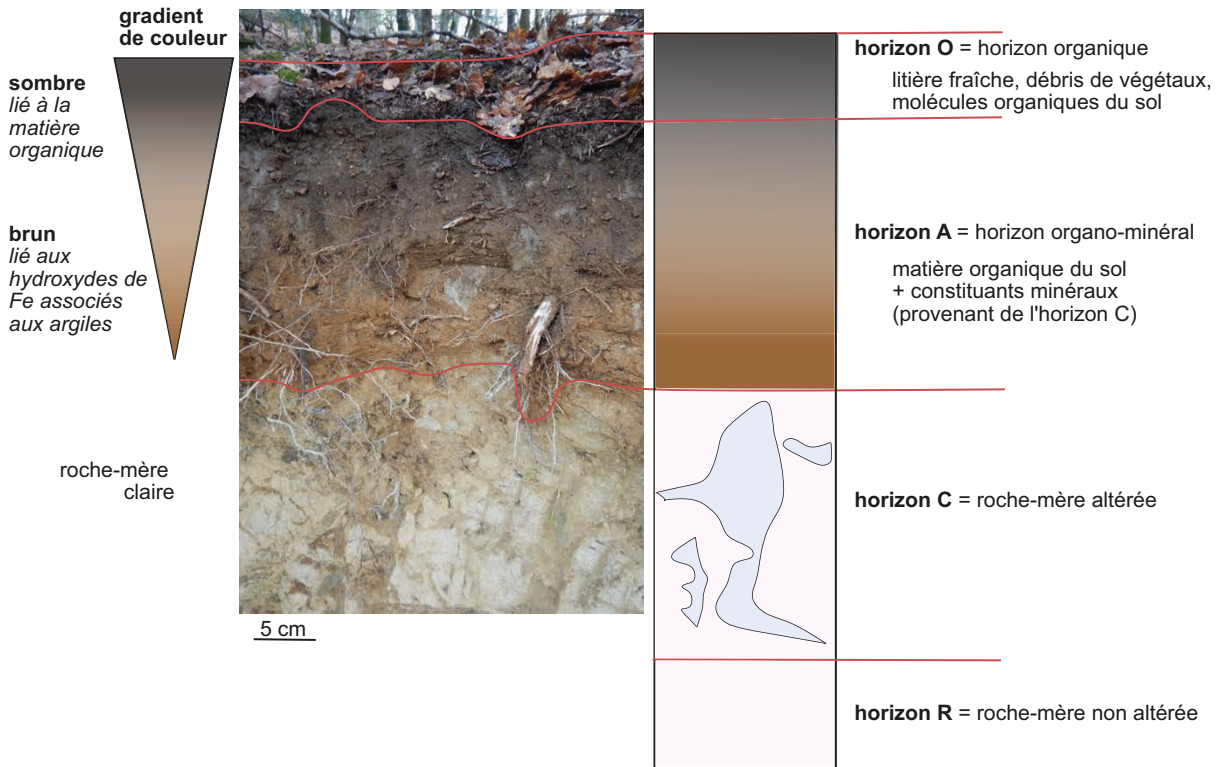


Figure 25.1 Profil d'un sol brun.

En réalisant des tranchées permettant de visualiser le **sol** en différents points du paysage, on constaterait que l'identité, l'aspect et l'épaisseur des horizons est variable lorsqu'on se déplace latéralement (voir § 3.4a).

Ces premières observations permettent de définir un **sol** comme une formation tridimensionnelle, qui varie dans l'espace verticalement et latéralement, et qui résulte de la transformation et de l'évolution de roches sous l'action de facteurs climatiques et biologiques (eau, atmosphère et êtres vivants). On appelle **pédologie** la science étudiant le sol. Le sol caractérise les milieux terrestres : on ne parle pas de sol en milieu aquatique.

Les parties suivantes visent à explorer la nature et l'origine des constituants du sol, et comprendre comment se forment les gradients de matériaux et de propriétés qui donnent naissance aux horizons.

! Attention !

Ne pas confondre le **sol** avec le **sous-sol**, constitué de roches non altérées, objet d'étude de la géologie.

1.2 Des êtres vivants, acteurs majeurs de la dynamique des sols

a) Une grande diversité de taille et de taxons

Le sol abrite des communautés d'organismes abondantes et diverses. Les êtres vivants des sols représentent généralement la majorité de la diversité des organismes peuplant les écosystèmes terrestres. Les organismes du sol se répartissent de manière inégale dans le profil de sol et sont généralement plus abondants dans les horizons supérieurs, plus riches en matière organique. On les répartit classiquement en fonction de leur taille, qui détermine leur capacité à se mouvoir dans les pores plus ou moins grands du sol (figure 25.2).

- Les **microorganismes et la microfaune** regroupent les organismes de taille inférieure à 100 µm : bactéries, archées, champignons, nématodes, ainsi que de nombreux phyla d'eucaryotes unicellulaires, comme des amibes ou des ciliés.
- La **mésafaune**, de taille comprise entre 100 µm et 2 mm, regroupe notamment des acariens et des collemboles, deux groupes d'arthropodes, ainsi que des enchytréides (un type d'annélides).
- Enfin, la **macrofaune** est constituée notamment d'annélides (vers de terre), d'isopodes (cloportes), de myriapodes (mille-pattes), de mollusques (escargots, limaces) et d'insectes (coléoptères, larves de diptères, etc.).

On constate donc qu'au-delà de la diversité des tailles, les organismes du sol représentent une très grande diversité taxonomique, issue de la plupart des groupes du vivant.

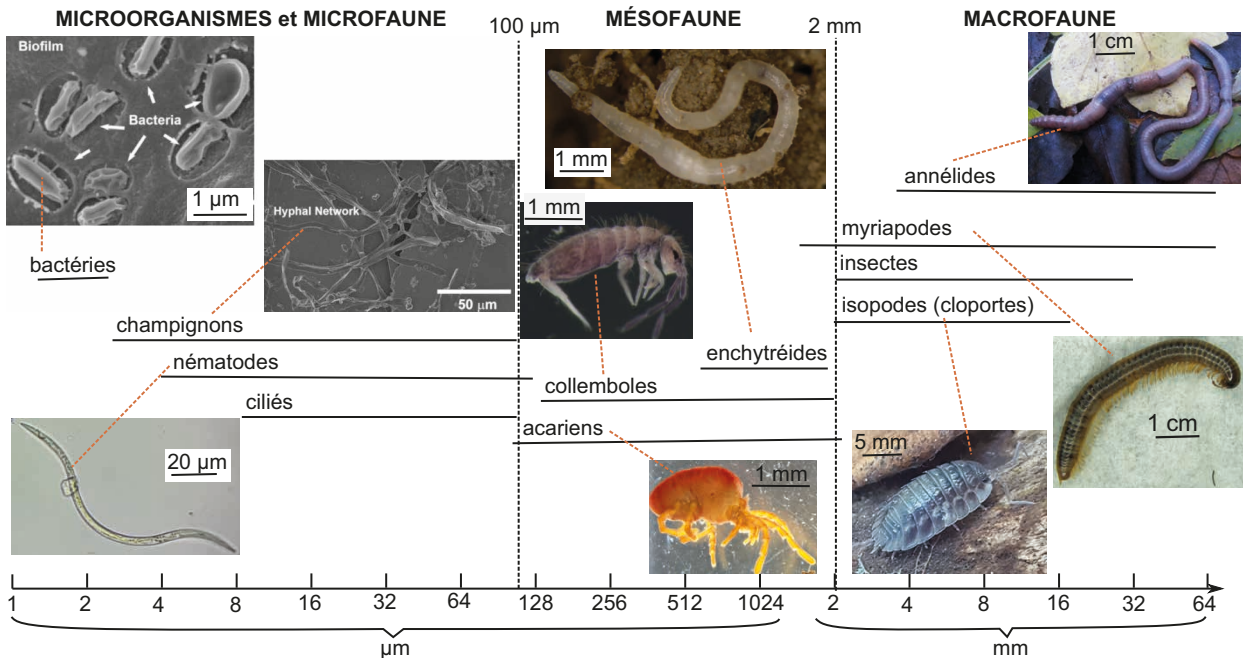


Figure 25.2 Classification par taille des êtres vivants du sol.

(Électronographies issues de : Balogh-Brunstad & al. « Ectomycorrhizal Fungi and Mineral Interactions in the Rhizosphere of Scots and Red Pine Seedlings ». *Soils* 2017, 7, 5. Photos : enchytréides : C. Laurent ; collembole : S. Bec ; acarien et lule : C. Pernin ; cloporte : P. Ganault).

b) Des réseaux trophiques complexes

La matière organique morte, consommée par les décomposeurs (bactéries, champignons...), est une des ressources à la base des réseaux trophiques du sol. En effet, ces décomposeurs sont eux-mêmes des proies pour de nombreux prédateurs du sol. Les bactéries sont par exemple la

Voir TP 15, § 4

Voir TP 15, § 4 et ouvrage de 1^{re} année, chapitre 17, § 3

ZOOM 1

Les êtres vivants et la matière organique du sol

ZOOM 2

Les vers de terre, espèces ingénieurs du sol

proie de nématodes, d'eucaryotes unicellulaires comme des amibes, etc. Les acariens et certains collemboles se nourrissent de champignons. Certains myriapodes, les araignées, ou des insectes coléoptères comme les carabes se nourrissent de plus grosses proies. Ainsi, les êtres vivants du sol sont organisés en réseaux trophiques complexes.

L'établissement des relations de prédation est conditionné par la structure spatiale du sol. En effet, la porosité du sol (voir § 1.4) forme un réseau plus ou moins connecté dans lequel les organismes peuvent se déplacer. Ainsi, une proie peut être inaccessible soit parce que le pore dans lequel elle se trouve est trop petit pour le prédateur, soit parce qu'il n'y a pas de connexion entre les pores dans lesquels proie et prédateur se trouvent.

c) Des acteurs de la décomposition et de la minéralisation des matières organiques

Les êtres vivants sont les agents essentiels de la transformation de la matière organique. Par leur action au sein des réseaux trophiques, ils décomposent, minéralisent, réorganisent et relocalisent les molécules organiques du sol, participant ainsi au recyclage des éléments nutritifs et à la formation des sols. On appelle **décomposition** la transformation de la matière organique morte (notamment des polymères) en formes plus simples (monomères). La **minéralisation** correspond à l'**oxydation** des molécules organiques en molécules minérales (CO₂, NO₃⁻...).

L'activité de la pédofaune détritivore (vers de terre, collemboles...) s'accompagne d'une fragmentation et d'un brassage de la matière organique. Cette activité favorise généralement l'action des bactéries et champignons qui, par une exodigestion, aboutit à la décomposition de la matière organique, y compris de polymères peu digestibles comme la lignine (voir S'entraîner, QCM à partir de documents).

1.3 Les constituants non vivants du sol

Un sol est constitué d'une **fraction solide**, constituée de minéraux de différentes tailles ainsi que de fragments de matière organique, et d'une **fraction fluide**, liquide et gaz occupant les pores (figure 25.3).

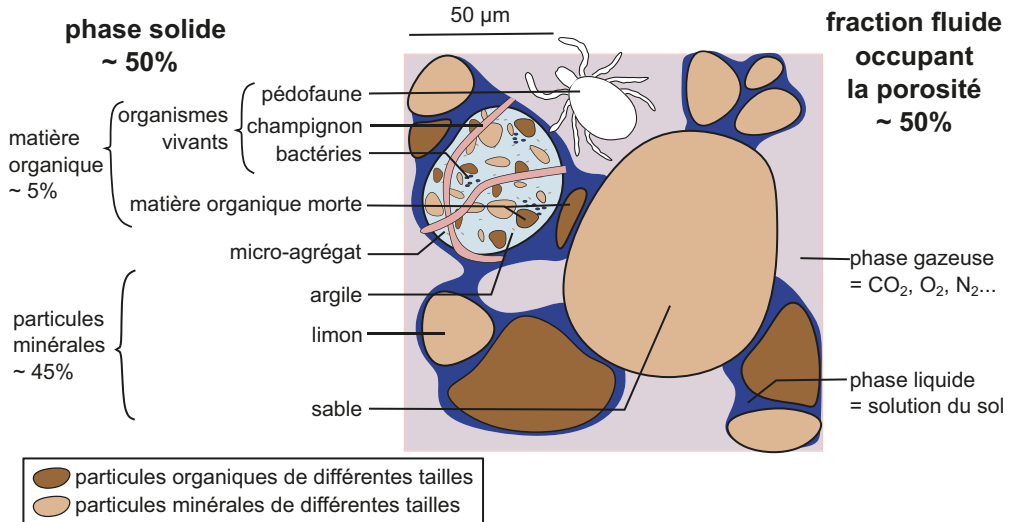


Figure 25.3 Éléments constitutifs d'un sol.

ZOOM 3

« Humus », un terme à utiliser avec précaution

a) Des constituants organiques issus des êtres vivants

Les **matières organiques du sol** (parfois appelées « humus ») sont issues des êtres vivants, et se caractérisent chimiquement par la présence de plusieurs atomes de carbone (généralement réduits) reliés entre eux. Dans le sol, ces matières organiques sont présentes sous des

ZOOM 1

Les êtres vivants et la matière organique du sol

formes multiples : feuilles ou racines mortes (on parle de litière foliaire ou racinaire), bois mort, cadavres de micro-organismes ou d'animaux. Elles se transforment progressivement en débris particulaires et en une très grande diversité de molécules de structure variée, qui donnent aux sols une couleur sombre. Ces matières organiques constituent la ressource trophique de nombreux organismes du sol, qui la digèrent, l'assimilent et la minéralisent. Ainsi, les apports réguliers de matières organiques (chute de litières foliaires par exemple) sont en partie compensés par leur minéralisation par les êtres vivants. Une partie de la matière organique échappe cependant à la minéralisation et peut perdurer dans le sol jusqu'à plusieurs milliers d'années. De nombreuses molécules organiques du sol portent des charges négatives et peuvent s'associer à des cations et des particules argileuses, formant alors des **complexes argilo-humiques**. Par cette action de rétention des ions, la matière organique du sol joue donc un rôle essentiel dans la nutrition des plantes (voir § 2.2).

b) Des constituants minéraux issus de la dégradation de la roche-mère

En s'altérant, la roche-mère libère ses minéraux constitutifs, qui se dégradent au contact de l'atmosphère et des eaux de surface, et par l'action des êtres vivants (voir § 3.1). On trouve donc dans le sol à la fois des **minéraux primaires** (quartz et feldspaths sur terrain cristallin, carbonates sur terrain calcaire...) pas ou peu transformés par rapport à leur forme dans la roche-mère, et des **minéraux secondaires**, résultant de l'altération des minéraux primaires. L'ensemble des minéraux primaires en cours d'altération et des minéraux secondaires constitue le **complexe d'altération**. Les minéraux secondaires sont essentiellement des minéraux argileux et des oxydes et hydroxydes de fer.

- Les **minéraux argileux** sont de très petite taille (généralement inférieurs à 5 µm) et constituent l'essentiel des particules les plus fines du sol (appelées « argiles », voir § 1.4). Leurs propriétés (charges, taille...) leur confèrent des rôles fonctionnels majeurs (rétention d'eau, échange de cations... voir § 2).
- Les **oxydes et hydroxydes de fer** impliquent soit du fer ferrique (Fe^{3+} = fer oxydé), lorsque le sol est suffisamment oxygéné, soit du fer ferreux (Fe^{2+}), lorsque le dioxygène est rare du fait de l'engorgement du sol par l'eau. Ces différentes formes ont des couleurs différentes, et contribuent, avec les matières organiques, à la coloration du sol. En particulier, les hydroxydes de fer ferrique ($\text{Fe}(\text{OH})_3$) donnent leur couleur aux sols bruns.

Ces différents constituants minéraux ont des tailles différentes et déterminent la texture du sol (voir § 1.4a).

c) Une fraction fluide remplissant la porosité

Les pores, volumes situés entre les particules solides du sol, sont remplis de liquide (solution du sol) ou de gaz. L'ensemble de ces pores est appelé **porosité** du sol.

Une phase liquide : la solution du sol.

La phase liquide présente dans les pores du sol est une solution très diluée, essentiellement constituée d'eau issue des précipitations et contenant :

- des ions minéraux dissous, issus de la minéralisation de la matière organique et de l'altération de la roche-mère. Ces ions passent alternativement de cette forme dissoute à une forme adsorbée sur les argiles et/ou sur la matière organique (voir § 2.2) ;
- des molécules organiques de petite taille, dissoutes dans l'eau, emmenées par l'eau depuis les litières (un peu comme une « tisane » à froid) ;
- éventuellement des petites particules en suspension, appelées colloïdes (voir § 2.2), de nature organique (petites particules de matière organique) ou minérale (argiles).

Suivant la porosité du sol, la taille et la connectivité des pores, cette solution est capable de circuler et de s'infiltrer dans le sol (voir § 1.4).

ZOOM 8

Structure et propriétés des argiles

Une phase gazeuse issue des échanges avec les êtres vivants et avec l’atmosphère.

Comme l’atmosphère, la phase gazeuse du sol est essentiellement constituée de diazote (N_2) et de dioxygène (O_2). Cependant, cette composition est variable avec la profondeur, et dépend des échanges avec l’atmosphère de surface d’une part et avec les êtres vivants du sol d’autre part (figure 25.4). Ainsi, très proche de la surface, le gaz du sol a une composition proche de celle de l’atmosphère (riche en O_2 et pauvre en CO_2). En profondeur, la diminution des échanges avec la surface limite le renouvellement des gaz. On observe, avec la profondeur, une diminution des teneurs en O_2 et une augmentation des teneurs en CO_2 , en raison de la respiration des êtres vivants, en particulier des racines des plantes.

Par ailleurs, le N_2 peut être utilisé par les bactéries diazotrophes, qu’elles soient symbiotiques (*Rhizobium* au niveau des nodosités des Fabacées) ou libres (*Azotobacter* par exemple). Par l’action de l’enzyme nitrogénase, celles-ci sont capables de fixer le diazote atmosphérique et ainsi produire de l’azote organique. Elles sont donc une source d’entrée d’azote dans l’écosystème.

Les bactéries dénitrifiantes, quant à elles, utilisent le nitrate comme accepteur d’électrons au cours d’une respiration anaérobie. Elles produisent alors du N_2O et du N_2 , gaz libérés dans la phase gazeuse du sol et qui peuvent ensuite diffuser vers l’atmosphère. Le protoxyde d’azote, N_2O , est un puissant gaz à effet de serre libéré en quantité par les sols cultivés.

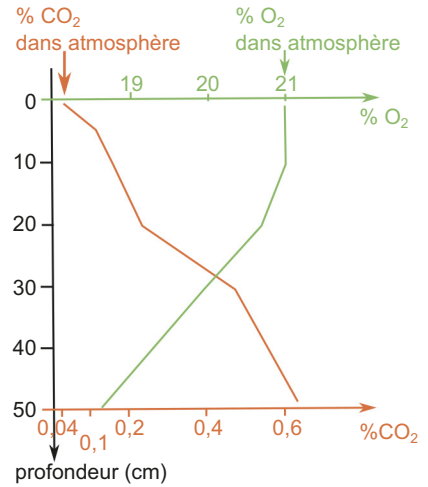


Figure 25.4 Composition de la phase gazeuse du sol selon la profondeur. (D’après Larcher, *Physiological plant ecology*, 2003).

Voir ouvrage de 1^{re} année, chapitre 4, zoom 6

ZOOM 4

Sol et gaz à effet de serre

1.4 La porosité, déterminée par la taille et l’agencement des particules

a) La granulométrie : taille des constituants minéraux

Outre leur nature minéralogique, les constituants minéraux du sol peuvent être séparés par classe de taille, ou classes granulométriques. On distingue ainsi les éléments grossiers (> 2 mm), les sables (50 à 2 000 μm), les limons (2 à 50 μm) et les argiles (< 2 μm) (figure 25.5).

! Attention !

Le terme argile a plusieurs sens : il désigne à la fois une classe granulométrique (particules inférieures à 2 μm) et une famille de phyllosilicates stables dans les conditions de surface. Si ces derniers sont généralement très petits (d’où l’utilisation du même terme), les deux sens ne sont pas interchangeables : certains minéraux argileux sont de taille supérieure à 2 μm , et des constituants du sol autres que des minéraux argileux (particules de matière organique, oxydes) peuvent avoir une taille inférieure à 2 μm .

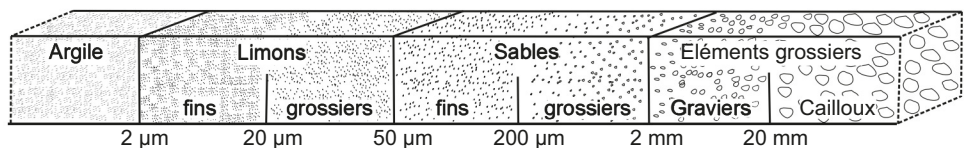


Figure 25.5 Granulométrie des particules du sol.

Voir TP 15, § 1.1

Les proportions des différentes classes granulométriques définissent la **texture** du sol. En laboratoire, différentes techniques permettent de caractériser la texture d'un échantillon de sol. Une fois déterminées les proportions des trois fractions (argiles, limons, sables), on peut positionner le sol dans un triangle des textures (figure 25.6). Cela permet de caractériser la granulométrie du sol à l'aide d'un seul qualificatif. Par exemple, un sol peut être qualifié de sableux, de limono-argileux, etc.

La texture du sol n'est pas indépendante de sa composition minéralogique : ainsi, un sol riche en minéraux argileux aura une fraction « argile » abondante. De même, un sol riche en quartz aura une fraction « sable » abondante, les particules de quartz étant souvent de grande taille.

La texture contrôle de nombreuses propriétés du sol, mais de manière parfois assez complexe. Les sols sableux sont bien aérés, mais l'eau y percole rapidement. Les sols limoneux ou argileux retiennent mieux l'eau, mais peuvent être très imperméables (sols argileux) ou sensibles au tassement (sol limoneux). D'un point de vue agricole, un certain équilibre entre les fractions est généralement souhaitable. Attention cependant, les sols à texture déséquilibrée supportent souvent des écosystèmes remarquables et singuliers : zones humides sur sols argileux, végétation xérophytique des dunes sableuses...

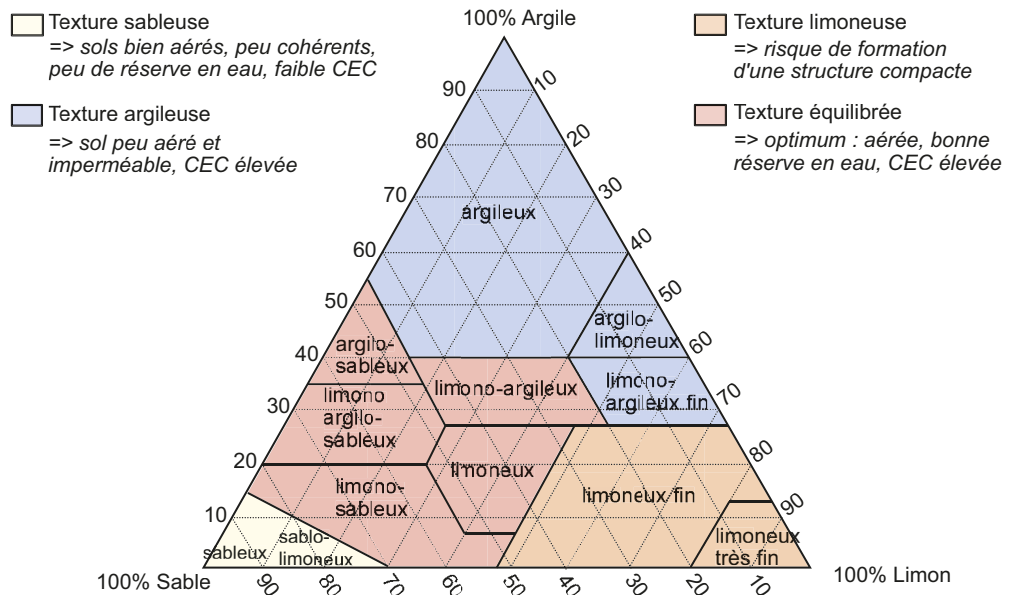


Figure 25.6 Granulométrie et triangle des textures.

CEC = capacité d'échange cationique (voir § 2.2b)

Pour positionner un sol dans le triangle des textures, on utilise le même principe que pour positionner une roche dans le diagramme de Streckeisen. On trace les droites correspondant au pourcentage de chaque fraction ; l'intersection des 3 droites donne alors la texture du sol.

Voir chapitre 14, figure 14.4

b) La structure du sol : agencement spatial des particules

Les particules solides du sol ne sont généralement pas réparties de manière homogène, mais agglomérées entre elles en structures appelées **agrégats**. Les agrégats sont souvent formés de micro-agrégats (< 250 µm) eux-mêmes assemblés en macro-agrégats (de 250 µm à quelques mm) (figure 25.7). Les agrégats sont plus ou moins stables dans le temps ; leur durée de vie moyenne est de l'ordre de quelques mois. On appelle **structure** du sol (ou d'un horizon) la description des modalités d'agrégation des particules (structure grumeleuse à agrégats arrondis,



ZOOM 2

Les vers de terre, espèces ingénieurs du sol

Voir chapitre 26, zoom 1

structure polyédrique à faces planes, structure lamellaire à faces planes orientées horizontalement...). Elle varie suivant le type de sol, l'horizon considéré, et l'utilisation du sol.

La formation des agrégats peut être purement physique (agglomération d'argiles floculées (voir § 2.2), fissuration d'un horizon argileux lors d'une phase de dessèchement) ou, plus souvent, d'origine biologique. En particulier, dans les écosystèmes où ils sont abondants, les vers de terre contribuent fortement à la formation d'agrégats en ingérant du sol et produisant des turricules.

Une fois formés, plusieurs mécanismes contribuent à stabiliser les agrégats. Les argiles floculées, la matière organique ou les oxydes et hydroxydes de fer maintiennent les particules entre elles. Les êtres vivants jouent également un rôle essentiel : polysaccharides exsudés par les bactéries du sol et jouant un rôle de colle, filaments de champignons (hyphes) enserrant les particules à la manière d'un filet. La déstructuration des agrégats découle quant à elle de l'action de l'eau ou de la disparition de la matière organique par décomposition. En maintenant la cohésion entre les particules du sol, la stabilité des agrégats limite la sensibilité des sols à l'érosion.

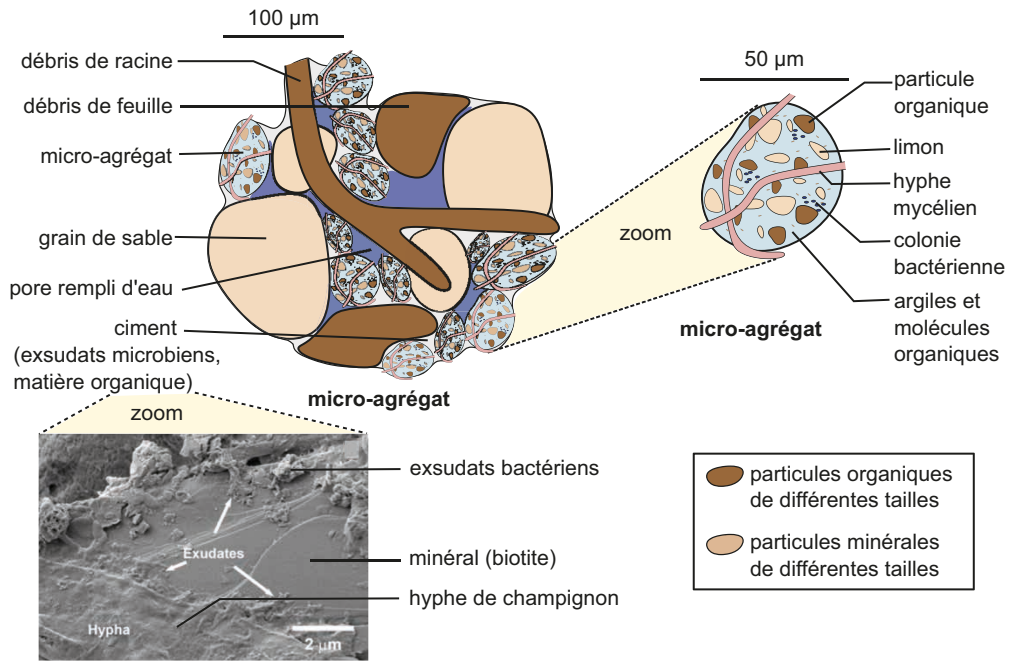


Figure 25.7 Agrégats et structure d'un sol.

(Électronographie issue de : « Balogh-Brunstad & al. Ectomycorrhizal Fungi and Mineral Interactions in the Rhizosphere of Scots and Red Pine Seedlings ». *Soils* 2017, 1, 5).

c) Des pores remplis de gaz ou de liquide

La **porosité** d'un sol ou d'un horizon est l'ensemble des volumes non occupés par la phase solide, et donc occupés par les fluides (fractions gazeuse ou liquide). Suivant leur taille, les pores ont un comportement différent vis-à-vis de l'eau : les micropores sont suffisamment fins pour retenir l'eau par capillarité, tandis que l'eau s'écoule des macropores. La limite de taille permettant de distinguer ces deux types de pores varie en fonction de la nature des particules et de la forme de pores, mais l'ordre de grandeur est de 10 µm environ. Par des techniques simples, on peut estimer la porosité totale d'un sol (proportion de volume du sol occupé par les phases fluides) et sa répartition entre macro-porosité et micro-porosité. Sans perturbation, la porosité totale est relativement constante pour un sol donné (en général, entre 30 % et 80 % selon le type de sol). Par contre, la proportion de liquides et de gaz au sein de la phase fluide est très variable,

Voir TP 15, § 1.2

avec des alternances de remplissage des pores par des liquides lors des précipitations et des phases d'assèchement du sol, pendant lesquelles la proportion de gaz augmente (voir rubrique « S'entraîner », Sujet sur documents, exercice 1).

Conséquence directe de la granulométrie et de la structure du sol, la porosité est une propriété essentielle du sol. L'abondance et la connectivité des pores contrôlent la circulation des fluides, et donc la capacité de l'eau à s'infiltrer dans le sol. La porosité constitue également le milieu de vie des petits organismes du sol et détermine leur probabilité de rencontre dans le cadre de la prédation.

2 Le sol, un réservoir indispensable à la nutrition des plantes

2.1 Un réservoir d'eau exploitable par les plantes

Dans la plupart des situations, l'eau contenue dans la porosité du sol provient des précipitations. Une partie de l'eau de pluie peut ruisseler en surface, tandis qu'une autre partie s'infiltrer dans le sol, dont la porosité se remplit. Lorsque la pluie cesse, les différents stocks d'eau du sol, plus ou moins fortement retenus dans des pores de différentes tailles, vont se vider. Pour comprendre le devenir de l'eau située dans les pores, suivons le fonctionnement hydrique d'un pot de fleurs percé au fond, et contenant par exemple un plant de tomate (figure 25.8).

ZOOM 5

L'eau du sol

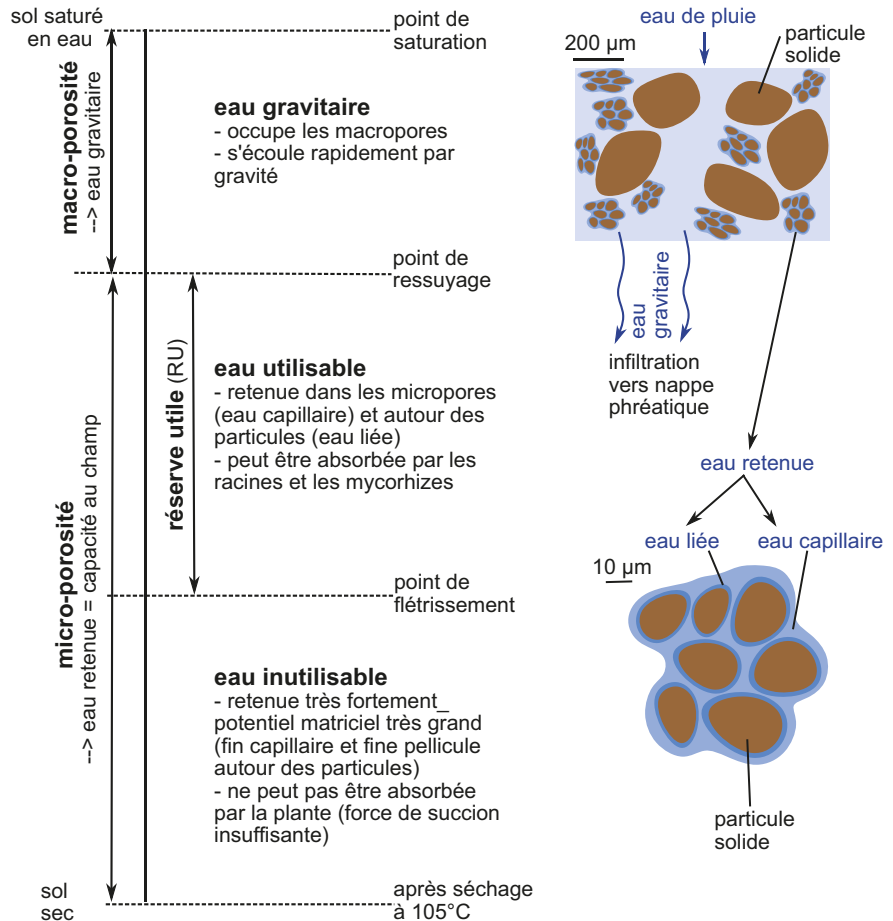


Figure 25.8 Porosité et eau du sol.

- Plaçons le pot dans un seau de plus grande contenance rempli d'eau. De l'eau rentre dans le sol jusqu'à remplir tous les pores. Cela permet de définir le **point de saturation** comme l'état hydrique du sol où tous les pores (macropores et micropores) sont remplis d'eau.
- Retirons le pot du seau. L'eau s'écoule par gravité par le fond : on parle de ressuyage. Après un certain temps, l'écoulement s'arrête. L'eau ainsi perdue correspond à l'**eau gravitaire** ou eau libre. Elle occupe les macropores, où elle est faiblement retenue. La **capacité au champ** est définie comme la teneur en eau du sol à la fin du ressuyage, lorsque toute l'eau de gravité à écoulement rapide est sortie des pores. La plante peut utiliser l'eau gravitaire, mais la présence de celle-ci est transitoire.
- Dans les jours qui suivent, le plant de tomate continue à puiser de l'eau dans le sol, via ses racines et ses mycorhizes. Il utilise de l'eau retenue dans le sol, au niveau des micropores et autour des particules, par les forces de rétention. Après quelques jours, la plante se flétrit par manque d'eau : dans le sol, il n'y a plus d'eau utilisable par la plante. Le degré de dessiccation du sol au-delà duquel intervient un flétrissement de la plupart des plantes cultivées est appelé le **point de flétrissement permanent**. On appelle **réserve utile** d'un sol la différence entre la teneur en eau à la capacité au champ et celle au point de flétrissement permanent. Elle correspond à la quantité d'eau retenue par le sol et utilisable par les plantes.
- Si on pèse le pot au point de flétrissement permanent, qu'on le place à l'étuve à 105 °C pendant 48 heures, puis qu'on le pèse à nouveau, on constate une perte de masse, attribuable à une perte d'eau. Cela signifie qu'il restait encore de l'eau dans le sol, non utilisable par la plante. Cette eau inaccessible correspond à de l'eau tellement retenue dans le sol par les forces de rétention que la succion exercée par les racines ou les mycorhizes est insuffisante pour l'absorption.

Les réserves hydriques utilisables par les plantes varient d'un sol à l'autre. Elles dépendent de la fréquence et de l'intensité des précipitations, de la profondeur du sol, du volume exploré par les racines des plantes et leurs champignons mycorhiziens, et de la porosité du sol. La macroporosité est généralement déterminée par la structure et peut être fortement augmentée par l'activité des organismes vivants. La micro-porosité dépend beaucoup de la texture qui a donc une influence sur la réserve utile d'un sol (figure 25.9). Un sol sableux présente des pores de grande taille et des particules plutôt grossières : les forces de rétention y sont réduites et l'essentiel de l'eau s'infiltrerait rapidement ; la réserve utile du sol est donc limitée. Au contraire, dans un sol argileux, les interstices entre minéraux argileux ménagent de nombreux micropores qui retiennent l'eau : le sol présente donc une réserve d'eau utile bien plus grande.

Voir TP 15, § 4.2

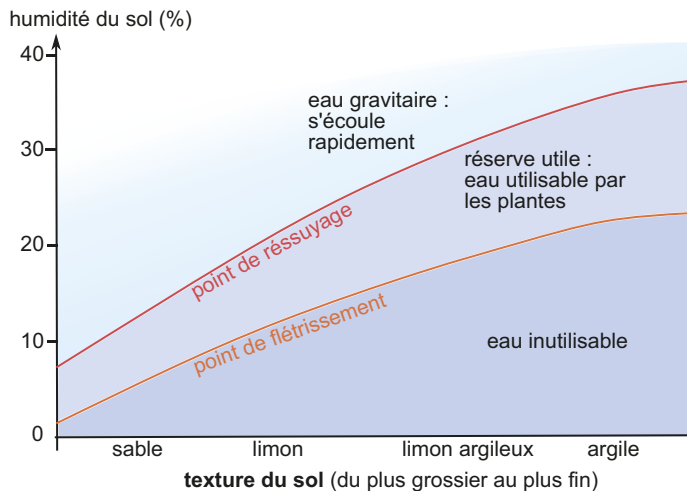


Figure 25.9 Réserve utile selon la texture du sol.

L'humidité est définie comme la masse d'eau contenu dans un kg de sol initialement sec.

2.2 Un réservoir d'ions utilisé par les plantes

a) Des complexes d'échange formés par l'association des colloïdes et des ions

Les argiles et les matières organiques du sol portent généralement des charges négatives à leur surface. Cela s'explique notamment par la rupture des feuillets à la périphérie des argiles, qui expose des charges négatives, ou par des groupements chimiques portés par les molécules organiques, comme des groupements carboxyles déprotonés (COO^-). Petites et chargées, ces particules tendent, en présence d'eau, à se repousser les unes des autres, et ainsi à rester en suspension sans sédimenter : leur faible poids ne compense pas les forces de répulsion électrostatique. Néanmoins, les cations dissous dans la solution du sol (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} notamment, mais également des hydroxydes de fer comme $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$) peuvent établir des liaisons ioniques avec les charges négatives des argiles ou des molécules organiques (figure 25.10). Ces liaisons sont réversibles : les cations peuvent passer d'un état **adsorbé** sur les argiles ou les molécules organiques à un état dissous dans la solution du sol. Leurs charges neutralisées par l'adsorption des cations, argiles et molécules organiques ne sont plus soumises qu'à leur poids et sédimentent : on dit alors qu'elles sont floculées, associées les unes aux autres. Les cations bivalents (Ca^{2+} en particulier), capables de relier plusieurs particules, sont des agents floculants particulièrement efficaces. On appelle **colloïdes** des particules qui, comme de nombreuses argiles et certaines molécules organiques, sont capables de passer d'une forme en suspension à une forme floculée. *N.B. : c'est la floculation avec les hydroxydes de fer qui donne la couleur brune aux sols bruns (voir § 3.4.b).*

Voir TP 15, § 2.2

! Attention !

L'**adsorption** est une interaction entre une surface et une molécule. Par exemple, un ion **adsorbé** sur une argile est lié à cette particule, par des liaisons ioniques par exemple.

À ne pas confondre avec l'**absorption** qui correspond au passage d'une molécule vers l'intérieur d'un compartiment. Par exemple, un ion **absorbé** par un poil absorbant traverse la membrane plasmique et se retrouve à l'intérieur de la cellule.

Dans la plupart des sols, des molécules organiques et des particules d'argiles sont floculées par des cations. On nomme **complexes d'échange** de telles structures. Elles correspondent à des **complexes argilo-humiques** lorsqu'elles impliquent à la fois des argiles et des molécules organiques (figure 25.10).

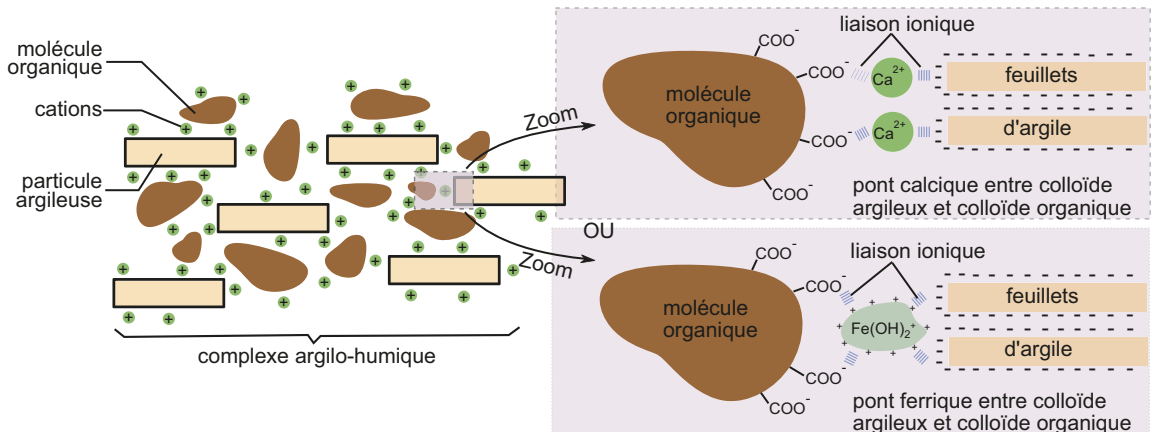


Figure 25.10 Structure du complexe argilo-humique (CAH).



ZOOM 1

Les êtres vivants et la matière organique du sol

ZOOM 6

Le pH du sol

Voir ouvrage de 1^{re} année, chapitre 4, § 1

Ces complexes jouent un rôle essentiel dans le fonctionnement du sol.

- En maintenant la cohésion des particules (et donc en favorisant la formation d'agrégats, voir § 1.4b), ils contribuent à limiter l'érosion et permettent une bonne aération du sol.
- L'association étroite avec les argiles réduit la dégradation de la matière organique par les exoenzymes produites par les micro-organismes. La présence de matière organique stable qui en résulte a de multiples intérêts, tant agronomiques qu'environnementaux (stockage de carbone dans le sol notamment).
- Enfin, ces complexes constituent une **réserve de cations échangeables** : les cations fixés de manière réversible peuvent être libérés et utilisés par les plantes et les micro-organismes du sol (voir § 2.2b).

b) Une capacité d'échange de cations indispensables à la nutrition des plantes

L'association des cations aux colloïdes du sol étant réversible, les cations peuvent passer d'une forme **adsorbée** sur le complexe d'échange à une forme **dissoute** en solution. Sous cette forme dissoute, ils peuvent être absorbés par les plantes et les micro-organismes, que ceux-ci soient libres ou associés aux racines des plantes (champignons mycorhiziens) (figure 25.11). Capables de libérer progressivement les cations sous une forme dissoute, les **complexes d'échanges** (dont les complexes argilo-humiques) constituent une réserve de cations susceptibles d'être libérés et prélevés par les plantes. La libération d'ions H⁺ par les racines ou les mycorhizes au contact de ce complexe favorise localement le passage des cations d'un état adsorbé à un état dissous, car les ions H⁺ sont capables de déloger les cations adsorbés.

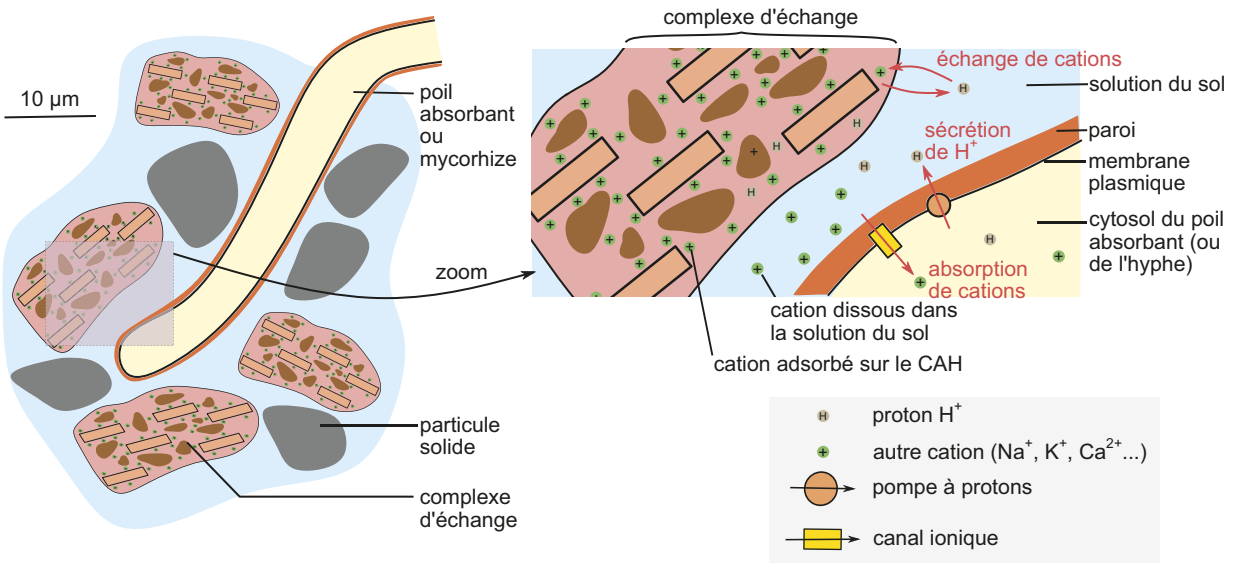


Figure 25.11 Capacité d'échanges de cations et nutrition des plantes.

Voir TP 15, § 2.1

La capacité d'un sol à fixer de manière réversible des cations échangeables est appelée **capacité d'échange cationique (CEC)** qui se mesure en mol de cations retenus par kg de sol). C'est un des paramètres de la fertilité d'un sol car une CEC importante indique un sol riche en cations disponibles pour les plantes. Cette CEC est très variable suivant le type de sol : elle est d'autant plus élevée que le sol est riche en argiles et matière organique, donc en complexes argilo-humiques (figure 25.6).

! Attention !**Complexe argilo-humique (CAH) et complexe d'échange**

On appelle « complexe d'échange » (ou complexe adsorbant) l'ensemble des constituants du sol capables de fixer et de relâcher des cations issus de la solution du sol. Cela peut correspondre à des complexes argilo-humiques, mais aussi à des argiles seules ou des molécules organiques seules, capables elles aussi de retenir des cations par adsorption.

Les colloïdes du sol portant essentiellement des charges négatives, ils adsorbent peu d'anions. Ainsi, la principale forme d'azote minéral du sol, le nitrate (NO_3^-), est très facilement **lixiviée** par les mouvements d'eau. Cela explique notamment la pollution des nappes et des cours d'eau lors d'apport d'engrais azotés en quantité importante. En effet, les engrais azotés sont souvent constitués de nitrate d'ammonium (NH_4NO_3) se dissociant dans l'eau en NO_3^- , emporté par les eaux d'infiltration s'il n'est pas prélevé rapidement par les plantes, et NH_4^+ , retenu par le complexe d'échange, mais rapidement oxydé à son tour en NO_3^- par des bactéries nitrifiantes. L'apport de matière organique, dont l'azote est libéré progressivement par minéralisation, est généralement associé à un moindre entraînement par l'eau. Néanmoins, lors d'un apport massif d'azote organique aisément minéralisable comme les lisiers, l'azote est rapidement converti en nitrate et s'accompagne ainsi également de pollution des écosystèmes aquatiques.

Dans ces 2 premières parties, nous avons étudié la structure et le fonctionnement d'un sol à un temps t . Regardons maintenant comment s'est formé ce sol : comment passe-t-on d'une roche-mère nue à l'affleurement à un sol brun, structuré en horizons ?

3**Le sol, résultat de la pédogenèse**

Voir ouvrage de 1^{re} année, chapitre 25

3.1 La dégradation de la roche-mère à l'origine des éléments minéraux du sol

L'altération de la roche-mère est le fruit de la **désagrégation mécanique** (par thermoclastie, cryoclastie, mais aussi par la force développée lors de la croissance des racines) et de l'**altération chimique** des minéraux constitutifs de la roche, notamment par hydrolyse ou dissolution. Cette altération chimique, dont l'intensité augmente avec la température et l'humidité est, elle aussi, largement favorisée par les êtres vivants. En particulier, l'acidification associée à la libération d'exsudats et de protons par les racines et les micro-organismes accélère fortement l'altération spontanée des minéraux (figure 25.12). Les ions issus de cette altération des minéraux (Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , HPO_4^{2-} ...) sont une ressource pour ces organismes qui les prélèvent, directement ou après fixation réversible sur le complexe d'échange. La vitesse d'altération dépend du minéral considéré et aboutit à la formation de minéraux secondaires (notamment minéraux argileux ou oxydes).

Au niveau d'une roche affleurante par exemple, se forme un **biofilm**, fine pellicule constituée de micro-organismes, qui permet une rétention d'eau et une libération d'exsudats acides. Cela entraîne une altération de la roche : les produits de l'altération ainsi que les débris de micro-organismes morts sont retenus dans le gel collant du biofilm. Il se forme ainsi sur la roche une fine pellicule, un **lithosol**, qui, s'il n'est pas entraîné par l'eau de ruissellement, peut s'épaissir et accueillir des organismes pionniers comme des lichens. Ces processus de dégradation de la roche-mère ont lieu lors de la formation initiale d'un sol, mais également dans des sols matures. Ainsi, le sol tend à s'approfondir avec le temps (voir § 3.4a).



La nature géologique de la roche-mère contrôle en partie les propriétés du sol. Ainsi, un sol se développant sur une roche carbonatée est généralement alcalin, tandis que les sols se développant sur sol siliceux sont plus acides.

ZOOM 6

Le pH du sol

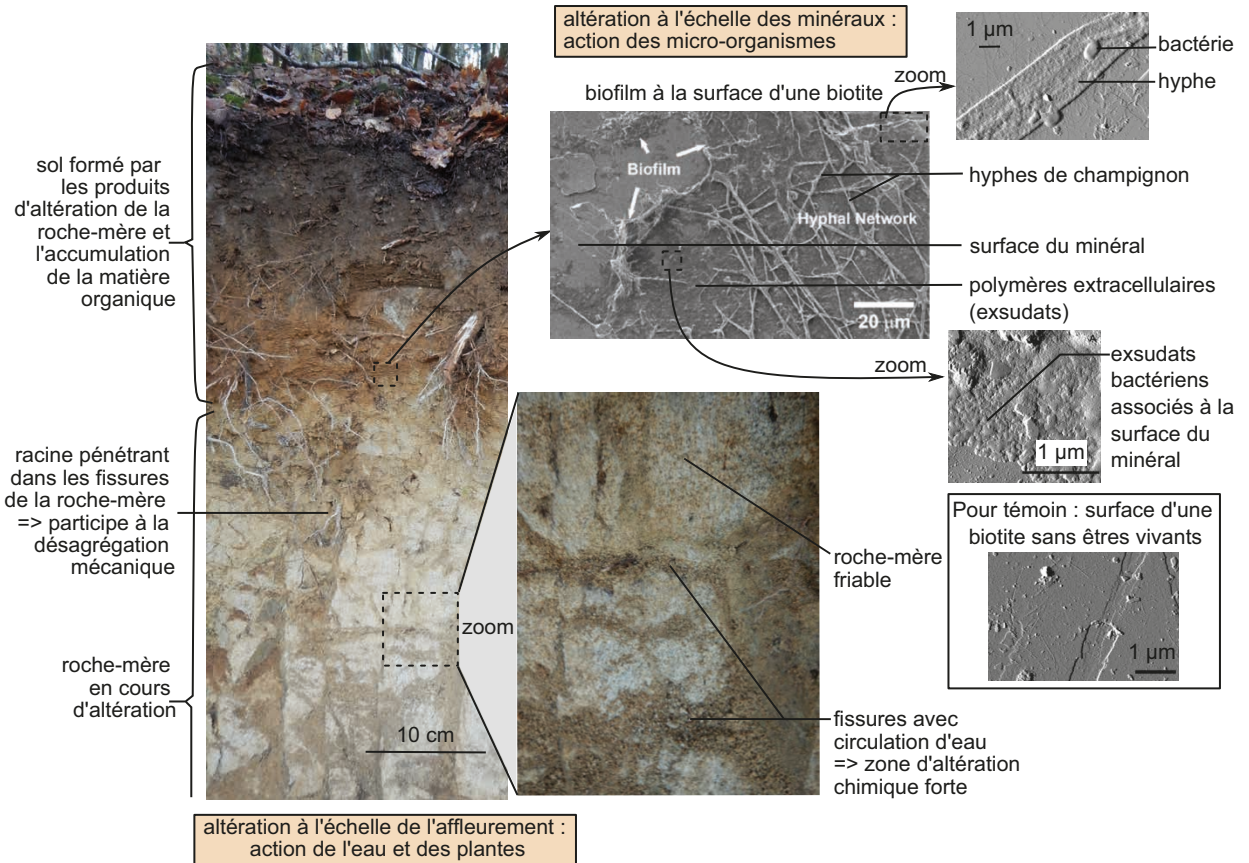


Figure 25.12 Altération de la roche-mère et formation d'un sol.

(Électronographies issues de : « Balogh-Brunstad & al. Ectomycorrhizal Fungi and Mineral Interactions in the Rhizosphere of Scots and Red Pine Seedlings ». *Soils* 2017, 1, 5).

3.2 La végétation, moteur essentiel de la dynamique des sols

ZOOM 1

Les êtres vivants et la matière organique du sol

a) La végétation, source de matière organique du sol

Les plantes sont à l'origine de la majorité des apports de matière organique, soit de surface soit souterrains. Ces matières organiques donnent naissance aux horizons organique (O), et organo-minéral (A), issu du mélange entre composantes organique et minérale (voir § 1). Moteur de la formation de certains horizons, le devenir de ces matières organiques constitue donc un facteur pédogénétique essentiel.

b) La végétation, facteur favorisant l'épaississement du sol

Les plantes participent à la dégradation de la roche-mère, d'une part par l'action mécanique des racines, et d'autre part par la rétention d'eau et la production de molécules organiques acides favorisant l'altération chimique (exsudats racinaires, lessivats de feuilles mortes) (figure 25.13).

Voir chapitre 26, zoom 1

Elles limitent en outre l'érosion :

- par une action directe : le couvert végétal réduit l'impact de la pluie sur le sol et les racines retiennent le sol et favorisent l'infiltration de l'eau ;
- par un effet indirect : les feuilles mortes protègent le sol et la matière organique favorise la formation d'agrégats stables.

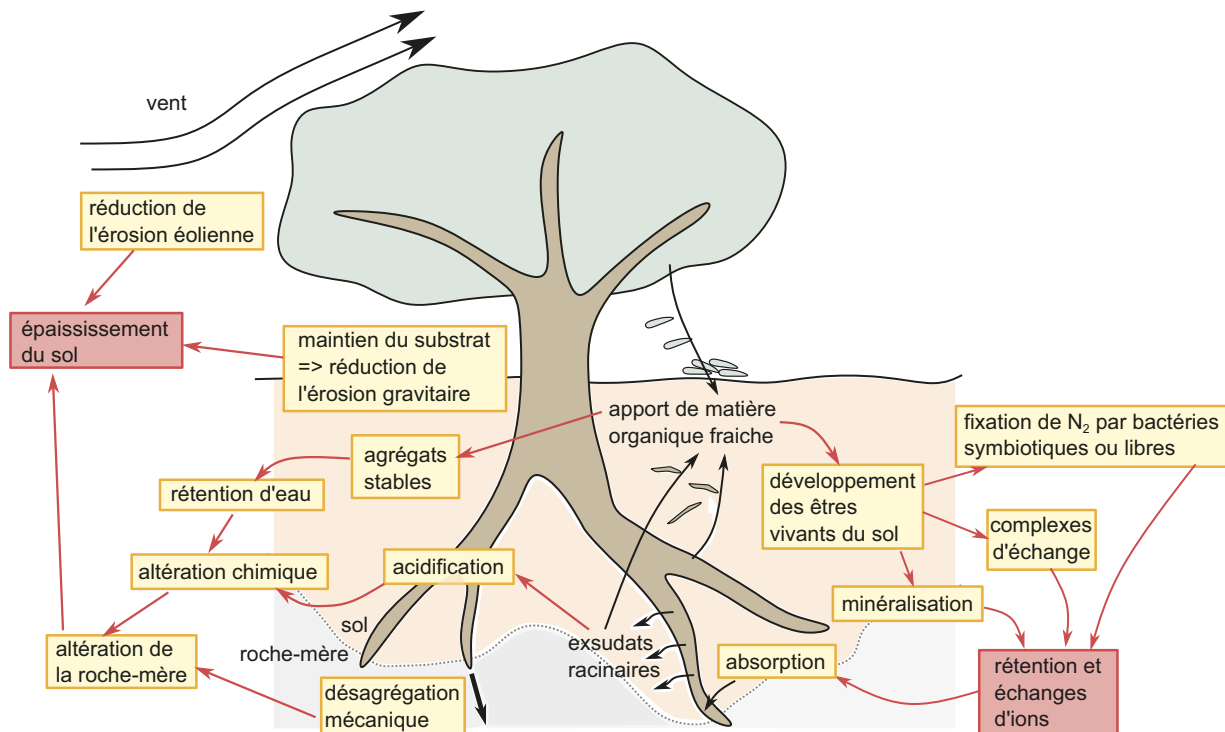


Figure 25.13 Effet de la végétation sur les sols.

c) Végétation et vitesse de minéralisation dans le sol

Les communautés végétales présentes dans un écosystème et les caractéristiques du sol (pH, rapports C/N...) sont très étroitement liées et s'influencent les unes et les autres.

- Le sol est l'un des facteurs contrôlant l'identité des communautés végétales. Par exemple, certaines espèces, comme le châtaigner (fagacée) ou le myrtillier (éricacée), ne poussent pas sur un sol calcaire : on les dit calcifuges.
- Les plantes en retour modifient le fonctionnement du sol (figure 25.14). Certaines espèces végétales produisent une litière labile, c'est-à-dire se décomposant rapidement (frênes, érables par exemple). Ces litières sont riches en azote (ce qui est quantifié par un rapport C/N faible) et pauvres en composés limitant l'action enzymatique comme les tannins (ou tanins) : elles sont donc rapidement consommées par les organismes du sol, notamment des vers de terre lorsqu'ils sont présents. Conséquence de la décomposition rapide et de l'enfouissement, la matière organique ne s'accumule pas dans l'horizon O et le sol est riche en ions minéraux : c'est le cas des **mulls**. Au contraire, dans d'autres conditions, les plantes produisent une litière se décomposant lentement, qualifiée de récalcitrante (hêtres, sapins). Avec un C/N élevé (donc pauvre nutritivement) et des composés comme les tannins, elles sont consommées lentement par des organismes spécialisés (champignons). En raison de ce recyclage lent, la matière organique s'accumule alors en surface comme dans le cas des **moders**.

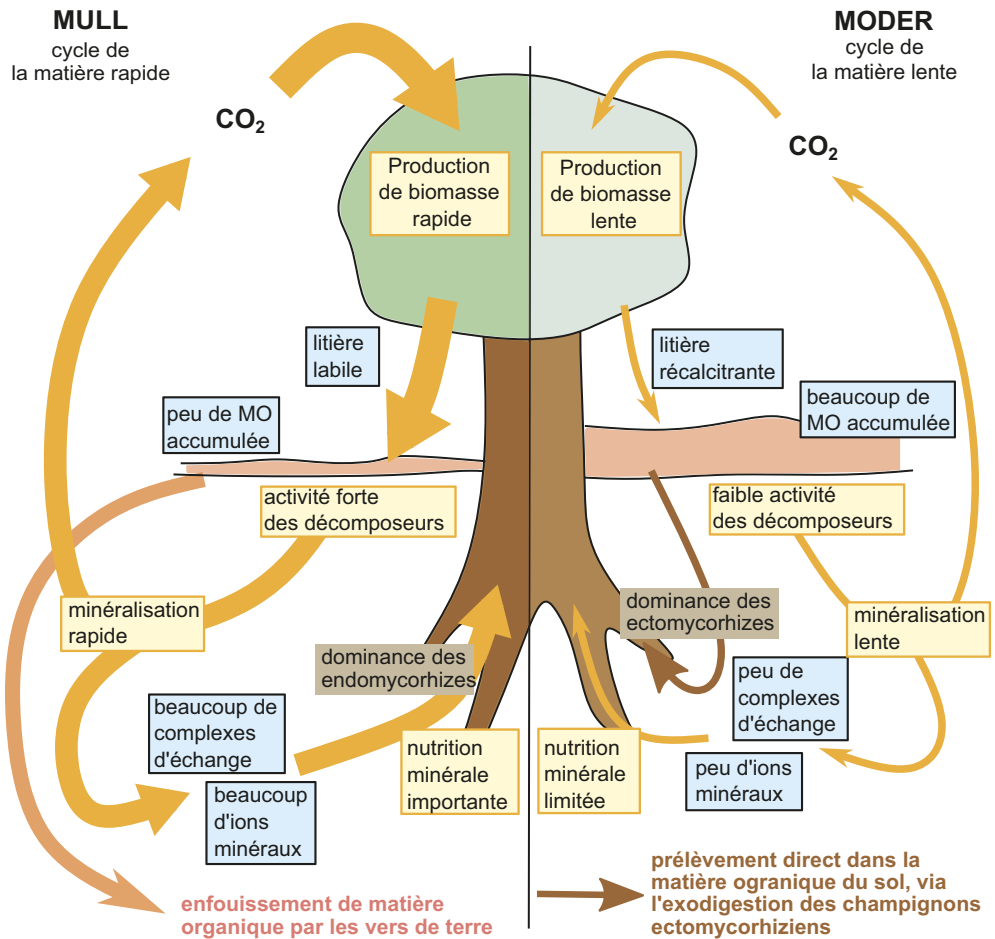


Figure 25.14 Efficacité du recyclage de la matière organique et production primaire.

3.3 Les mouvements de matière dans les sols

Les éléments constitutifs des sols (minéraux, ions...) peuvent se déplacer verticalement ou latéralement, sous l'effet de l'eau ou des êtres vivants.

a) Des déplacements qui résultent de flux d'eau descendants, ascendants ou latéraux

L'eau qui s'infiltre dans le sol par gravité peut entraîner des argiles (**lessivage**) ainsi que de la matière organique soluble ou des ions minéraux (on parle dans ce dernier cas de **lixiviation**). Ions et minéraux argileux tendent alors à être entraînés au cours du temps par les flux descendants de l'eau percolant dans le sol. Ainsi, lixiviation et lessivage entraînent un appauvrissement progressif des horizons superficiels du sol, qui résulte à la fois de la perte des ressources (les ions minéraux) et des structures qui les retiennent (les complexes d'échanges).

Le lessivage des argiles est particulièrement important quand deux conditions sont réunies : une région avec une forte pluviométrie et un sol drainant, l'eau s'infiltrant ainsi aisément. Par ailleurs, la destruction ou la fragilisation des agrégats suite à une gestion des sols mal adaptée libère les particules argileuses qui deviennent plus sensibles au lessivage.

Voir chapitre 26, § 2

À l'inverse, dans les régions où le bilan hydrique est déficitaire, l'évaporation de la solution du sol est associée à des flux d'eau ascendants. L'évaporation peut s'accompagner de la précipitation des ions en surface. Il se forme alors une croûte d'éléments minéraux cristallisés, notamment dans des sols salinisés.

Voir chapitre 26,
zoom 1

Les flux d'eau peuvent également être latéraux. De tels flux latéraux à l'intérieur du sol (par exemple au-dessus d'un horizon argileux empêchant l'eau de continuer son infiltration verticale), sont susceptibles d'entraîner également ions, argiles et composés organiques. Le ruissellement, écoulement d'eau sur la surface du sol, peut quant à lui générer une érosion.

b) Des déplacements de matière sous l'effet des êtres vivants

Les plantes prélèvent des éléments sous la surface du sol, dont une partie est exportée dans les parties aériennes et retourne en surface du sol à la mort de celles-ci. À titre d'exemple, un atome d'azote peut être prélevé dans le sol, incorporé dans une protéine foliaire, puis se déposer sous forme de feuille morte en surface du sol et y être minéralisé. Le résultat net est un transfert de cet atome depuis des zones plus profondes vers la surface.

ZOOM 2

Les vers de terre,
espèces ingénieurs
du sol

Voir TP 15, § 4.2

Certains animaux du sol génèrent également des mouvements de matière : c'est la **bioturbation**. Par exemple, certains vers de terre, dits anéciques, vivent dans des galeries verticales débouchant en surface et enfouissent des feuilles mortes qu'ils prélèvent dans la couche de litière. Ce faisant, ils mélangent les horizons supérieurs, riches en matière organique, avec les horizons inférieurs, plus minéraux. Ils créent ainsi un horizon mixte, dit organo-minéral, favorable à la formation de complexes argilo-humiques par association de la matière organique et des particules argileuses.

3.4 La formation d'un sol, un processus long

a) L'épaisseur d'un sol : équilibre entre altération de la roche et érosion du sol

Voir chapitre 26,
zoom 1

Les sols présentent des épaisseurs très différentes. Si l'altération et les apports de matière (par transferts latéraux ou par la végétation) sont supérieurs à l'érosion, le sol s'épaissit. Dans le cas inverse, le sol s'amincit.

Les processus d'altération de la roche-mère sont généralement plus intenses dans des sols jeunes et peu profonds, pour lesquels l'approfondissement est alors plus rapide. Lorsque les sols sont plus âgés (souvent après plusieurs centaines ou milliers d'années), l'épaississement du sol diminue. En effet, l'abondance des organismes vivants, acteurs essentiels de l'altération, diminue avec la profondeur. D'autre part, l'érosion de surface peut compenser l'approfondissement.

Ainsi, l'épaisseur d'un sol à un temps t dépend de différents facteurs.

- La **topographie** : une pente importante favorise le ruissellement, donc l'érosion, et les sols sont alors moins épais.
- Le **climat** : le sol est plus épais aux latitudes avec des précipitations importantes (climat tempéré et équatorial) car l'hydrolyse y est plus intense.
- La **végétation** favorise l'épaississement du sol (voir § 3.2).

b) La formation d'un sol brun lessivé en climat tempéré

Du lithosol au sol mature

Les différents horizons du sol observés à un instant donné sont le résultat d'un ensemble de processus passés ayant abouti aux caractéristiques actuelles. Altération de la roche-mère, apports et transformations de matière organique, transferts de matière construisent les sols que nous observons aujourd'hui (figure 25.15). Les sols actuels sont donc le résultat de l'intégration sur le temps long de nombreux processus pédogénétiques.

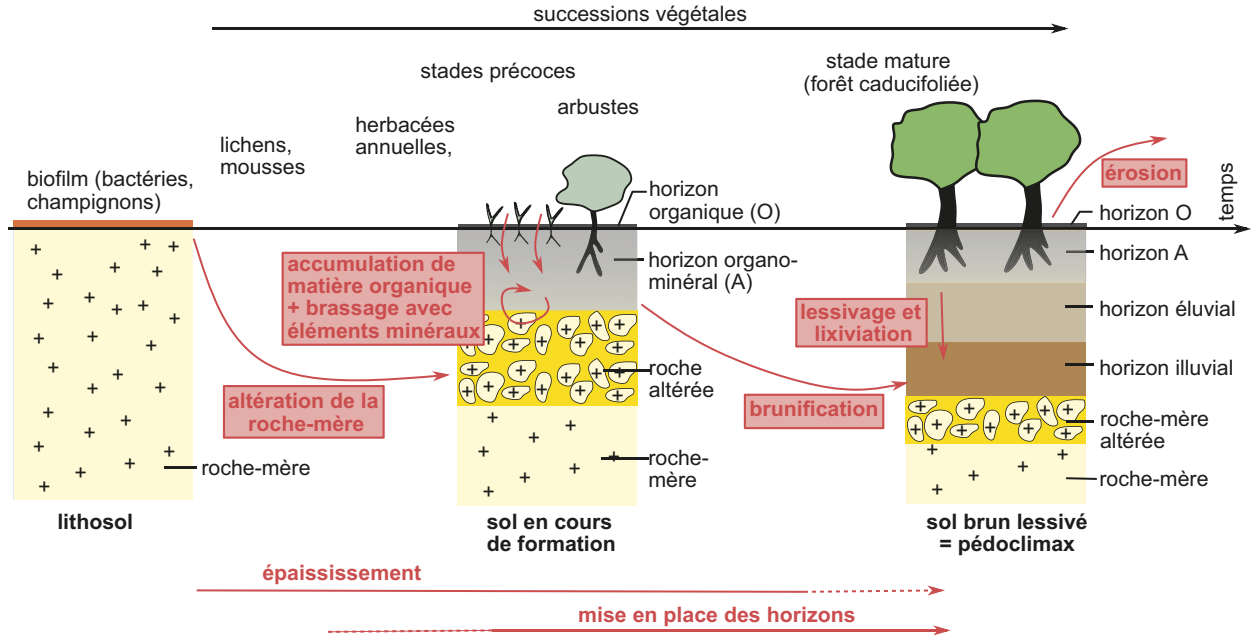


Figure 25.15 Etapes de l'évolution d'un sol à partir d'un sol nu.

Une **forêt caducifoliée** est constituée d'arbres à feuilles caduques (qui perdent leurs feuilles à la mauvaise saison).

La brunification

La couleur des sols bruns, que l'on rencontre majoritairement en France métropolitaine, est le résultat du processus de brunification, qui aboutit à l'apparition d'une couleur brune dans les différents horizons (à ne pas confondre avec la couleur foncée due à la présence de matière organique, généralement limitée aux horizons organique et organo-minéral). C'est la formation de complexes entre des argiles, des hydroxydes ferriques ($\text{Fe}(\text{OH})_2^+$, $\text{Fe}(\text{OH})^{2+}$), et généralement de la matière organique, qui donne cette couleur brune (figure 25.10). Il s'agit donc d'un type particulier de complexe argilo-humique, dans lequel le cation impliqué est de l'hydroxyde ferrique.

La brunification, et donc la couleur brune de la terre, n'est pas universelle : dans de nombreuses régions du monde, ce processus n'a pas lieu (dans les sols rouges tropicaux, par exemple). Plusieurs conditions sont nécessaires à la brunification :

- la **présence de fer**, qui nécessite souvent des argiles, car, lors de leur altération, ces derniers libèrent le fer qu'elles contenaient ;
- des conditions suffisamment **humides**, car l'hydroxyde ferrique ne se forme pas en climat sec, où il est remplacé par d'autres oxydes et oxy-hydroxydes ferriques (Fe_2O_3 par exemple) ;
- un sol sur roche mère **non calcaire** ou un sol décarbonaté. En effet, sur sols calcaires, les complexes argilo-humiques impliquent le calcium et ne contiennent donc pas d'hydroxydes de fer. Lors de la baisse progressive du pH qui accompagne la lixiviation progressive, le calcium est progressivement délogé par les ions H^+ , entraîné et remplacé par les hydroxydes ferriques. La brunification sur roche-mère calcaire n'est donc possible qu'après décarbonatation.

Le lessivage : du sol brun au sol brun lessivé

En climat humide et sur sol drainant, le lessivage entraîne les argiles vers la profondeur (voir § 3.3).

Ce processus donne alors naissance à deux nouveaux horizons (figure 25.15) :

- un horizon perdant de la matière, qui devient progressivement plus clair et plus sableux (par perte des argiles). On nomme **horizon éluvial** ce nouvel horizon ;
- généralement, la matière entraînée s'accumule à un niveau inférieur, créant un nouvel horizon souvent plus coloré et argileux : l'**horizon illuvial**.

Lorsque le lessivage a lieu sur un **sol brun** (brunisol), celui-ci acquiert ces deux horizons supplémentaires : on le nomme alors **sol brun lessivé** (luvisol). Il s'agit d'un type de sol fréquemment rencontré dans de nombreuses régions de France métropolitaine, où il est en équilibre avec les conditions environnementales.

La pédogenèse, un processus lent

La formation d'un sol (= pédogenèse) dépend de l'activité biologique et de la vitesse d'altération de la roche-mère. Elle est accélérée par des températures élevées et une forte humidité qui facilitent, toutes les deux, les réactions d'hydrolyse et le métabolisme des êtres vivants. Ainsi, la pédogenèse est plus rapide en climat chaud et humide.

Il est difficile d'estimer le temps nécessaire à la formation d'un sol mature à partir d'un lithosol. On l'estime à plusieurs centaines d'années en milieu tropical humide, là où les conditions sont les plus favorables, et à plus d'un millénaire en France métropolitaine. La formation d'un sol ne peut donc pas se faire à l'échelle humaine. Un sol est l'héritage d'une dynamique de long terme. C'est donc une ressource peu renouvelable qu'il est nécessaire de ne pas dégrader par des pratiques non adaptées.

Voir chapitre 26, § 2

c) Les évolutions conjointes de la végétation et du sol

Les sols et la végétation s'influencent mutuellement et évoluent donc conjointement au cours du temps. En d'autres termes, **pédogenèse** et **succession écologique** sont deux processus parallèles. Dans le cas où la succession écologique a lieu à partir d'un substrat nu (retrait d'un glacier, coulée volcanique), les premiers colonisateurs sont des biofilms de micro-organismes, amorçant ainsi le premier processus de la pédogenèse, l'altération de la roche-mère. Des lichens, des cyanobactéries s'installent à leur tour, profitant des éléments nutritifs issus de l'altération. Une fine couche de matière organique s'accumule et se décompose : le recyclage des éléments nutritifs est amorcé. Des végétaux de plus en plus gros se succèdent au cours du temps : plantes pionnières, herbacées pérennes, petits puis grands buissons, et enfin arbres. Ces plantes produisent de la matière organique, qui nourrit les organismes décomposeurs qui la mélangent avec les particules minérales. Leurs racines, en produisant des exsudats acides, contribuent à altérer la roche-mère, en plus des biofilms microbiens toujours actifs. Lorsque les conditions sont réunies (§ 3.4.b), la brunification a lieu. Une lixiviation des ions, accompagnée d'un lessivage des argiles, peut finalement accompagner la fin de succession écologique. Ainsi, l'aboutissement de la succession écologique (le climax) s'accompagne d'un état d'équilibre dynamique dans le sol appelé **pédoclimax**, qui est largement déterminé par le climat. Ainsi, dans de nombreuses régions de France métropolitaine, le pédoclimax est un sol brun lessivé portant une forêt caducifoliée (avec des arbres à feuilles caduques), notamment de chênes.

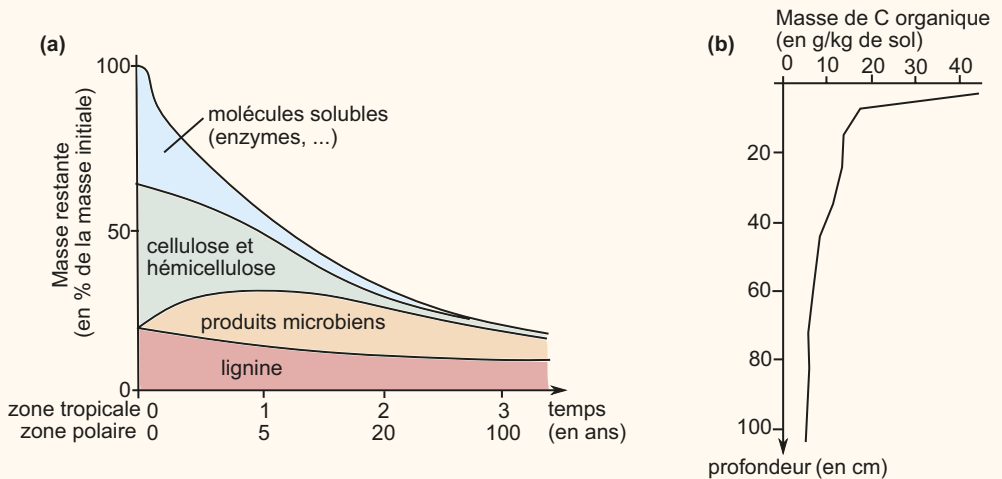
ZOOM 1**Les êtres vivants et la matière organique du sol****L'exceptionnelle biodiversité du sol**

Le sol est l'habitat d'une très importante diversité d'organismes, très mal connus comparative-ment aux organismes de surface, en raison de leur petite taille et des difficultés d'échantillonnage.

Ainsi, on estime que 1 m² de prairie héberge 100 milliards de bactéries (de 10 000 espèces différentes), 50 km d'hyphes de champignons, 100 000 cellules d'eucaryotes unicellulaires et 10 000 nématodes, chacun de ces groupes étant représenté par des centaines d'espèces. Ces estimations sont notamment le fruit du **séquençage haut-débit** d'ADN environnemental, c'est-à-dire d'ADN directement extrait du sol, sans isoler individuellement les organismes. Ces nouvelles techniques, développées depuis le début du XXI^e siècle, ont considérablement augmenté nos estimations de la biodiversité des sols, car l'essentiel des microorganismes du sol ne sont pas cultivables, et étaient donc restés inaperçus avant l'avènement du séquençage haut débit. Ainsi, la plupart de ces organismes n'ont jamais été observés et on ignore en grande partie leurs caractéristiques biologiques. Ce déficit de connaissances taxonomiques ne se limite pas aux microorganismes : au niveau mondial, on considère que seules 23 % des espèces de vers de terre ou 17 % des espèces de collemboles sont décrites.

Des êtres vivants à l'origine d'un apport continu de matière organique morte vers le sol

Les êtres vivants sont par définition la source des matières organiques du sol : les **litières aériennes** sont l'ensemble des débris végétaux (feuilles mortes, brindilles) qui s'accumulent en surface du sol, tandis que les racines mortes forment les **litières souterraines**. Ces dernières constituent un apport particulièrement important du fait de leur taux de renouvellement très grand : 22 % de la production primaire sont alloués aux seules racines fines, qui ne représentent pourtant qu'une faible proportion de la biomasse de la plante. À ces apports végétaux, s'ajoute la biomasse microbienne, ainsi que les excréments et cadavres animaux, dont la dynamique de décomposition est différente. L'entrée de matière organique se fait essentiellement par la surface (litière foliaire...) et dans les horizons superficiels (litière racinaire...). Malgré le brassage réalisé par certains organismes du sol comme les vers de terre, l'essentiel de la matière organique se trouve dans les 30 premiers cm du sol, d'où le gradient de matière organique constaté sur la [figure 25.1](#).



Stabilité et répartition de la matière organique morte du sol.

(b) D'après Balesdent J. & Basile-Doelsch I., Etude INRA « Stocker du carbone dans les sols français » 2020.

Biochimiquement, cette matière organique dite fraîche est dominée par des polymères structuraux : lignine et cellulose des parois végétales, peptidoglycane des parois bactériennes, chitine des parois fongiques. On y trouve aussi les molécules essentielles au fonctionnement cellulaire (protéines, acides nucléiques).

Ces différentes molécules sont plus ou moins facilement dégradables par les êtres vivants du sol. Les molécules riches en azote et phosphore comme les protéines sont souvent rapidement métabolisées, sauf si elles sont complexées par les tannins, qui limitent l'attaque par les exoenzymes des micro-organismes. Ainsi, les complexes tannins- protéines et les polymères complexes sans azote ni phosphore comme la lignine ont une longue durée de vie dans le sol avant dégradation (voir le graphe ci-dessus).

La matière organique morte, base du réseau trophique détritivore

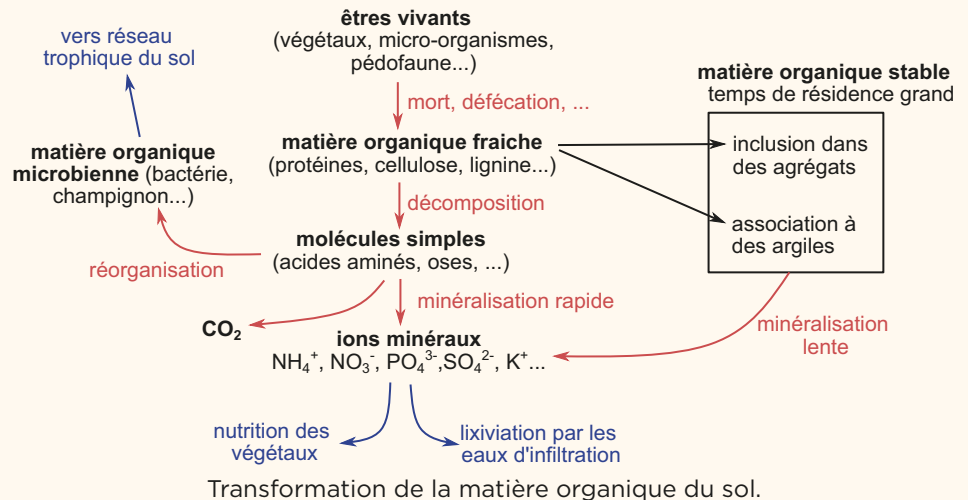
Cette matière organique constitue la ressource trophique de nombreux organismes **saprophages** qui utilisent ces molécules pour leur métabolisme énergétique et la construction de leur propre biomasse. On appelle « saprophages » ces organismes qui se nourrissent de matière organique morte. Ils peuvent être :

- des **microorganismes** (bactéries et champignons notamment) : ils libèrent des exoenzymes dans le milieu, et récupèrent par absorbotrophie les produits de l'exodigestion sous forme de composés dissous. Les champignons jouent un rôle essentiel dans les forêts car ils sont capables de dégrader la lignine, constituant l'essentiel du bois.
- des **animaux saprophages**, dits détritivores : mille-pattes, cloportes, larves de diptères. Ils consomment notamment les litières foliaires. Ces ressources étant peu nutritives, une faible proportion de la nourriture ingérée est assimilée (de l'ordre de 10 % chez les mille-pattes), le reste étant rejeté dans le sol sous forme de crottes appelées boulettes fécales. Celles-ci, constituées de matière organique, sont à nouveau consommées par d'autres organismes, comme la mésofaune par exemple. Enfin, les vers de terre consomment des litières ou la matière organique du sol. Ce faisant, ils participent également à l'enfouissement des litières et au mélange entre fractions minérale et organique.

Les transformations de la matière organique par les êtres vivants : décomposition et minéralisation

Le rôle des organismes dans la **décomposition** est lié à leur digestion : une partie de ce qui est ingéré est rejeté sous forme de déjection. Le reste est assimilé, c'est-à-dire qu'il est absorbé par l'organisme. Une partie de la biomasse assimilée est utilisée pour la construction de la biomasse du consommateur : c'est la **réorganisation**. Le reste est **minéralisé**, et rejeté sous forme de déchets : CO₂ issu de la respiration, déchets à base d'azote ou de phosphore. Au cours de son transfert à travers les chaînes trophiques, la matière organique est ainsi transformée et partiellement minéralisée.

Voir ouvrage de 1^{re} année, chapitre 17, § 3 et zoom 10





Cependant, divers mécanismes soustraient la matière organique à la consommation par les organismes du sol. En particulier, l'inclusion de débris particulaires dans des agrégats (voir § 1.4), et l'association de molécules organiques à des particules d'argile qui les rendent difficilement attaquables par les exoenzymes microbiennes, constituent deux mécanismes essentiels de protection de la matière organique contre la minéralisation.

Ces mécanismes de stabilisation à long terme permettent ainsi l'accumulation de matière organique et sont donc à l'origine d'un stockage de quantités importantes de carbone dans les sols.

Les rôles de la matière organique morte du sol

Les matières organiques du sol, qui ne constituent qu'une faible proportion en masse (moins de 5 % en général mais très variable suivant le type de sol et l'horizon considéré), jouent pourtant un rôle essentiel dans son fonctionnement.

- Elles constituent la **ressource alimentaire** des organismes saprophytes du sol (microorganismes et faune du sol), eux-mêmes à la base de réseaux trophiques.
- Elles contiennent, intégrés dans leur structure moléculaire, des éléments (N, P...) qui sont prélevés par les plantes et les microorganismes du sol, généralement après un processus de minéralisation. Elles participent donc à la **fertilité** du sol en libérant progressivement des éléments minéraux.
- Elles adsorbent des ions (généralement des cations) sur leur surface chargée, souvent en association avec des argiles (**complexes d'échange**). Ces liaisons sont réversibles, et les ions peuvent être libérés et prélevés par les plantes ou les microorganismes (voir § 2.2).
- Elles favorisent la **rétenion de l'eau** du sol, du fait de leur caractère généralement hydrophile.
- Elles favorisent la **cohésion** des différentes particules du sol. En augmentant la stabilité des agrégats, elles participent à augmenter la stabilité des horizons de surface, et ainsi à limiter l'érosion (voir § 1.4b).
- Elles représentent un **stock de carbone** (2 400 Gt de C) plus important que celui de l'atmosphère (800 Gt) et de la végétation (450 Gt) réunis. Ainsi, toute augmentation ou diminution du taux de matières organiques dans les sols a un impact très fort sur la concentration de CO₂ atmosphérique.

Voir chapitre 26, § 1

ZOOM 2

Les vers de terre, espèces ingénieurs du sol

Une diversité de vers de terre

Les vers de terre sont des Sedentaria, sous-groupe de l'embranchement des annélides, qui se nourrissent de matières organiques plus ou moins transformées. Certains vivent en surface, dans la litière qu'ils consomment : ce sont les **vers épigés**. D'autres, les **vers anéciques**, vivent dans des galeries verticales et enfouissent des litières qu'ils prélèvent en surface. Ils produisent souvent des déjections en surface. Enfin, les **vers endogés** creusent des galeries exclusivement souterraines et horizontales. Ces géophages (qui « mangent de la terre ») ingèrent le sol organo-minéral et en digèrent la matière organique.

Un impact majeur sur la structure et le fonctionnement du sol

Dans les écosystèmes où ils sont abondants (densités pouvant atteindre 150 individus/m²), l'activité des vers de terre modifie profondément les propriétés du sol. En enfouissant les litières, les vers anéciques sont à l'origine de la formation des mulls. La production de déjections (appelées turricules), en surface ou en profondeur suivant les espèces, mélange les horizons supérieurs du sol et modifie la structure de ce dernier en créant des agrégats.

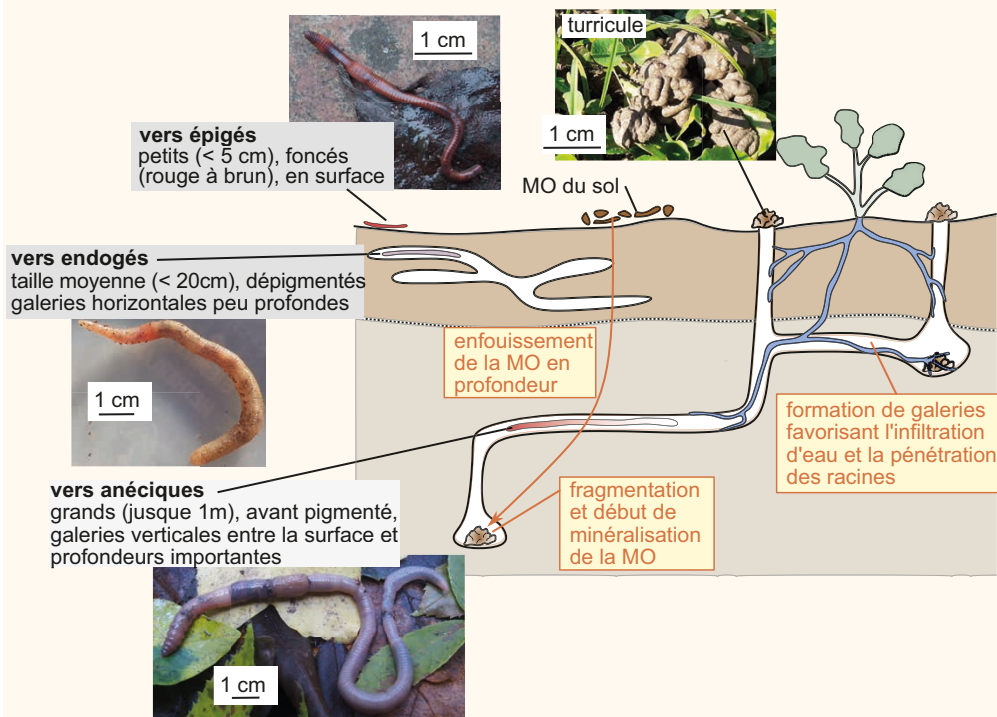
ZOOM 7

Mull et moder

Voir TP 15, § 4.2

Voir chapitre 26, § 2.1

Le mélange intime des matières organiques et minérales dans le tube digestif favorise la formation de complexes argilo-humiques dans leurs déjections, et donc dans le sol. L'activité des vers de terre s'exprime également par la formation de galeries, temporaires ou permanentes : un seul m² de prairie peut ainsi contenir jusqu'à 900 m de galeries. Ces galeries, en augmentant la macroporosité, favorisent l'infiltration de l'eau et la pénétration des racines. De plus, elles stimulent fortement l'activité microbienne : la paroi des galeries de vers anéciques, correspondant à 3 % du volume du sol, peut contenir jusqu'à 25 % des micro-organismes. Ces micro-organismes profitent de l'enfouissement et de la fragmentation de la matière organique permis par l'action des vers. L'activité des vers de terre entraîne donc une **bioturbation**, qui modifie l'environnement physique des autres organismes. À ce titre, ils sont qualifiés d'ingénieurs du sol. Les vers de terre sont sensibles à certaines pratiques agricoles, notamment au labour.



Importance des vers de terre dans le fonctionnement du sol.

(D'après Rebulard, Le défi alimentaire. Photo de ver endogé : Alan Vergnès)

ZOOM 3

« Humus », un terme à utiliser avec précaution

Le terme « humus » a été utilisé en pédologie avec des sens différents, ce qui est souvent source de confusions. Il peut désigner l'**horizon superficiel**, organique, des sols forestiers (mull, moder ou mor). Dans d'autres cas, le terme est utilisé pour désigner l'**ensemble de la matière organique** du sol. Enfin, dans d'autres contextes, l'humus peut désigner de **grosses molécules organiques** (humine, acides humiques, acides fulviques) issues du processus d'**humification**, c'est-à-dire une suite de transformations générant de grosses molécules, notamment par transformations microbiennes et condensations de molécules. Or l'existence même du processus d'humification est aujourd'hui largement remise en cause.

ZOOM 7

Mull et moder



En effet, les grosses molécules d'humus, que l'on extrait du sol dans des solutions basiques, sont sans doute en grande partie des artefacts de l'extraction : elles n'existent pas ou peu dans le sol en place mais se forment lors de l'extraction. Les techniques modernes d'observation *in situ* de la matière organique du sol détectent peu de très grosses molécules « humifiées ». Pour s'affranchir de ces ambiguïtés sémantiques autour du terme « humus », il est préférable de toujours préciser à quelle définition on fait référence. Le plus simple reste cependant d'utiliser le terme d'« **horizon organique** » pour désigner l'horizon superficiel forestier et de remplacer l'« humus » en tant que composé chimique, par l'expression plus générale de « **matières organiques du sol** ».

ZOOM 4

Sol et gaz à effet de serre

Voir chapitre 27

L'augmentation d'origine anthropique des teneurs atmosphériques des gaz à effet de serre est à l'origine d'un changement climatique rapide. Pour une même quantité, les différents gaz ont des contributions différentes au réchauffement climatique, évaluées par leur **potentiel de réchauffement global (PRG)**, exprimé en comparaison avec celui du CO_2 . Les processus ayant lieu dans le sol ont un impact majeur sur la composition atmosphérique de trois gaz à effet de serre majeurs : le dioxyde de carbone (CO_2), le protoxyde d'azote (N_2O , PRG = 298) et le méthane (CH_4 , PRG = 34). *Ce qui signifie par exemple que, pour une même quantité, le méthane est responsable d'un effet de serre 34 fois plus important que le CO_2 .*

CO_2 et stock de C dans les sols

La matière organique du sol contient plus de carbone que l'ensemble de la biosphère et de l'atmosphère réunies. Ainsi, toute variation de ce stock (environ 800 Gt de C dans les 30 premiers centimètres du sol) a un impact fort sur les concentrations atmosphériques. Le sol ne fixe pas de carbone directement, mais par l'intermédiaire de la photosynthèse des plantes, dont la matière organique s'accumule dans le sol. Si environ 90 % de cette matière organique est minéralisée en CO_2 durant la première année, le reste est stabilisé et se décompose à un rythme plus lent (quelques dizaines à centaines d'année). Ainsi, tout mécanisme favorisant la minéralisation de ce carbone stable transforme le sol en source émettrice de CO_2 . Par exemple, la conversion, historique et actuelle, de végétation naturelle en terres agricoles est associée à une forte minéralisation de carbone du sol, notamment en présence de labour. De même, la fonte des sols gelés en permanence (appelés pergélisols ou permafrosts) des latitudes nordiques, qui contiennent beaucoup de matière organique, s'accompagne d'une activation de l'activité des microorganismes et d'une minéralisation massive de CO_2 vers l'atmosphère.

Le protoxyde d'azote, N_2O , formé par dénitrification dans des milieux anoxiques

Le protoxyde d'azote est un gaz produit par réduction du nitrate NO_3^- lors d'une voie métabolique appelée **dénitrification** (qui peut également produire du N_2) réalisée par certaines bactéries. Cette dénitrification correspond à une respiration anaérobie où les bactéries utilisent le NO_3^- comme accepteur d'électrons. Elle se produit en conditions anoxiques, l' O_2 ne pouvant alors pas être utilisé comme accepteur d'électrons au cours de la respiration. La réduction du NO_3^- aboutit à la formation de N_2 lorsqu'elle est complète et de N_2O si elle est incomplète. Cette dénitrification se produit donc dans des sols ou des portions de sol en conditions anoxiques, notamment des sols gorgés d'eau et riches en matière organique. Certaines pratiques agricoles, comme la riziculture irriguée, sont associées à de fortes émissions de N_2O . Par ailleurs, lorsqu'il atteint la stratosphère, le N_2O et d'autres oxydes d'azote sont à l'origine de réactions complexes détruisant l'ozone stratosphérique (participant alors au trou de la couche d'ozone).

ZOOM 1

Les êtres vivants et la matière organique du sol

Voir chapitre 26, § 1.2

Le méthane, CH₄, formé par les micro-organismes méthanogènes

Le méthane est produit en quantité importante par la respiration anaérobie des archées méthanogènes dans des sols anoxiques et riches en matière organique, donc essentiellement dans des marais et des rizières (qui produisent 25 % des émissions mondiales), mais aussi dans des décharges où des matières organiques ont été enterrées. La décomposition de la cellulose par les archées méthanogènes dans le tube digestif des termites est aussi un émetteur important de méthane.

ZOOM 5

L'eau du sol

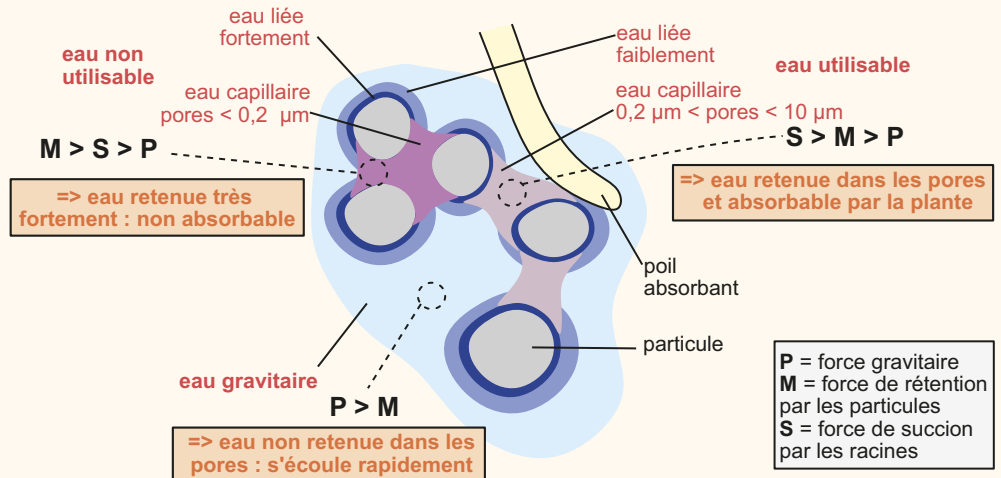
Forces s'exerçant sur l'eau du sol

L'eau du sol est soumise à l'action de trois forces principales :

- une **force gravitaire**, liée à l'attraction terrestre, qui aboutit à l'infiltration de l'eau en profondeur ;
- une force de rétention, liée à :
 - l'adsorption des molécules d'eau (polaires) aux surfaces des particules du sol, en particulier les particules chargées comme les argiles. Cette force favorise la rétention d'eau autour des particules = **eau liée**. Elle est plus forte sur les couches de molécules très proches de la particule.
 - la capillarité. Les forces de tension superficielles retiennent l'eau dans les micropores, d'autant plus fortement qu'ils sont petits = **eau capillaire**.
- une **force de succion**, liée aux mécanismes de l'absorption racinaire ou mycorhizienne, qui tend à faire rentrer l'eau dans la racine.

Ces forces peuvent se traduire en termes de **potentiel hydrique** (potentiel gravitaire, potentiel matriciel, potentiel osmotique).

Voir ouvrage de 1^{re} année, chapitre 4, zoom 2



Forces s'exerçant sur l'eau du sol.

Devenirs de l'eau du sol

L'intensité de ces forces s'exerçant sur l'eau est variable selon la localisation dans le sol. Le devenir de l'eau dépend de l'importance relative de ces forces.

- Dans les macropores, la force gravitaire est dominante et l'eau s'infiltré rapidement. Il s'agit donc de l'**eau gravitaire**.



- Dans les micropores pas trop petits ($> 0,2 \mu\text{m}$ et $< 10 \mu\text{m}$), ainsi que dans les couches périphériques de l'eau liée, la force de rétention est suffisante pour éviter l'infiltration de l'eau. Elle est cependant suffisamment modérée pour que la force de succion exercée par les racines permette l'absorption d'eau par les plantes. Il s'agit donc de l'**eau utilisable** par les plantes.
- Dans les très petits micropores ($< 0,2 \mu\text{m}$), ainsi que dans la très fine pellicule autour des particules, la force de rétention est très grande : l'eau est tellement retenue que la force de succion des racines est insuffisante. Il s'agit donc d'une **eau inutilisable** par les plantes.

ZOOM 6

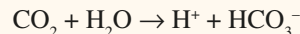
Le pH du sol

Voir TP 15, § 3.1

On appelle ici pH du sol, le pH de la solution du sol, que l'on peut estimer en mettant en suspension un échantillon de sol dans de l'eau distillée. Ce pH du sol résulte d'un déterminisme complexe et influence largement son fonctionnement. La majorité des sols des régions tempérées a un **pH compris entre 4 et 7,5**, mais des valeurs plus extrêmes peuvent être observées.

Des phénomènes à l'origine d'une acidification du sol

- L'activité biologique du sol (respiration des micro-organismes et des racines) libère du CO_2 dans le sol. Le CO_2 étant un acide, il provoque la libération de H^+ selon la réaction :



- Par ailleurs, l'oxydation de l'ammonium (NH_4^+) en nitrate (NO_3^-) libère des protons :

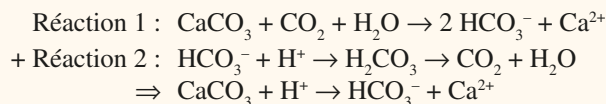


Cette nitrification du NH_4^+ , lui-même issu de la minéralisation des matières organiques du sol, aboutit donc à une acidification naturelle du sol. Ainsi, l'apport d'engrais azotés contenant du NH_4^+ contribue à l'acidification des sols cultivés.

Enfin, localement, des processus biologiques peuvent provoquer une acidification. Ainsi, dans des litières récalcitrantes, l'abondance des champignons, favorisés par rapport aux bactéries sur ce type de ressources, acidifie le milieu en raison de leur production de molécules organiques acides. De même, dans la rhizosphère (volume de sol au contact direct des racines), les exsudats racinaires et les pompes à protons induisent localement une baisse de pH, facilitant la mobilisation des cations sur les complexes d'échange.

Le rôle tampon des carbonates

Le pH du sol est largement déterminé par la nature de la roche mère. Ainsi, schématiquement, les sols sur roche-mère calcaire sont basiques, tandis que les sols sur roche-mère siliceuse sont généralement acides. En effet, les carbonates agissent comme des tampons qui fixent les protons et empêchent l'acidification, selon les réactions suivantes :



Tant qu'il reste des carbonates dans le sol, le pH du sol reste supérieur à 7 ; le sol ne commence à s'acidifier que lorsque la décarbonatation est totale.

- D'autre part, la lixiviation des cations au cours du temps s'accompagne d'une acidification progressive. Par exemple, un sol brun lessivé est généralement plus acide qu'un sol brun. En effet, les cations Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ adsorbés aux complexes d'échange du sol peuvent céder leur place à des H^+ qui s'adsorbent sur le complexe et ne participent donc pas à une acidification de la solution du sol. Une fois ces cations lixiviés, rien ne s'oppose à l'accumulation des H^+ dans la solution du sol et donc à la baisse de pH.

Conséquences du pH du sol

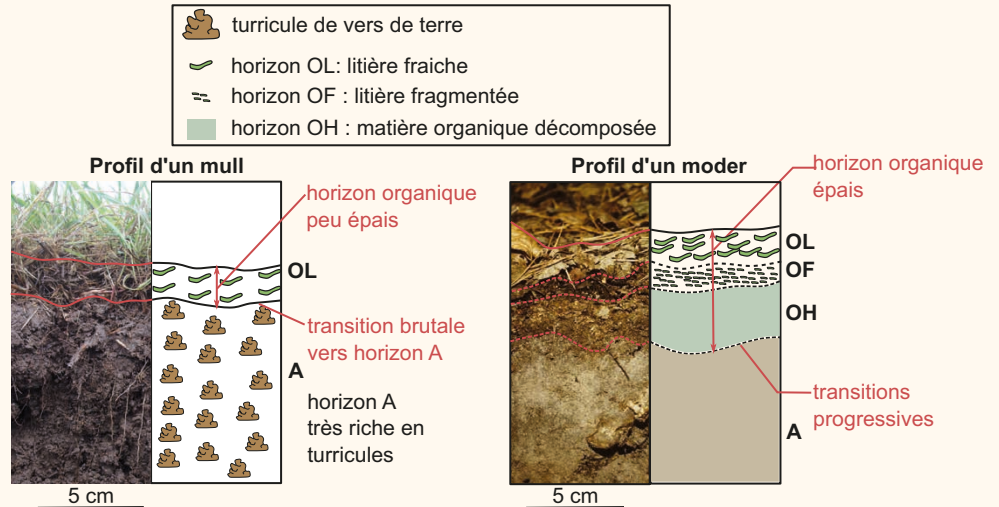
Le pH du sol contrôle de nombreux processus.

- Il détermine la composition de la végétation : si certaines espèces sont indifférentes au pH du sol, certaines sont acidophiles (châtaigner) et d'autres neutrophiles ou basiphiles (érables par exemple).
- Il détermine également la présence de vers de terre : à pH acide (< 4,5), l'aluminium devient mobile et toxique pour les vers, notamment anéciques. Ainsi, il n'est pas possible d'observer des mulls (qui découlent de la présence de ces vers) à de tels pH.
- Il influence aussi la biodisponibilité des éléments nutritifs : celle-ci décroît à pH acide pour le phosphore, le calcium ou le magnésium, tandis que le fer et l'aluminium deviennent plus disponibles et peuvent devenir toxiques.

ZOOM 7

Mull et moder

Comparaison de 2 types d'horizons organiques (« humus »)



| | |
|---|--|
| peu acide (pH ~ 6-7) | acide (pH ~ 4-5) |
| C/N faible, pauvre en tannins | C/N fort, riche en tannins |
| vers de terre => brassage important | mésafaune => peu de brassage |
| riche en complexes argilo-humiques => CEC élevée | pauvre en complexe argilo-humique => CEC plus faible |
| minéralisation rapide => beaucoup d'azote minéral (NO_3^- , NH_4^+) | minéralisation lente => riche en azote organique |
| bactéries ++ | champignons ++ |
| endomycorhizes | ectomycorhizes |

Horizon organique d'un mull et d'un moder. (Photo moder : J.-F. David).

Selon leur épaisseur et leur structuration, on peut identifier plusieurs types d'horizons organiques, dont les deux exemples les plus représentés dans les forêts de France métropolitaine :



- horizons organiques de type **mull** : la matière organique est rapidement enfouie et minéralisée. L'horizon organique y est donc peu épais ;
- horizons organiques de type **moder** : la minéralisation est plus lente et l'enfouissement plus limité du fait de l'absence des vers de terre. La matière organique s'accumule alors en surface, formant un horizon organique plus épais et structuré en sous-horizons (OL : litière fraîche, OF : litière fragmentée, OH : débris organiques de petite taille).

Mull : boucle de rétroaction positive

Sur les sols riches en ressources minérales et peu acides, les conditions de croissance des végétaux sont favorables, et les plantes sont donc en compétition pour l'accès à la lumière. Se développent donc des plantes à croissance rapide, aux feuilles riches en azote car concentrées en chlorophylle et en enzymes de la photosynthèse. Ce fort investissement dans la croissance s'accompagne d'un plus faible investissement dans les défenses contre les herbivores. Les litières issues de ces plantes sont donc riches en azote et pauvres en composés de défense comme les tannins : le **rapport C/N** est bas (10 à 20). Ces litières sont rapidement colonisées par des bactéries, très compétitives pour la dégradation de ce type de substrat. De plus, ce type de litière et l'absence d'acidité sont favorables à la présence de vers de terre, qui enfouissent les litières : la matière organique ne s'accumule pas en surface ce qui aboutit à un horizon humique de type mull. Cette intense activité biologique s'accompagne d'une minéralisation rapide de la matière organique, dont les produits enrichissent le sol et sont prélevés par les plantes, notamment via des **endomycorhizes**. Ce type de mycorhizes permet notamment d'absorber très efficacement les ions minéraux. En revanche, les champignons endomycorhiziens ne sont pas capables de dégrader la matière organique et d'en extraire l'azote ou le phosphore. Cela n'est toutefois pas pénalisant dans un sol où la minéralisation est de toute façon rapidement effectuée par d'autres organismes.

On observe donc une boucle de rétroaction positive : la richesse du sol sélectionne des êtres vivants (plantes, décomposeurs) qui entretiennent voire augmentent la fertilité du sol. Les endomycorhizes, performantes pour la nutrition minérale, sont favorisées.

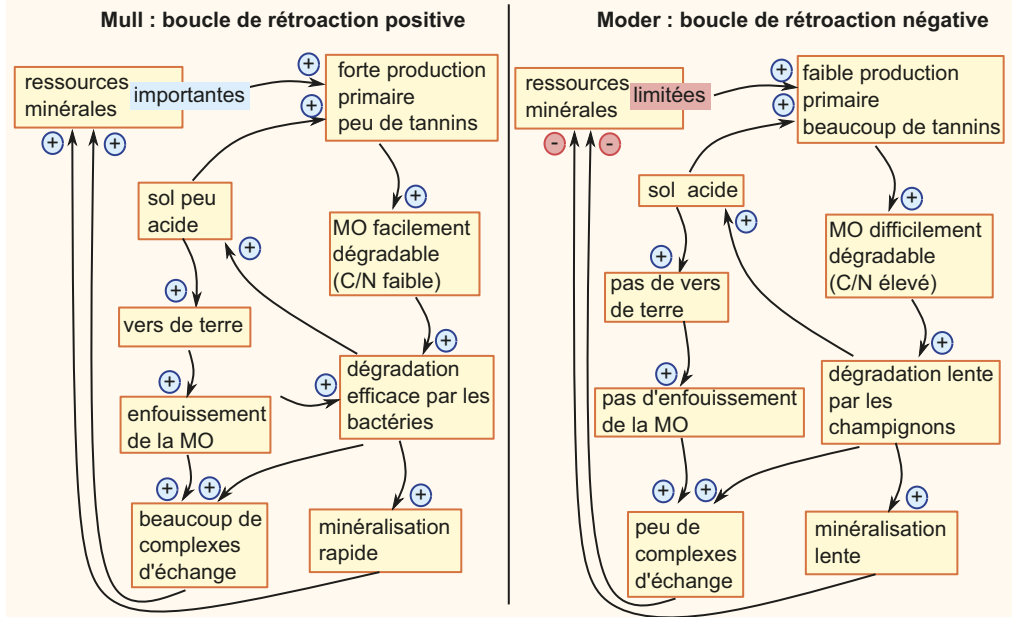
L'enfouissement de matière organique par les vers de terre aboutit à un flux de carbone organique vers l'horizon A. En outre, les importantes populations bactériennes, en constant renouvellement, produisent beaucoup de restes cellulaires bactériens, qui s'adsorbent sur les argiles. Cette matière organique du sol, protégée de la décomposition, permet un stockage à long terme de carbone dans le sol. Elle favorise également un complexe argilo-humique important.

Moder : boucle de rétroaction négative

À l'inverse, sur un sol plus pauvre et plus acide, les organes des plantes sont plus pauvres en azote ou en phosphore. De plus, la production de biomasse étant limitée dans ces milieux, l'herbivorie a un coût important : faire repousser un organe consommé est coûteux en ressources du sol (N, P), dans un milieu où elles sont rares. Les plantes adaptées à ces milieux présentent alors diverses stratégies de défense. Par exemple, elles produisent fréquemment des **tannins**. Leurs litières, pauvres en N et riches en tannins, présentent un rapport C/N élevée (en général supérieur à 20) : elles sont essentiellement décomposées par des champignons. En effet, ces derniers produisent de nombreuses exoenzymes spécialisées dans la dégradation de composés récalcitrants. Parmi ceux-ci, on trouve des composés structuraux comme la lignine, mais également les complexes formés entre tannins et protéines foliaires à la sénescence de la feuille. L'acidité naturelle du sol, renforcée par des composés acides produits par les champignons, exclut les vers de terre et limite donc le brassage : la matière organique n'est pas enfouie vers les horizons profonds et s'accumule alors en surface, ce qui aboutit à un horizon organique de type moder. L'azote est minéralisé à un rythme lent, la pauvreté du sol est maintenue ou renforcée : on observe là aussi une boucle de rétroaction, négative cette fois.

Voir chapitre 26, § 1.2

Cette faible minéralisation est associée à la présence d'**ectomycorhizes**, un groupe de mycorhizes ayant certaines capacités à prélever l'azote et le phosphore directement dans la matière organique, sans que ces éléments ne soient préalablement minéralisés par d'autres organismes. On peut ainsi raisonnablement proposer que ces deux traits (association avec des ectomycorhizes et production de litières difficilement décomposables) sont issus d'une évolution conjointe.



Boucles de rétroactions et efficacité de la minéralisation.

*N.B. : dans le cas extrême d'une litière très riche en tannins (forêts de conifères), la minéralisation est encore plus lente, entraînant une accumulation encore plus importante de débris organiques en surface. On parle alors de **mor**.*

ZOOM 8

Structure et propriétés des argiles

Les argiles, des phyllosilicates chargés négativement

Les minéraux argileux sont une famille de phyllosilicates stables dans les conditions de surface (à la différence d'autres phyllosilicates comme les micas). Ils sont de très petite taille, généralement inférieure à 5 µm, et sont le constituant principal de la fraction granulométrique inférieure à 2 µm, appelée justement fraction argileuse.

Ils sont constitués d'une alternance de feuillets :

- des feuillets formés d'une juxtaposition de tétraèdres, nommés **feuillets T**. Chaque tétraèdre est constitué d'un atome de silicium (Si^{4+}) encadré par quatre atomes d'oxygène. Al^{3+} se substitue parfois à Si^{4+} , générant ainsi un déficit de charges positives et faisant donc apparaître une charge négative ;
- des feuillets dont la maille unitaire est octaédrique, nommés **feuillets O**. Chaque octaèdre est centré sur un atome d'aluminium encadré par six atomes d'oxygène. Mg^{2+} se substitue parfois à Al^{3+} , générant ainsi un déficit de charges positives et faisant donc apparaître une charge négative.

Voir ouvrage de 1^{re} année, chapitre 25, zoom 2



Les argiles sont constituées d'empilements de couches, soit organisées par séries de trois feuillets (tétraédrique – octaédrique – tétraédrique : **argiles TOT**, également dites 2/1, en référence au nombre de T et de O), soit par séries de deux feuillets (tétraédrique – octaédrique : **argiles TO** ou 1:1).

Les argiles, acteurs majeurs de la structure et de la fertilité des sols

En raison des substitutions mentionnées plus haut, mais également de charges apparaissant lors de la rupture des feuillets, les argiles portent généralement des charges négatives, qui leur confèrent une capacité de rétention des ions (voir § 2.2). Cette capacité de rétention des ions associée à leur très grande surface (en raison de leur petite taille et de leur forme aplatie) fait des minéraux argileux des acteurs essentiels de la fertilité minérale du sol, car ils retiennent les ions minéraux dans le sol. Ils sont à ce titre des éléments essentiels du **complexe d'échange**. Les argiles 1/1, comme par exemple la kaolinite, présentent une faible capacité de rétention des ions. Celle-ci est généralement plus élevée chez les argiles 2/1. La **capacité d'échange cationique** d'un sol (CEC) dépend donc notamment de sa composition en argile.

Par ailleurs, les argiles contribuent à retenir fortement l'eau, à nouveau en raison de leurs charges et leur petite taille. L'eau capillaire est piégée par capillarité dans les nombreux espaces fins entre les feuillets d'argiles, et l'eau liée résulte de l'adsorption de molécules d'eau, polaires, sur les très grandes surfaces chargées des argiles.

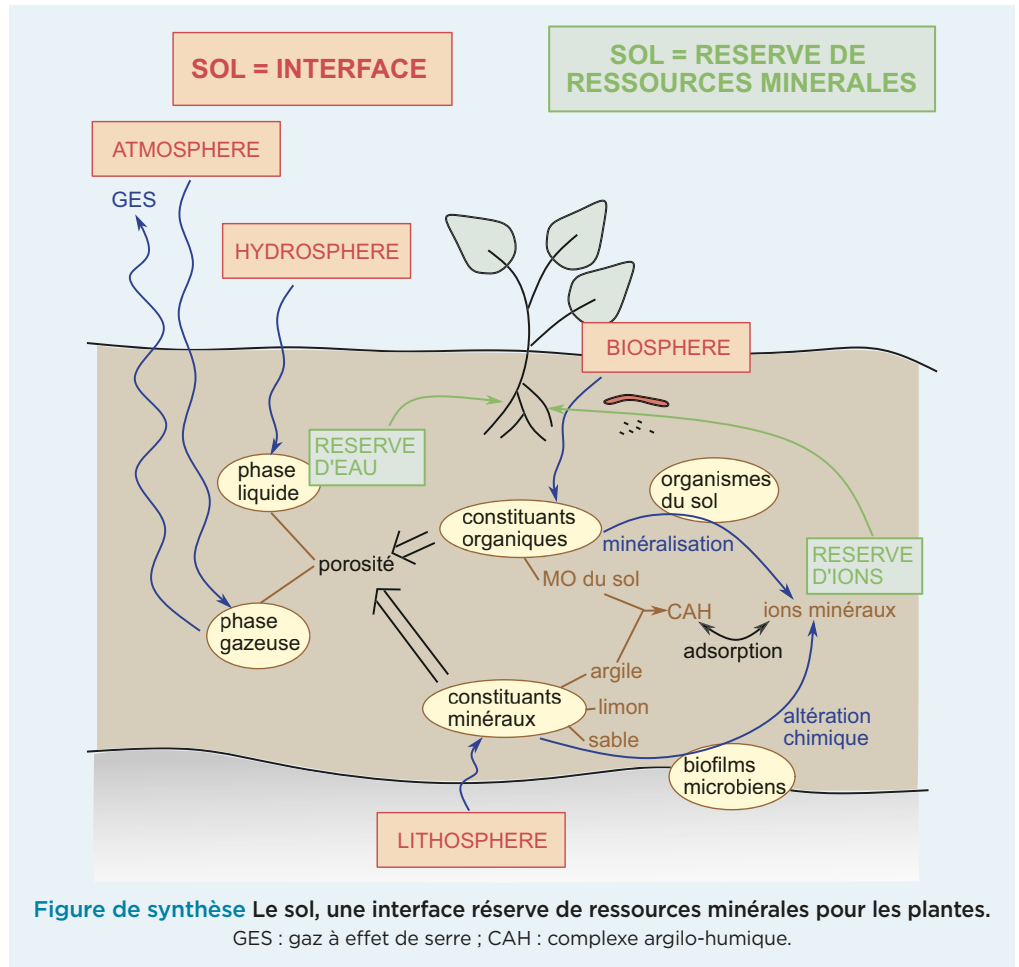
Enfin, les minéraux argileux, petits et chargés, se comportent comme des colloïdes et sont donc susceptibles de flocculer en présence de cations (voir § 2.2). Ils participent ainsi à structurer le sol en formant notamment des complexes d'échange.

Voir TP 15, § 2.2

Réviser

Résumé

- Les réserves hydriques et minérales disponibles pour les organismes du sol, dont les plantes, dépendent de la composition du sol. Ainsi, les argiles et la matière organique participent à la rétention d'eau et d'ions (notamment via les complexes d'échange), tandis que les sables favorisent la circulation des fluides. Cependant, un sol très argileux est imperméable et ne permet pas l'infiltration de l'eau, tandis qu'un sol sableux retient peu l'eau et les ions, qui s'infiltrent et ne sont donc plus disponibles pour les plantes. De tels sols sont généralement peu propices à la production agricole, mais supportent souvent des écosystèmes remarquables.
- Les êtres vivants du sol jouent un rôle fondamental pour la fertilité d'un sol. Ils sont la source de la matière organique morte du sol et ils minéralisent progressivement cette matière organique, libérant ainsi des ions minéraux (nitrate, phosphate...) nécessaires à la nutrition des plantes. Ils favorisent aussi la formation des complexes d'échange et des agrégats qui favorisent la circulation des fluides.
- Un sol se forme sur plusieurs centaines d'années, par altération de la lithosphère et accumulation de composants minéraux (provenant de la roche altérée) et de composants organiques (provenant des êtres vivants). Au cours de cet épaissement et des mouvements verticaux de matière associés, pour lesquels les êtres vivants sont des moteurs essentiels, des horizons de composition différente se mettent en place. Dans une forêt de feuillus en France métropolitaine, on aboutit ainsi souvent à un sol brun lessivé, état d'équilibre dynamique.



S'entraîner

QCM de connaissances

- 1 La réserve utile d'un sol :
 - a. Est la différence entre la quantité d'eau au point de ressuyage et la quantité d'eau au point de flétrissement.
 - b. Correspond au volume d'eau retenu dans le sol après écoulement de l'eau gravitaire.
 - c. Est en général plus grande dans un sol sableux que dans un sol argileux.
 - d. Est plus importante après une forte pluie.
- 2 La capacité d'échange cationique (CEC) d'un sol :
 - a. Mesure la quantité totale d'ions (positifs ou négatifs) pouvant être retenus par 1 kg de sol.
 - b. Est un indicateur de la fertilité d'un sol.
 - c. Dépend uniquement de la texture du sol.
 - d. Est augmentée par l'existence de complexes d'échange.



- 3 La matière organique d'un sol :
- a. Est généralement plus stable dans un sol argileux que dans un sol sableux.
 - b. Est généralement plus concentrée dans les horizons profonds du sol.
 - c. Peut jouer le rôle de complexe d'échange.
 - d. S'accumule d'autant plus que la production primaire de l'écosystème est forte.
- 4 À propos de la texture et de la structure d'un sol.
- a. La structure d'un sol est définie par la granulométrie des ses éléments minéraux.
 - b. Les argiles granulométriques correspondent aux particules inférieures à 20 μm .
 - c. Une texture équilibrée correspond à un sol présentant à la fois des argiles, des limons et des sables en quantités significatives.
- 5 À propos de la porosité d'un sol.
- a. Elle correspond à l'ensemble des volumes non occupés par la phase solide.
 - b. Elle ne peut pas être modifiée par l'action de la pédofaune.
 - c. Pour un volume de sol donné, la proportion de solution et de gaz remplissant la porosité est relativement stable à courte échelle de temps.
 - d. Pour un volume de sol donné, la porosité totale est relativement stable à courte échelle de temps.

QCM à partir de documents

Vitesse de décomposition des litières et transformation de la matière organique : rôles de la faune du sol et effet des tannins.

On cherche à déterminer les caractéristiques chimiques qui contrôlent la vitesse de décomposition des litières foliaires, et en particulier comment celles-ci influencent l'activité des animaux détritvires du sol. Les résultats de différentes études sont présentés dans la [figure 25.16](#).

- [Figure 25.16.a](#). La durée permettant la décomposition complète des litières de 16 espèces d'arbres européens a été mesurée dans les mêmes conditions environnementales (graphique principal). Par ailleurs, le petit graphique en haut à droite présente la relation entre cette durée de décomposition et le rapport carbone /azote (C/N) des litières avant la décomposition.
- [Figure 25.16.b et c](#). Ces deux documents sont issus d'une étude réalisée en forêt tropicale humide. Pour tester l'impact de la faune du sol, les litières de six espèces d'arbres de cet écosystème sont placées sur le sol dans des sachets de nylon de maille 8 mm (en rouge) ou 68 μm (en jaune). Après 318 jours sur le terrain, on mesure le pourcentage de masse de litière encore présente dans ces sachets (en ordonnée). Pour chaque taille de maille, ce pourcentage de masse restante a ensuite été corrélé avec la concentration initiale des litières en tannins.
- [Figure 25.16.d](#). Lorsque les litières sont ingérées par les animaux, une importante proportion n'est pas assimilée et est libérée sous forme de crottes, constituées de fragments de litière. L'objectif de ce document est d'explorer dans quelle mesure cette transformation des litières en crottes s'accompagne d'une accélération de la minéralisation du carbone constituant cette matière organique. Les auteurs ont ainsi quantifié la minéralisation du carbone (sous forme de CO_2) des litières de six espèces d'arbres européens (en abscisse) et celle des crottes produites par quatre espèces d'animaux détritvires, nourris à partir de chacune de ces litières. L'axe des ordonnées représente la différence de carbone minéralisé entre les crottes de ces différents animaux et les litières qu'ils ont ingérées.

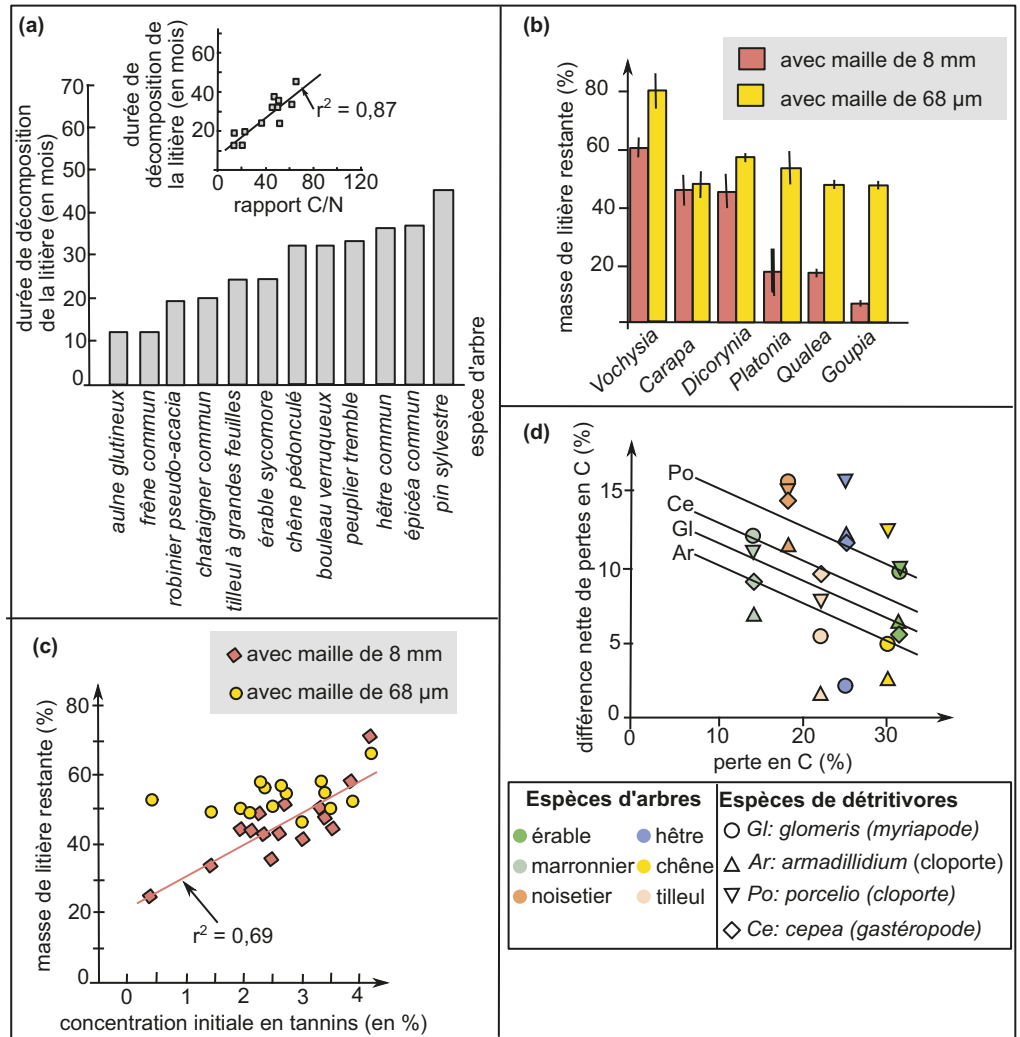


Figure 25.16 Facteurs intervenant dans la vitesse de décomposition de la litière.

(a) Rapport C/N et décomposition de la litière d'arbres de forêt tempérée. (Hättenschwiller, in *Forest Diversity and Function*, pp. 149-164, 2005).

(b) Décomposition de la litière des différentes espèces d'arbres en forêt tropicale humide (Guyane). (Coq & al., *Ecology*, Vol. 91, N°7, 2010).

(c) Effet des tannins sur la décomposition de litière d'arbres de forêt tropicale humide. La droite indique une corrélation significative entre concentration initiale en tannins et masse restante pour les sachets à grande maille (8 mm). Cette corrélation n'est pas significative pour les petites mailles (68 µm, en jaune). (Hättenschwiller & Bracht Jorgensen, *Journal of Ecology*, Vol. 98, Issue 4, 2010).

(d) Effet de la transformation des litières par les animaux détritviores sur la vitesse de décomposition de la matière organique issue des litières d'arbres de forêt tempérée. (Joly & al, *Communications biology*, 2020).

- 1** Les résultats du **document (a)** montrent que :
- **a.** La litière du pin sylvestre se décompose plus rapidement que celle de l'aulne glutineux.
 - **b.** Une litière avec un rapport C/N faible se décompose plus lentement qu'une litière avec un rapport C/N élevé.
 - **c.** Un rapport C/N élevé dans la litière est généralement associé à une litière récalcitrante.



- 2 Les mailles utilisées (**doc b**) permettent :
- a. D'exclure tous les décomposeurs du sol.
 - b. D'exclure l'essentiel de la pédofaune dans le cas de la maille de 8 mm.
 - c. D'exclure l'essentiel de la pédofaune dans le cas de la maille de 68 μm .
 - d. De tester l'effet spécifique de la pédofaune, en comparant les masses restantes des sachets à grandes et petites mailles.
 - e. D'empêcher le lessivage de la litière.
- 3 La comparaison des résultats pour différentes espèces d'arbres (**doc b**) semble montrer :
- a. Que la pédofaune a plus d'impact sur la décomposition de la litière issue de *Goupia* que sur celle issue de *Carapa*.
 - b. Que la litière issue de *Vochysia* est plus facilement décomposable que celle issue de *Qualea*.
 - c. Que les bactéries et champignons ne décomposent pas la litière issue de *Carapa*.
 - d. Que, dans la plupart des cas, la pédofaune accélère la décomposition de la litière.
- 4 La comparaison des résultats obtenus avec chacune des mailles (**doc c**) semble montrer :
- a. Que les tannins accélèrent la décomposition de la litière.
 - b. Que l'action de la pédofaune accélère d'autant plus la décomposition de la litière que celle-ci est pauvre en tannins.
 - c. Que, dans le système étudié, les tannins influencent autant les micro-organismes que la pédofaune.
- 5 Les résultats du **document d** montrent que :
- a. La transformation des litières en crottes par le cloporte *Armadillidium* accélère plus la décomposition que la transformation par le cloporte *Porcelio*.
 - b. Globalement, la minéralisation du carbone est plus importante dans les litières non consommées que dans les crottes des détritivores.
 - c. La transformation des litières en crottes accélère plus fortement la décomposition pour les litières à décomposition lente que pour les litières à décomposition rapide.

Sujets sur documents

Recharge d'une nappe phréatique en climat tempéré

(D'après Feller, *Le sol une merveille sous nos pieds*)

On appelle **nappe phréatique**, une nappe d'eau située à faible profondeur, dans une zone saturée du sol ou du sous-sol, où l'ensemble des pores est rempli d'eau. Le niveau de cette nappe varie au cours de l'année avec des moments de **recharge** où l'infiltration d'une partie des eaux de pluie fait monter le niveau de la nappe, et des moments de **vidange** où l'écoulement de l'eau à travers l'aquifère aboutit à une baisse de niveau.

La **figure 25.17** présente le devenir des eaux de précipitations au cours d'une année en climat tempéré. Pour chaque mois, sont indiqués :

- les précipitations (en mm/mois) : quantité moyenne de pluie en France ;
- l'évapotranspiration (en mm/mois) : quantité d'eau retournant vers l'atmosphère par évaporation directe ou par transpiration par la végétation ;
- l'humidité du sol (en % de la réserve utile) : eau stockée dans le premier mètre sous la surface ;
- le flux d'infiltration (en mm/mois) : quantité d'eau s'infiltrant à travers le sol jusqu'à la nappe phréatique.

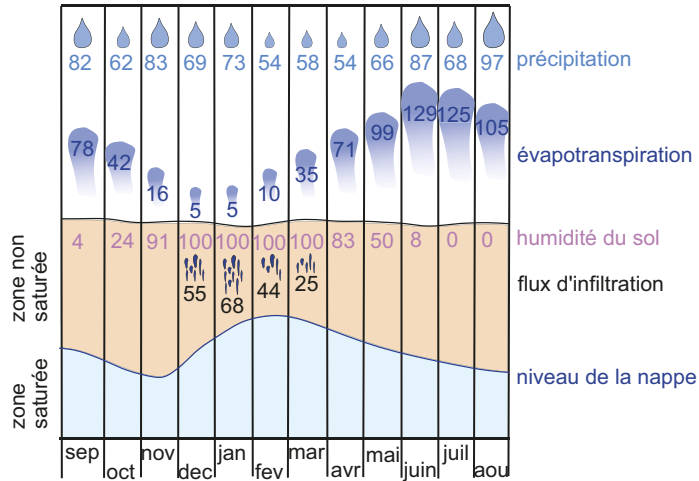


Figure 25.17 Recharge des nappes en climat tempéré.
(D'après Feller, *Le sol, une merveille sous nos pieds*).

- Proposez deux hypothèses permettant d'expliquer les variations d'évapotranspiration au cours de l'année.
- Comment peut-on expliquer l'augmentation de l'humidité du sol certains mois et la baisse de cette humidité sur d'autres mois ?
- Précisez les mois de recharge de la nappe. Pourquoi la recharge de la nappe est-elle limitée à ces mois-ci ? Comment expliquer les variations quantitatives de recharge entre ces quatre mois ?
- Au final, quelle est la période d'étiage de la nappe (période où la nappe atteint son niveau le plus bas de l'année) et la période de hautes eaux ? Pourquoi ?

Micro-organismes et altération des minéraux

(D'après Liermann & al, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 64-n° 4, 2000)

La hornblende est un minéral que l'on retrouve couramment dans les sols sur substrat silicaté. Ce minéral peut être une source de métal (Fe, Zn, Mn...) pour les bactéries du sol. On met ici en culture des bactéries du sol du genre *Streptomyces* dans un milieu contenant de la hornblende. Après plusieurs jours, on constate que des bactéries adhèrent solidement à la surface du minéral. On mesure, pendant 21 jours, la concentration en fer dans quatre conditions :

- un milieu de culture seul ;
- un milieu de culture avec *Streptomyces* seul ;
- un milieu de culture avec hornblende seule ;
- un milieu de culture avec hornblende et *Streptomyces*.

Les résultats sont donnés sur la figure 25.18.

- Expliquez l'intérêt des différentes conditions testées ici et précisez l'objectif de l'expérience.
- Quantifiez la libération de Fe dans chacune des quatre conditions, puis interprétez ces résultats.
- Proposez une hypothèse pour expliquer l'effet de *Streptomyces* sur la hornblende.

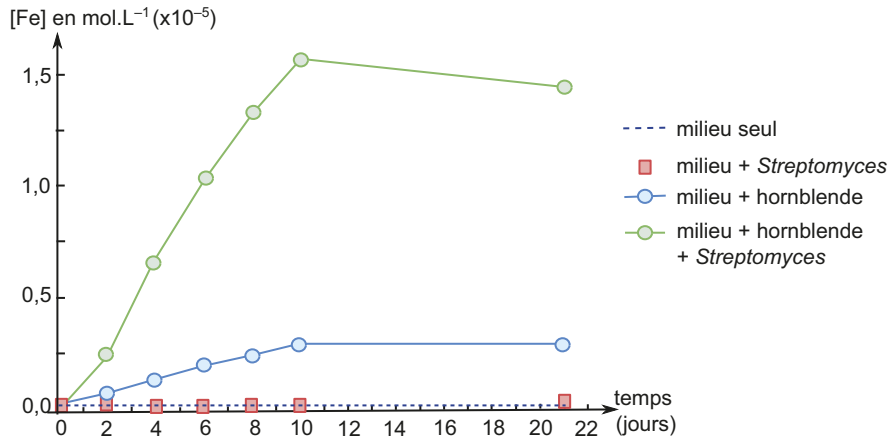


Figure 25.18 Évolution de la concentration en Fe dans les différentes conditions testées.

Influence des vers de terre sur le sol

Les vers de terre constituent un groupe d'annélides oligochètes dont font partie les lombrics et les vers du fumier (*Eisenia foetida*). Ils sont présents en abondance dans le sol (plusieurs centaines par m²).

(D'après Schönholzer, *FEMS Microbiology Ecology* 28 (1999) 235-248)

La présence de micro-organismes dans un sol ingéré par un lombric a été évaluée et comparée à la composition de la terre dans son tractus digestif. Pour les champignons du sol, sur 7 700 ± 1 800 µg ingérés, 900 ± 150 µg sont retrouvés dans l'œsophage, mais aucun dans l'intestin et les déjections. Pour les bactéries, le sol ingéré en contient 50 ± 1.10⁸ contre 63 ± 8.10⁸ dans l'intestin et les déjections ; il y a une réduction importante du nombre de bactéries pathogènes et une disparition totale des bactéries aérobies ingérées.

1 À partir de l'analyse de ces résultats, expliquez l'effet des lombrics sur la composition du sol en micro-organismes.

(D'après Hidalgo, *MSUcares, Mississippi*)

Des graines de concombre ont été mises à germer sous serre dans trois types de sols : une terre issue d'un fumier de vache ensemencé par le ver *Eisenia*, un terreau (mélange de perlite, vermiculite, terreau de tourbe) sans ver, et un mélange des deux précédents en volume 1:1. Le résultat des germinations est donné dans le tableau 25.1 qui regroupe les données pour 150 graines par essai. Les variations sont inférieures à 5 % dans tous les cas.

Tableau 25.1 Germinations de graines de concombre dans un sol ayant subi ou non un traitement par des vers de terre de type *Eisenia*.

| Type de milieu | % germination à 10 jours | Longueur des plantes à 21 jours |
|----------------------------------|--------------------------|---------------------------------|
| Compost contenant <i>Eisenia</i> | 95 % | 15,3 cm |
| Mélange compost/terreau | 92 % | 13,7 cm |
| Terreau sans vers | 75 % | 8,9 cm |

2 Analysez cette expérience et concluez sur l'effet des vers sur le développement des plantes. (D'après Faurie et Albanell, *Biol Fertil Soil* (1988) 6 : 266-269)

La comparaison de la composition de la terre ingérée et des déjections de lombric est présentée dans le [tableau 25.2](#).

Tableau 25.2 Composition en quelques ions minéraux (exprimés en partie pour mille) d'un sol et de déjections des lombrics qu'il abrite.

| | Masse dans le sol de surface | Masse dans les déjections de lombrics |
|--|------------------------------|---------------------------------------|
| Mg²⁺ | 0,162 | 0,492 |
| NO₃⁻ | 0,004 | 0,022 |
| H₂PO₄⁻ | 0,009 | 0,067 |
| K⁺ | 0,032 | 0,358 |
| pH | 6,4 | 7 |

Par ailleurs, en comparant la porosité d'un sol sans lombric et du même type de sol parcouru par ceux-ci, on observe une hausse de la porosité de 20 % après passage des lombrics.

- 3 À partir de l'analyse de ces résultats, expliquer l'effet des vers sur les caractéristiques physico-chimiques du sol.
- 4 À partir de l'ensemble de vos réponses, proposer un bilan sur le rôle des vers dans le sol.

Question de synthèse courte

Le sol, réservoir d'eau et d'ions pour les plantes.