

**UNIVERSITE BADJI MOKHTAR - ANNABA**

**FACULTE DES SCIENCES**

**DEPARTEMENT DE BIOLOGIE**

**MASTER 1 : ECOLOGIE DES MILIEUX NATURELS**

**MATIERE : FONCTIONNEMENT DES SOLS**

## **INTRODUCTION**

Le sol provient en général de l'altération sur place de la roche-mère sous-jacente, sous l'influence de facteurs physiques, chimiques et biologiques, c'est donc la couche superficielle de l'écorce terrestre. La roche-mère est aussi appelée sous-sol. Le sol est milieu naturel, dynamique car il évolue et peut ne pas avoir de liens avec la roche sur laquelle il repose (cas des sols alluvionnaires).

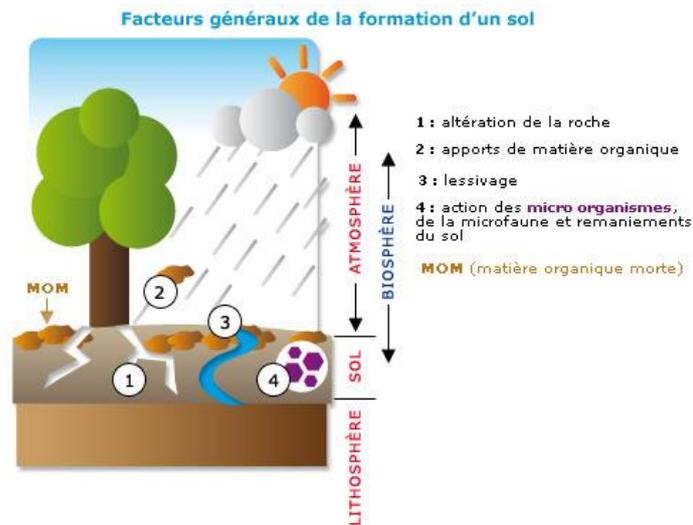
Le sol ainsi formé peut-être constitué d'une ou plusieurs couches d'épaisseurs variables et différenciées particulièrement par la couleur, appelées horizons.

Pour les agronomes, le sol c'est tout la couche arable (entre 30 à 35 cm de profondeur), c'est-à-dire la couche travaillée par l'agriculteur (labours et façons culturales) et exploitée par les racines des plantes; elle reçoit les amendements et engrais. Sa couleur est en général plus foncée que les horizons sous-jacents par suite d'une teneur plus élevée en matière organique.

## **Chapitre I. La formation du sol**

La formation d'un sol est un processus lent. On estime que 0,02 à 0,1 mm de sol se forme par an. Les facteurs qui vont influencer ce processus sont (figure 1) :

- La nature de la roche mère : elle va déterminer la nature des végétaux qui vont s'implanter.
- La nature de la faune et des micro-organismes présents dans la litière : on trouve des décomposeurs qui dégradent la matière organique végétale en matière minérale (bactéries, champignons, actinomycètes etc...), des consommateurs (lombrics, insectes, ...) qui vont fragmenter les débris végétaux et brasser la matière organique avec la matière minérale.
- Les conditions climatiques : les précipitations favorisent la formation des sols car elles vont permettre l'hydrolyse des minéraux et l'apparition de nouveaux minéraux comme l'argile. Cette réaction est accélérée par des températures plus élevées.



**Figure 1. Les facteurs de la formation d'un sol**

## 1. Le processus de formation du sol

Le processus de formation du sol passe par 4 stades dont certains peuvent se faire en même temps (figure 2).

### 1.1. Stade 1 : Altérations physique et chimique de la roche-mère

La surface de la roche est soumise à l'action du climat et va subir un fractionnement grâce aux actions du vent, du gel et du dégel qui font éclater les roches. Les eaux de pluies riches en  $\text{CO}_2$  et en éléments azotés dissous sont légèrement acides, elles s'accumulent dans les fissures et les pores de la roche et vont l'attaquer. Certains minéraux tels que le calcaire vont être dissous en provoquant des creux sur la roche.

### 1.2. Stade 2 : Colonisation et enrichissement en matière organique

Grâce aux vents, des graines et débris de végétaux, des spores de végétaux inférieurs, des poussières et des larves d'insectes vont se déposer dans les creux. Les graines déposées vont germer pour donner des plantules qui en se développant perdent leurs feuilles et forment sur le sol une couche de matière organique qui va être rapidement colonisée particulièrement par des microorganismes et d'autres êtres vivants. Les racines en s'enfonçant vont poursuivre les altérations physique et chimique en fissurant la roche et en sécrétant des acides organiques qui vont s'attaquer aux minéraux.

### 1.3. Stade 3: Formation des différents horizons du sol.

Quatre phases peuvent être distinguées lors de la formation d'un sol et qui sont symbolisées par les lettres suivantes:

- « **M** » : phase minérale. Partie de la roche à partir de laquelle s'est formé le sol.

- « **S** » : phase résiduelle ou partie supérieure du sol, constituée d'un mélange d'éléments organiques et minéraux.

- « H » : phase aqueuse. Elle peut exister soit dans le sol, particulièrement dans les fissures et les pores de la roche. Elle est très mobile ; en se déplaçant dans tous les sens, provoque le déplacement des substances solubles qui se vont se déposer à différents niveaux dans le sol pour donner des couches particulières qu'on appelle horizons.

- « B » : phase vivante. La partie vivante se trouve dans les couches supérieures du sol et correspondent aux végétaux et aux animaux. Elle est en étroite relation avec « S » et « M ». Si « B » est importante, « S » sera important et « M » faible et l'inverse se produira si « B » est mal développé.

La dynamique des différentes phases du sol est soumise à certaines conditions particulièrement climatiques.

#### 1.4. Stade 4 : Sol développé.

Lorsque les conditions environnementales sont favorables le volume la phase résiduelle se développe. Les altérations physique et chimique de la phase minérale se poursuivent. Les sels solubles se recombinaient en grande pour donner d'autres minéraux. La matière organique fraîche va subir des niveaux de décomposition très variables.

Les horizons se différencient grâce au transfert des constituants à l'intérieur du sol. La formation des horizons signe la formation du sol.

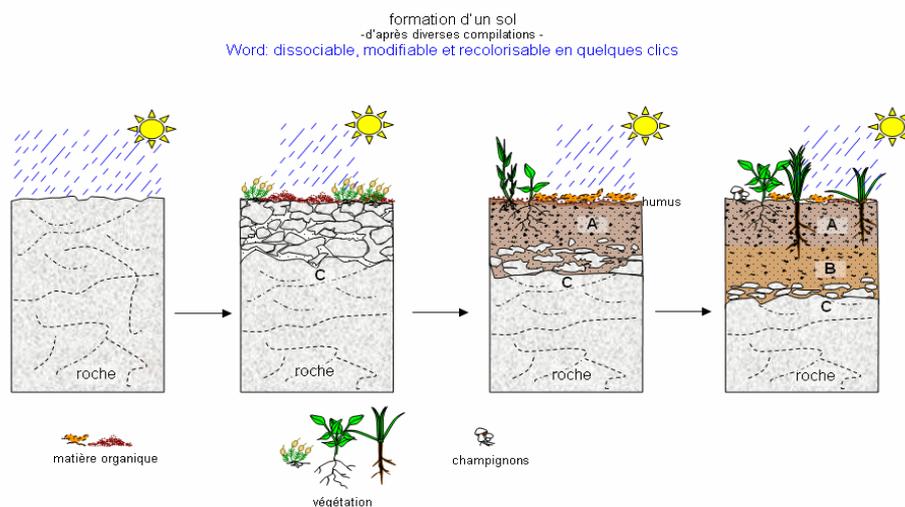


Figure 2. Les différentes étapes de la formation du sol

## 2. Le profil de sol

Le profil est une fosse ou une coupe verticale effectuée sur le terrain (manuelle ou mécanique) montrant la succession des différents horizons individuels et les propriétés du sol en fonction de la profondeur (figure 3).

A cet effet, la profondeur du profil va de la surface du sol jusqu'à la roche-mère, soit une profondeur d'environ 150 à 180 cm avec une largeur d'environ 80 cm afin de permettre toutes les observations possibles. Une fosse n'ayant pas atteint la roche peut être complétée par un sondage à la tarière.

Remarque : la description faite est celle du **profil pédologique** ; mais en agronomie souvent en effectue un **profil cultural** dans un sol cultivé qui représente ce qu'on appelle « terre arable » qui

s'étend généralement de la surface du terrain à la limite inférieure de la zone d'enracinement avec une profondeur de 50 à 60 cm.

### 3. Les horizons de sol

L'horizon est une couche de sol apparemment homogène, plus ou moins parallèle à la surface et d'épaisseur très variable. Les critères de différenciation des horizons dans un profil se font lors de l'étude sur terrain, elles sont nombreuses, mais les plus visibles et qui peuvent se remarquer facilement lors de la description : la couleur, la texture, l'humidité, la matière organique, la structure, la présence du calcaire, le cheminement des racines etc... Il est important de noter le type de transition avec les couches.

Le nombre d'horizons par profil varient selon d'état d'évolution du sol, mais d'une manière générale, les sols très évolués avec un processus de formation très actif présentent des profils différenciés, c'est-à-dire avec des horizons très différents entre eux surtout en surface. A l'opposé, les sols jeunes avec un processus peu actif, sont souvent peu différenciés. Toutes les études de sols sont basées sur l'étude des horizons.

D'une manière générale, dans un profil pédologique type, on distingue les principaux horizons de référence qui sont dénommés par des lettres : O, A, B, E, C, R, M... selon une nomenclature internationale.

**Horizon O** (organique) : c'est l'horizon le plus superficiel des sols, il est très riche en matière organique provenant principalement des débris et des déchets des organismes vivants (végétaux et animaux). Il sera noté « **OL** » lorsque la litière est composée de débris végétaux non décomposés; « **OF** », lorsque la couche est en fermentation avec des débris végétaux partiellement décomposés par l'activité biologique; « **OH** », c'est une couche humifiée, les végétaux ont disparu, ils sont complètement transformés en humus.

**Horizon A** (organo-minéral) : c'est un horizon qui contient la matière organique transformée en humus et de la matière minérale telles que les argiles et les limons.

**Horizon E** (horizon minéral, appelé éluvial) : Il est sous l'horizon A, essentiellement minéral, il est lessivé, appauvri en minéraux argileux, en sels, en carbonates, en hydroxydes, de couleur claire.

**Horizon B** (horizon d'accumulation, appelé illuvial) : il est sous l'horizon B, comprend des éléments minéraux et organiques lessivés par les eaux de pluie et des éléments d'altération de la roche-mère. Les éléments minéraux sont les sables, les argiles et les limons.

**Horizon C** : c'est un horizon de la roche-mère plus ou moins altéré et représente la transition entre le sol et la roche-mère.

**Horizon R ou M** (roche-mère): roche à l'origine du sol. Elle est responsable de certaines propriétés physico-chimiques du sol et de la nature de la végétation qui s'y développe. L'horizon sera noté « R » lorsque la roche est dure et « M » pour meuble ou tendre.

**Remarque** : Il est à rappeler que chaque horizon principal (O, A, E, B, ...) se subdivise en sous groupes suivant l'évolution du sol et les proportions de ses constituants. A titre d'exemple, selon l'importance des minéraux en présence, les principaux types d'horizon B sont les suivants: Bt

(accumulation argile), Bo (présence hydroxydes de Fer, Al), Bh (accumulation matière organique), Bca (calcaire), etc...

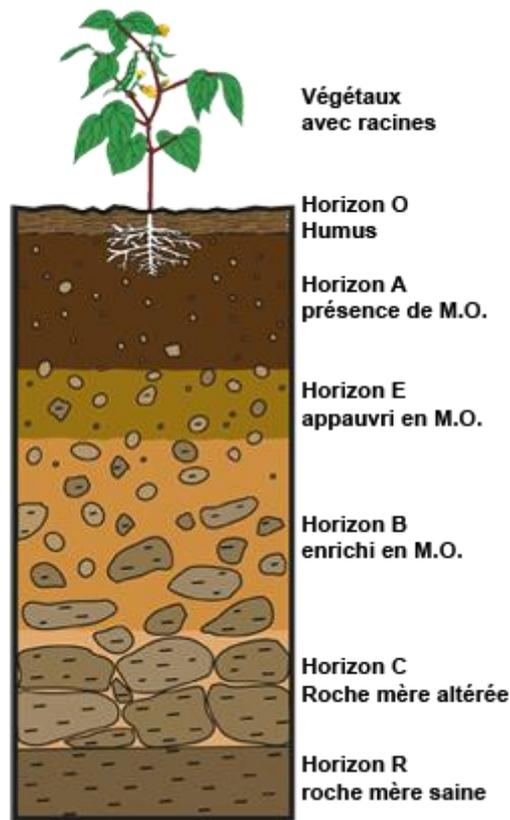


Figure 3. Présentation d'un profil avec ses horizons

## Chapitre II. Les éléments constitutifs du sol

Le sol comprend quatre composants principaux : l'air, l'eau, les constituants minéraux et la matière organique. L'air et l'eau sont localisés dans l'espace poreux qui peut occuper un volume très important. Les proportions entre air et eau sont soumises à de grandes fluctuations, mais l'état d'humidité optimum pour la croissance des plantes correspond à des volumes sensiblement égaux en air et en eau (figure 4).

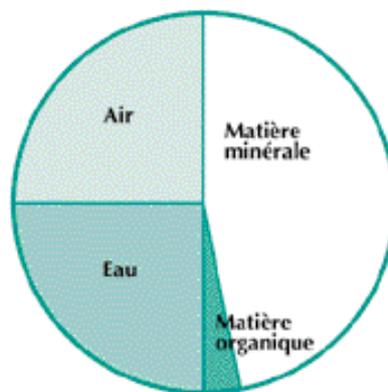


Figure 4. Répartition en volumes des principaux composants d'un sol cultivé

## 1. Les constituants minéraux

### 1.1. Composition granulométrique

Sur le plan granulométrique, les minéraux du sol peuvent être classés en 2 catégories : les éléments fins (terre fine) et les éléments grossiers. La séparation de ces 2 classes se fait à travers un tamis 2 mm de diamètre qui permet de séparer les cailloux et graviers de la terre fine.

#### 1.1.1. Les éléments grossiers

Ce sont tous les éléments ou particules dont la taille est supérieure à 2 mm (graviers, cailloux, etc...). Ce sont des éléments qui n'ont aucune importance sur le plan agronomique, car on verra plus tard qu'ils ne peuvent retenir ni l'eau ni les éléments minéraux à cause de leurs propriétés, mais ils peuvent jouer un rôle non négligeable dans le drainage des sols.

#### 1.1.2. Les éléments de la terre fine

Après élimination de la matière organique, on procède à l'analyse granulométrique (ou physique ou mécanique) de la terre fine dont le diamètre des éléments est inférieur à 2 mm. D'après la classification conventionnelle des particules minérales, la terre fine est composée de 5 fractions (tableau 1).

**Tableau 1. Echelle des différentes fractions granulométriques du sol (d'après Atterberg).**

Argile	Limons fins	Limons grossiers	Sables fins	Sables grossiers	Graviers	Cailloux
0	2μ	20μ	50μ	200μ	2000μ	20mm ++

### 1.2. La texture

La texture est un des paramètres physiques les plus importants pour apprécier les propriétés du sol. Elle intervient particulièrement dans la circulation et la rétention de l'eau, dans l'aération et le cheminement des racines et la rétention des éléments minéraux dans le sol. Il s'agit d'un état du sol et elle peut-être : argileuse, sablo-argileuse, sableuse, limoneuse, argilo-limoneuse etc....

Elle se détermine sur le triangle des textures à partir de la composition granulométrique établie au laboratoire en tenant compte de la loi de Stokes sur la sédimentation des particules granulométriques (**voire technique de la composition granulométrique en TP**) :

*Loi de Stokes : elle décrit la vitesse de chute de petites particules sphérique suspension indépendante dans un fluide sous l'action de la gravité.*

$$V = \frac{d^2}{18\eta} (\rho_s - \rho_f) g$$

où

- $d$  : diamètre des particules
- $r_s$  : masse volumique des grains
- $r_f$  : masse volumique du fluide
- $h$  : viscosité du fluide
- $g$  : accélération de la pesanteur ( $9,81 \text{ m/s}^2$ )

L'utilisation de cette méthode de sédimentation nécessite que les grains soient bien individualisés. Il faut également se souvenir que la viscosité du fluide (eau + dispersant) est liée à la température.

- Les fractions : argile et limons fins sont déterminées après sédimentation grâce à la pipette Robinson ;
- Les fractions : sables fins et sables grossiers sont déterminées par tamisage ;
- La fraction limons grossiers est obtenue par différence.

Une fois le pourcentage des différentes fractions obtenu (% argile ; % limons fins + grossiers ; % sables fins + grossiers), les données sont portées sur le triangle des textures pour déterminer la nature du sol. Il a rappelé qu'il existe dans les références bibliographiques un certain nombre de triangles selon les laboratoires de recherches américains et européens, en voici 2 types (figure 6):

Avec un peu plus d'expérience, la texture d'un sol ou d'un horizon peut être appréciée qualitativement sur le terrain grâce au toucher. Des méthodes de terrain permettent aussi d'apprécier qualitativement. Ces tests sont très utiles afin de sortir avec des conclusions de l'étude de terrain et d'orienter déjà le travail de laboratoire.

Il est à rappeler qu'au niveau du sol, plus les particules granulométriques sont fines plus leur activité est plus importante, c'est le cas notamment des particules argileuses qui sont les plus actives que celles des sables. Cette activité concerne particulièrement la rétention des éléments minéraux de l'eau. Ceci est lié la surface spécifique des particules qui est plus importante chez les éléments fins pour une même quantité (figure 5).

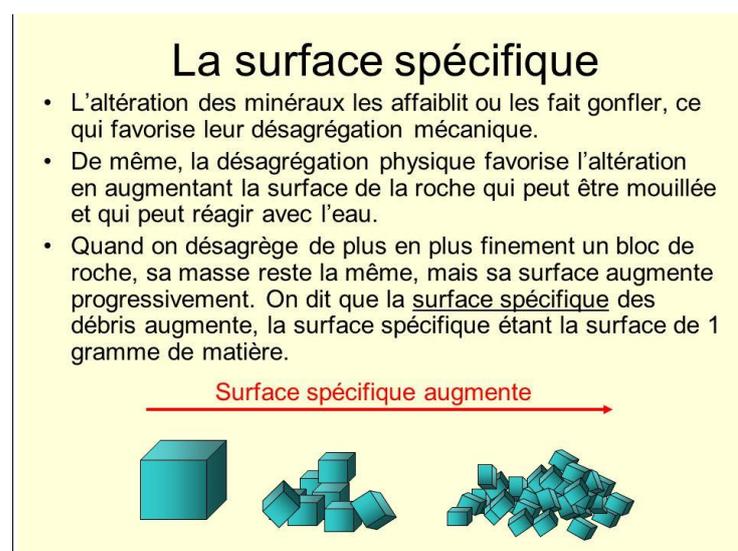


Figure 5. Fragmentation des minéraux et augmentation des surfaces spécifiques

### **1.2.1. Les principaux types de texture**

Il est possible de regrouper les textures en quatre classes fondamentales, qui permettent de définir les principales propriétés du sol :

#### **1.2.1.1. La texture argileuse (% argiles > 45%)**

Sols généralement très riches chimiquement, c'est-à-dire bien pourvus en éléments minéraux ; mais souvent des propriétés physiques défavorables car ils constituent un milieu imperméable et mal aéré, formant un obstacle au développement et à la pénétration des racines. Ce sont des sols difficiles à travailler à l'état humide car ils sont très plastiques, et également à l'état sec car ils sont durs et très plastiques. Ils ont tout de même caractérisés par une bonne structure favorisée par l'humification de la matière organique qui corrige en partie ces propriétés défavorables.

#### **1.2.1.2. La texture sableuse (% sables > 60%)**

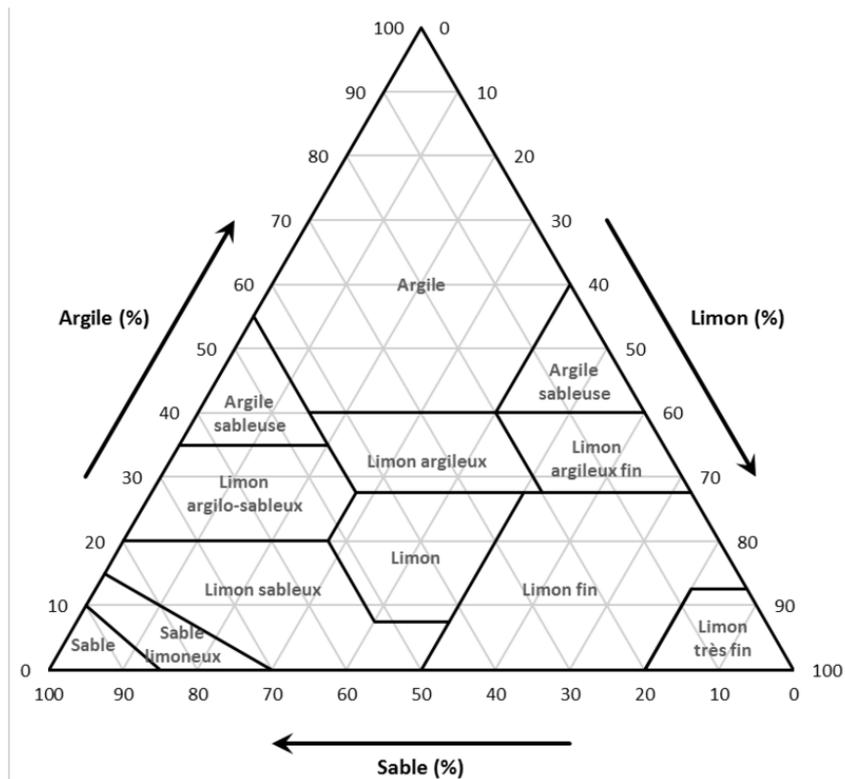
Sols bien aérés, faciles à travailler, ce sont ce qu'on appelle des sols légers. Ils sont pauvres en réserve hydrique et en éléments nutritifs car ils ont une faible capacité de rétention. Néanmoins ces sols peuvent être très favorables et très productifs à l'agriculture lorsque les moyens matériels existent (irrigation et engrais), car les racines des plantes évoluent mieux dans ce type de sols.

#### **1.2.1.3. La texture limoneuse (% limons > 50%)**

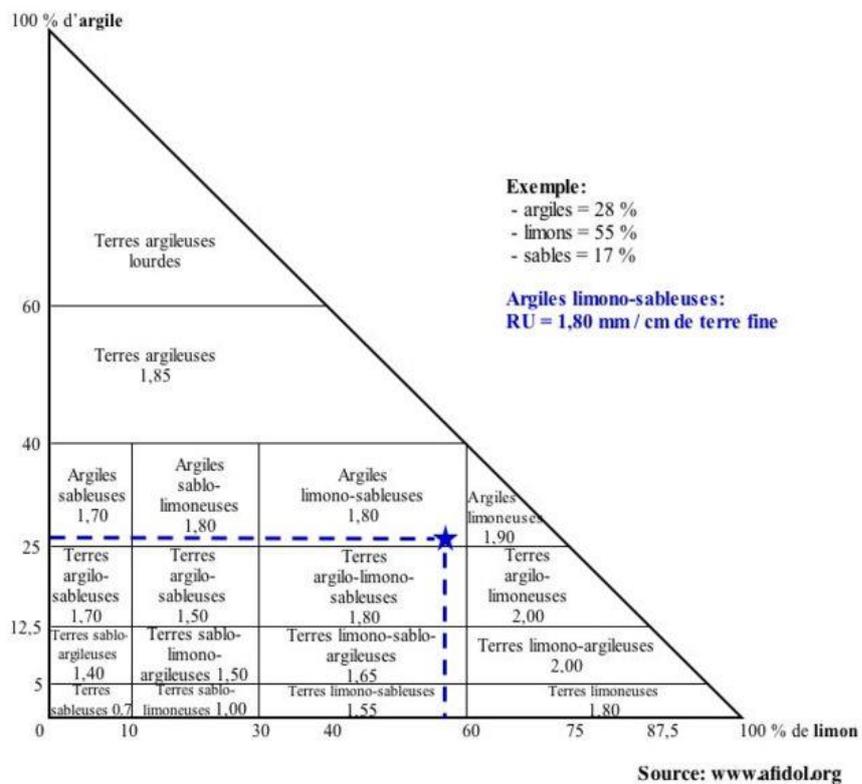
Ces sols sont très riches sur le plan chimique car ils constituent une réserve inépuisable en éléments nutritifs. Cependant sur le plan physique ils sont très défavorables car l'excès de limons et l'insuffisance d'argile peuvent provoquer la formation d'une structure massive en surface qu'on appelle « la croûte de battance » défavorable pour la levée des plantules.

#### **1.2.1.4. La texture équilibrée**

Texture équilibrée : elle correspond à l'optimum, dans la mesure où elle présente la plupart des qualités des trois types précédents, sans en avoir les défauts. Exemple d'une texture équilibrée avec une composition granulométrique favorable aux cultures : 15 à 25 % d'argile, 30 à 35 % de limons, 40 à 50 % de sables.



a) Triangle des textures USDA



b) Triangle des textures S. Henin et al

Figure 6. Quelques types de triangles des textures

## **2. Les composés organiques**

### **2.1. Définitions**

Les composés organiques jouent un rôle important dans le fonctionnement global du sol, au travers de ses composantes physique, chimique et biologique, qui définissent la notion de fertilité. Toutefois la relation entre la nature des composés organiques et leurs propriétés n'est pas facile à expliquer du fait des nombreuses interactions qui existent au niveau du sol, de la diversité des matières organiques et de leur renouvellement perpétuel. Les rôles majeurs joués par les matières organiques dans le fonctionnement du sol expliquent l'attention toute particulière qui doit leur être portée car elles jouent un rôle important dans le fonctionnement global du sol, au travers de ses composantes physique, chimique et biologique, qui définissent la notion de fertilité.

Le terme «matières organiques du sol» regroupe l'ensemble des constituants organiques morts ou vivants, d'origine végétale, animale ou microbienne, transformés ou non, présents dans le sol. Elles représentent en général 1 à 10 % de la masse des sols. Elles se répartissent en trois groupes :

- Les Matières Organiques Vivantes (MOV), animale, végétale, fongique et microbienne, englobent la totalité de la biomasse en activité (racines, vers de terres, microflore du sol...),
- Les débris d'origine végétale (résidus végétaux, exsudats), animale (déjections, cadavres), fongique et microbienne (cadavres, exsudats) appelés Matières Organiques Fraîches (MOF). Associés aux composés organiques intermédiaires issus de l'activité de la biomasse microbienne, appelés produits transitoires (évolution de la matière organique fraîche), elles composent les matières organiques facilement décomposables.
- Les composés organiques stabilisés (MOS), les matières humiques ou humus, provenant de l'évolution des matières précédentes. La partie humus représente 70 à 90 % du total.

### **2.2. Composition des composés organiques**

La matière organique fraîche se compose de substances et minéraux suivants (tableau 3) :

- Sucres, amidon et d'autres hydrates de carbone solubles dans l'eau ;
- Hémicelluloses ;
- Cellulose, polysaccharide provenant de la condensation de molécules de glucose ;
- Lignine qui est un produit de condensation de polyphénols ;
- Tanins ;
- Graisses, cire, huiles ;
- Protéines et dérivés ;
- Constituants minéraux (cendres) : P, S, K<sup>+</sup>, Ca<sup>++</sup>, Mg<sup>++</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> etc...

#### **2.2.1. Evaluation de la matière organique du sol**

L'évaluation de la teneur en matière organique du sol et la qualité de son évolution se fait au laboratoire par le biais de sa teneur en Carbone ou en Azote et le rapport carbone sur azote (C/N). Le taux de matière organique est un élément de base du suivi de la fertilité de la parcelle et un outil d'aide à la décision pour le raisonnement des apports.

Par convention, la matière organique totale du sol est estimée à partir des 2 formules empiriques suivantes (estimation moyenne basée sur plusieurs séries d'études expérimentales :

$$\% \text{ Matière organique totale} = \% \text{ Carbone organique total} \times 1,72$$

Ou

$$\% \text{ Matière organique totale} = \% \text{ Azote total} \times 20$$

**Remarque :** D'après les estimations établies, la matière organique est constituée en moyenne de 58% de Carbone (soit  $100/58 = 1.72$ ) et 5% d'Azote (soit  $100/5 = 20$ ).

Le rapport C/N est un indicateur de l'activité biologique des sols, il renseigne sur le degré d'évolution de la matière organique. Sur le plan agronomique, plus le rapport C/N est élevé (> 12), plus l'activité biologique réduite, et la minéralisation rencontre des difficultés. Ceci traduit qu'on en présence d'un milieu en conditions d'anaérobie et certainement d'acidité excessive (tableau 2).

**Tableau 2. Qualité des sols en fonction du rapport C/N**

6	8	9	10	11	12	14	----->
Très faible	Faible	Favorable			Légèrement élevé	Elevé	Très élevé
Sol à décomposition rapide de la matière organique.		Sol avec bonne décomposition de la matière organique.				Sol d'activité biologique réduite avec une décomposition lente de la matière organique.	

- *Le dosage du carbone se fait par la méthode d'oxydation sulfochromique.*
- *Le dosage de l'azote se fait par la méthode Kjeldahl.*

**Tableau 3. Teneurs des constituants de la matière organiques fraîche**

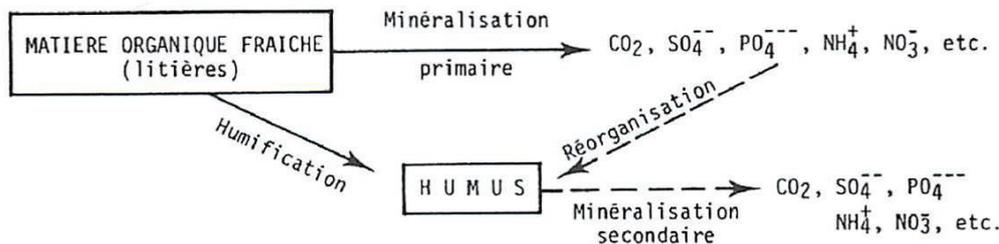
Constituants de la matière organique fraîche	Tissus végétaux (% matières sèches)	% Humus
Cellulose	20-50	2-10
Hémicellulose	10-28	2-20
Lignine	10-30	35-55
Protéines et matières aminées	1-15	15-45
Divers : graisses, tanins, cires	1-8	1-8

### 2.3. Evolution des composés organiques

L'évolution de la matière organique fraîche (MOF) produit l'humus. Les molécules complexes de la matière organique fraîche subissent une décomposition microbienne qui libère des composés simples le plus souvent solubles. La décomposition de la matière organique fraîche va suivre 2 voies :

Une partie subit le processus de **minéralisation**, c'est-à-dire la transformation en composés minéraux solubles ou gazeux, c'est ce qu'on appelle la minéralisation primaire. Certains de ces composés peuvent d'ailleurs se réorganiser au cours de l'humification.

Une autre partie échappe à la minéralisation et sert de matériau à l'édification de molécules nouvelles, de plus en plus complexe, dont l'ensemble constitue l'humus, c'est l'**humification**. Ces composés humiques contractent des liens plus ou moins étroits avec les composés minéraux (argiles, oxydes, etc...) puis ils se minéralisent à leur tour, mais plus lentement que la matière organique fraîche, c'est la minéralisation secondaire (Figure 7).



**Figure 7. Décomposition de la matière organique fraîche : Minéralisation et Humification**

## 2.4. Les agents de l'humification

La biomasse dans le sol est formée par la microflore (bactéries, champignons et actinomycètes) et la faune du sol; elle représente jusqu'à 5% de la matière organique du sol (tableau 5).

### 2.4.1. La microflore du sol

#### 2.4.1.1. Les bactéries

Abondantes autour des racines de certaines plantes comme les graminées et les légumineuses. Beaucoup sont hétérotrophes, elles décomposent la matière organique qui leur fournit l'énergie nécessaire au métabolisme. D'autres sont autotrophes, elles oxydent ou réduisent certains composés minéraux selon le pH et l'Eh du milieu. Les principales réactions sont les suivantes:

- Nitrification: oxydation de  $\text{NH}_4^+$  en  $\text{NO}_2^-$  et  $\text{NO}_3^-$
- Dénitrification: réduction des nitrates en azote gazeux ( $\text{NO}_3^-$ ) ----->  $\text{N}_2$
- Fixation d'azote atmosphérique
- Réduction sulfates en sulfures
- Oxydation sulfures en sulfates
- Réduction fer ferrique en ferreux
- Oxydation fer ferreux en ferrique

#### 2.4.1.2. Les actinomycètes

Ce sont des êtres intermédiaires entre les bactéries et les champignons, ils sont constitués de filaments mycéliens non cloisonnés qui peuvent décomposer la lignine et former des acides humiques.

#### 2.4.1.3. Les champignons

Ils sont hétérotrophes et aérobies et appartiennent à de nombreux groupes (Ascomycètes, Basidiomycètes). Ils agissent surtout dans les premières phases de la décomposition des litières. Certains sont associés aux racines des plantes supérieures en formant des mycorhizes.

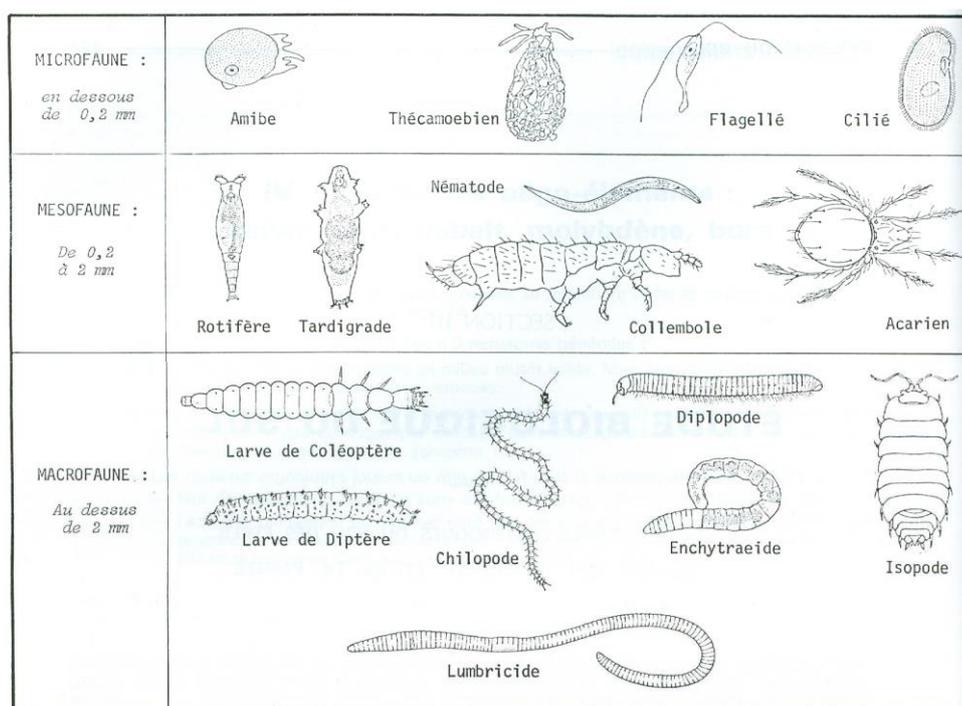
## 2.4.2. La faune du sol

Les individus de la pédofaune sont classés en 4 catégories d'après leur taille (tableau 4 et figure 8) :

- La microfaune < 0,2 mm : Protozoaires, Nématodes.
- La mésofaune entre 0,2 à 4 mm : Acariens, Collemboles, Insectes, Araignées...
- La macrofaune entre 4 à 80 mm : Lombrics, Insectes, Myriapodes, Araignées, Isopodes...
- La mégafaune > 10 cm : Mammifères, Reptiles, Amphibiens.

**Tableau 4. Invertébrés, tailles, abondance et régime alimentaire dominant dans chacune des 3 classes de la faune du sol dans une prairie tempérée.**

	Invertébrés	Taille	Abondance	Régime alimentaire
<b>Macrofaune</b>	Lombricidés Diplopodes Chilopodes Aranéides Isopodes Gastéropodes Larves de Coléoptères Larves de Diptères Autres insectes	L : 4 à 80 mm ø : 2 à 20 mm	100 à 1000 ind./m <sup>2</sup>	Carnivorie  Saprophagie  Microphagie moins répandue
<b>Mésofaune</b>	Acariens Collemboles Enchytréides Protozoaires	0,2 à 4 mm	10 000 à 100 000 ind./m <sup>2</sup>	Microphagie, saprophagie, ou carnivorie
<b>Microfaune</b>	Protozoaires Rotifères Nématodes Tardigrades	4 à 200 µm	de l'ordre de 1 000 000 ind./m <sup>2</sup>	Microphagie dominante



**Figure 8. Les principaux individus de la faune du sol**

## 2.5. Les principales phases de l'humification

### 2.5.1. Phase du lessivage physique

Les débris de la matière organique fraîche qui tombent sur le sol subissent un lessivage physique grâce aux eaux pluviales qui vont éliminer tous les composés facilement solubles tels que les sucres, sels minéraux ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,...), acides aminés, composés phénoliques solubles, etc..

### 2.5.2. Phase de désagrégation physique

Sous l'action principalement de la faune du sol, les débris organiques sont fragmentés, désagrégés, pulvérisés. Cette permettra d'augmenter considérablement la surface d'attaque des micro-organismes (jusqu'à 3000 ou 4000 fois).

### 2.5.3. Phase de la biodégradation

Il s'agit d'une phase réservée essentiellement aux micro-organismes. Il y a aussi action des enzymes digestifs des animaux. Dans cette phase, on assiste à un certain nombre de processus selon la substance à laquelle nous avons affaire : cellulolyse, hémicellulolyse, protéolyse et ligninolyse. Cette phase se caractérise par des processus biologiques de décomposition dont les principaux sont (tableau 5) :

- **Humogénèse** proprement dite : Il s'agit de la phase d'élaboration des composés humiques (acides fulviques, acides humiques et humines). Deux phénomènes peuvent être observés : élaboration de produits de synthèse et de déchets de métabolismes (activités des bactéries notamment) ; condensations (polymérisations) purement chimiques.
- **Complexation** : Lorsque les substances humiques à petites ou à grosses molécules sont mises en contact avec les colloïdes minéraux, il peut s'établir des liaisons de types variés entre les deux groupes de substances pour donner des complexes organo-minéraux. Leur formation est grandement favorisée par l'action exercée par la faune du sol et particulièrement les vers de terre. Les complexes organo-minéraux interviennent surtout comme ciment colloïdal pour assurer la cohésion des agrégats du sol. Toutefois, en milieu acide, il se forme également des complexes de chélation qui sont responsables de la migration en profondeur des colloïdes argileux et des sesquioxydes.
- **Minéralisation secondaire** : Il s'agit de la minéralisation lente des composés humiques.

Tableau 5. Synthèse des phases de l'humification

Phases	Agents	Actions, Effets
Lessivage physique	Eaux de pluie	Dissolution de composés solubles : sels minéraux, sucres simples, acides aminés,...
Dégradation physique	Faune du sol	Fragmentation des débris organiques.
Biodégradation	-Bactéries, Champignons -Enzymes du tube digestif des animaux du sol	Cellulolyse, protéolyse, ligninolyse, etc... Oxydation plus ou moins complète des produits formés (jusqu'à minéralisation). Production de substances pré-humiques (composés phénoliques solubles).
Humogénèse	-Bactéries -Processus purement chimiques	Elaboration de produits de synthèse et de déchets de métabolisme. Condensations purement chimiques Formations d'acides humiques et d'humines.
Complexation	Vers de terre	Formation de complexes organo-minéraux.
Minéralisation secondaire	Bactéries, Champignons	Minéralisation lente des composés humiques.

## 2.6. Propriétés générales des différentes fractions d'humus

Les fractions humiques sont des substances organiques naturelles, biogéniques et hétérogènes. Elles ont généralement un poids moléculaire élevé et sont divisées en 3 groupes différents :

- **Acides humiques** : solubles dans une solution alcaline.
- **Acides fulviques** : solubles dans l'acide ou l'eau.
- **Humines** : polymères de poids moléculaire très élevé non solubles.

### 2.6.1. Technique de séparation des différentes fractions

Les composés humiques sont extraits par solvants alcalins (pyrophosphates de Na). La solution obtenue est traitée à l'acide; une partie brune floccule, ce sont les acides humiques; la solution restante contient les acides fulviques. Une partie de l'humus n'est pas extractible: c'est l'humine et elle est généralement obtenue par différence (figure 9).

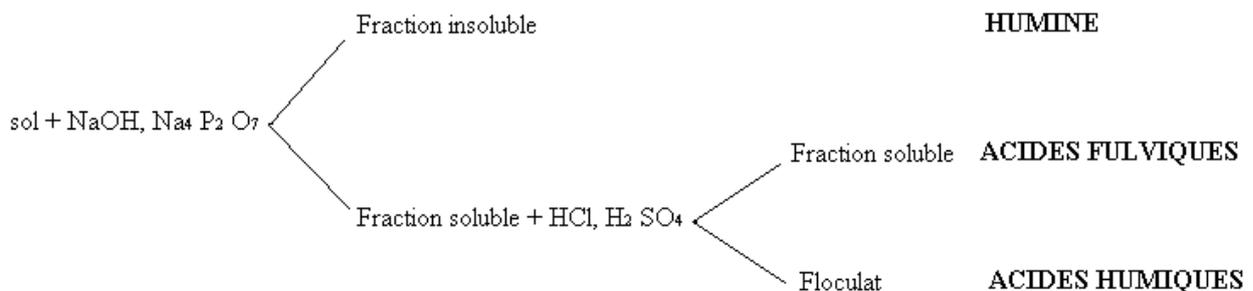


Figure 9. Schéma de l'extraction des principales fractions de l'humus

#### 2.6.1.1. Les acides humiques

- **Les acides humiques bruns** sont peu colorés, à molécule de taille moyenne et peu condensés. Ils se lient difficilement avec l'argile pour former des complexes argilo-humiques peu stables et flocculent lentement par le calcium à concentration élevée.
- **Les acides humiques gris** sont très foncés, à grosse molécule, très condensés et forment avec l'argile un complexe argilo-humique très stable. Ils flocculent aisément par le calcium à faible concentration.

#### 2.6.1.2. Les acides fulviques

Leur comportement dans le sol diffère selon les conditions du milieu qui en règle également la composition. En conditions défavorables et spécialement en milieu très acide (Mor), les acides fulviques sont très acides, agressifs, mobiles, capables de se complexer aux sesquioxydes (oxydes de Fer ou Al) dont ils provoquent la migration. En milieu moins défavorable, la propriété de former des complexes mobiles avec les sesquioxydes tend à disparaître. Il y a flocculation réciproque (polycondensation). Par contre, ils exercent une influence notable sur la migration des argiles. En conditions favorables, la production d'acides fulviques peut demeurer considérable. Mais en général, ils évoluent rapidement soit par condensation pour donner naissance aux gros édifices humiques, soit par liaison aux acides humiques déjà formés, soit par biodégradation rapide.

### **2.6.1.3. Les humines**

Il existe deux raisons principales pour lesquelles une matière humique devient peu attaquable aux réactifs :

- Fort degré de condensation ;

- Liaisons énergiques avec les colloïdes minéraux. L'humine qui représente 50 à 70 % de la matière organique totale se divise en :

\* Humine héritée : proche de la MOF est constituée de lignine peu transformée incorporée au sol par action mécanique et ne réalise avec l'argile que des liaisons peu stables.

\* Humine d'insolubilisation : provient de la précipitation irréversible de précurseurs solubles. Elle réalise avec l'argile des liaisons stables.

\* Humine microbienne : résulte d'une néoformation par les micro-organismes du sol dans des milieux biologiquement actifs. Elle forme avec l'argile des complexes stables mais labiles (qui ne dure pas longtemps) qui se détruisent par biodégradation de l'humus (minéralisation rapide).

## **2.7. Les principaux types d'humus**

### **2.7.1. Mull**

Les Mulls sont des humus forestiers, zoogènes, constitués d'un mélange homogène de matières organiques bien humifiées et de minéraux. On les reconnaît à leur structure grumeleuse ainsi qu'à l'activité de la microfaune fousseuse (surtout des vers de terre) qui les fréquente. Les débris organiques partiellement décomposés ne s'accumulent pas en un horizon distinct (horizon F) comme c'est le cas dans le Mor et le Moder. La teneur en matières organiques varie de 5 à 20 % et le rapport C/N, de 10 à 15. Le taux de saturation V est très élevé (85 %).

### **2.7.2. Moder**

Les Moders sont des humus forestiers, zoogènes, formés de débris végétaux partiellement décomposés par la faune du sol (horizon F), mais non feutrés comme les humus bruts. Bien que l'incorporation de matières organiques soit intense, elle se fait à faible profondeur, car aucun des organismes présidant à la formation d'un Moder n'est fousseur. Le brassage de particules organiques et minérales est purement mécanique. La teneur en carbone organique sous l'horizon F varie de 23 à 29%, et peut même excéder 35%. Le rapport C/N est de l'ordre de 20 à 25, parfois plus faible.

### **2.7.3. Mor**

Les Mors sont des humus forestiers, non zoogènes, caractérisés par un horizon F feutré et un horizon H, présentant une nette démarcation avec l'horizon A. Le Mor est généralement acide et a une forte teneur en carbone organique (au moins 52 %), et un rapport C/N élevé (de 25 à 35, parfois plus). Le taux de saturation reste faible (< 50 %).

Un certain nombre d'humus se développent dans des sols plus ou moins soumis à un engorgement temporaire ou permanent, le plus souvent en rapport avec le battement de la nappe phréatique. Ces humus sont dits hydromorphes. Le facteur écologique déterminant dans ces sols est leur absence d'atmosphère. En effet, toutes les lacunes du sol sont gorgées d'eau. L'oxygène qui aurait

pu s'y trouver est vite consommé, mais n'est plus remplacé.

Parmi les humus hydromorphes les plus fréquemment rencontrés, on peut citer les hydromulls (engorgement fugace), les hydromoders (engorgement saisonnier, mais court), les hydromors (nappe battante) et les anmoors (nappe permanente) (tableau 6).

**Tableau 6. Propriétés générales des principaux types d'humus**

Types	pH	% eau	Formation	Faune	Flore	Décomposition matière organiques	Physico-chimie	Minéralisation
<b>Mull calcaïque</b>	> 7	Saturé	Calcaire actif Roche-mère calcaire	Lombrics	Bactéries Actinomycètes	Rapide	Acides humiques	Lente
<b>Mull forestier</b>	5.5	20 - 60	Climax forestier Sol non calcaire	Lombrics	Champignons	Rapide	Acides humiques et fulviques	Rapide
<b>Moder</b>	4 - 5	10 - 20	Forêt décidue Sol siliceux	Arthropodes	Champignons acidiphiles	Moyenne	Acides humiques et fulviques non liés à l'argile	Assez lente
<b>Mor</b>	3.5 - 4.5	< 10	Forêt résineuse Sol siliceux	Acariens collemboles	Champignons acidiphiles	Lente	Polymérisation en profondeur	Très difficile
<b>Anmoor</b>	Variable	Variable	Sol hydromorphe	Faune aquatique	Bactéries anaérobies	Lente	Fixation à l'argile Peu d'humus formé	Lente
<b>Tourbe acide</b>	3 - 4	< 10	Eau acide	Absente	Qq. champignons	Très lente	Peu d'humus formé	Très difficile
<b>Tourbe calcaïque</b>	7 - 8	Saturé	Eau calcaire	Absente	Bactéries anaérobies	Très lente	Cendres	Très difficile

## 2.8. Formation du complexe organo-humique

Le complexe argilo-humique est une structure formée d'argile et d'humus. L'humus est la fraction stable de la matière organique du sol, c'est-à-dire qu'elle est peu sujette à la minéralisation, mais participe davantage à la structuration du sol. Les particules d'argiles et d'humus étant tous deux chargés négativement, elles retiennent des cations ( $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Al}^{+++}$ ,  $\text{Fe}^{+++}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ...) éléments essentiels aux plantes, et qui sont à la fois fixés par l'argile et l'humus et constituent ainsi des ponts de liaisons. L'ensemble argile, humus et cations de liaisons forment le complexe argilo-humique (ou encore appelé quelquefois organo-minéral). Des échanges de cations ont lieu entre le complexe argilo-humique et la solution du sol, ce qu'on appelle la capacité d'échange cationique (CEC), plus cette dernière est élevée, moins les cations seront perdus par le sol, ils seront donc plus accessibles aux plantes (figure 10 et figure 11).

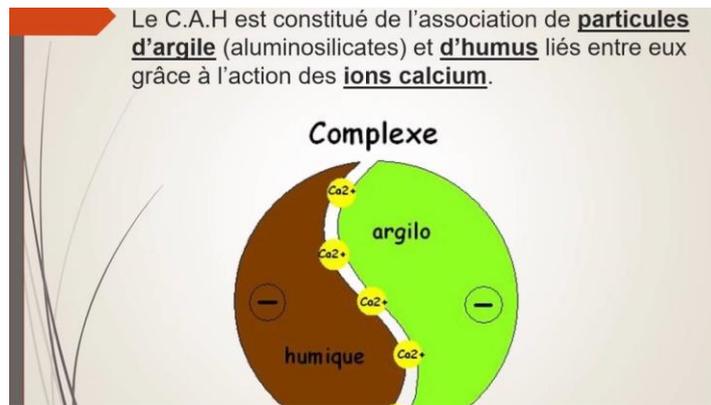


Figure 10. Formation du complexe argilo-humique

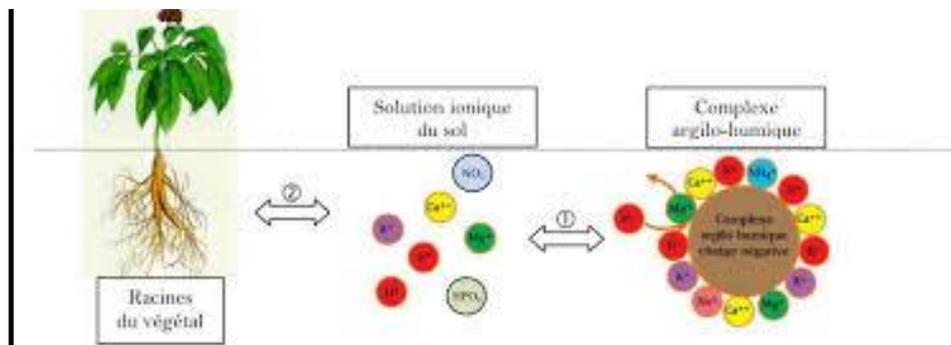


Figure 11. Echanges entre le complexe argilo-humique, la solution du sol et les racines

## 2.9. Fonctions des composés organiques dans les sols

Le sol contient un faible pourcentage massique de matière organique, généralement compris entre 1 et 5%. Cette petite quantité de matière organique, dont le carbone organique constitue à peu près la moitié, est très importante pour le fonctionnement du sol et de l'écosystème tout entier. En effet, la matière organique du sol joue de multiples rôles dans les processus écologiques (Figure 12) :

- C'est un réservoir d'éléments nutritifs Assurent le stockage et la mise à disposition pour la plante, par minéralisation, des éléments nutritifs dont elle a besoin. Elle a une capacité d'échange cationique très élevée: environ 200 meq/100g contre 30 à 40 meq/100g pour une argile comme l'Illite. Ainsi, la teneur en matière organique du sol a une forte influence sur la capacité de ce sol à retenir et restituer les éléments nutritifs, en les protégeant de la lixiviation.

- C'est le substrat de base pour le réseau trophique détritovore. Stimulent l'activité biologique, étant à la fois source d'énergie et d'éléments nutritifs pour les organismes et la faune du sol.

- Rôle primordial dans la structure du sol et participent à sa stabilité vis-à-vis des agressions extérieures (pluie, tassement...) en limitant notamment l'érosion hydrique. Les MO stabilisées sont des matières colloïdales, qui participent à la formation du complexe argilo-humique grâce à leurs charges surfaciques. Cette liaison intime entre matière organique et argiles contribue également à la formation d'agrégats stables et donc de macroporosité, synonymes d'une structure favorable au

bon enracinement et fonctionnement racinaire des plantes, ainsi qu'à la bonne infiltration et au drainage de l'eau.

-Favorisent le réchauffement du sol, la coloration plus sombre du sol par les quantités importantes des matières organiques subi le phénomène de l' « albedo », le sol absorbe alors davantage de rayonnement solaire et il s'échauffe plus. Son bilan énergétique est donc lié à sa teneur en matière organique.

-Contribuent à la perméabilité, l'aération du sol et la capacité de rétention en eau. La matière organique a une très forte capacité de rétention d'eau et permet donc d'augmenter la réserve utile du sol.

-Jouent un rôle fondamental pour les autres compartiments de l'environnement en participant au maintien de la qualité de l'eau (surface et souterraine) par leur forte capacité de rétention des polluants organiques (pesticides, hydrocarbures...) et minéraux (éléments traces métalliques).

-Peuvent être aussi source de polluants potentiels, comme les nitrates et les phosphates.

-Influencent la qualité de l'air, par le stockage ou l'émission de gaz à effet de serre. Elles ont un rôle de puits ou d'émetteur de carbone (principalement sous forme de CO<sub>2</sub>). Certains changements d'usage des pratiques agricoles favorisent le stockage du carbone dans les sols (conversion de cultures en prairies). Au contraire, la mise en culture de ces prairies entraîne une diminution du stock de carbone.

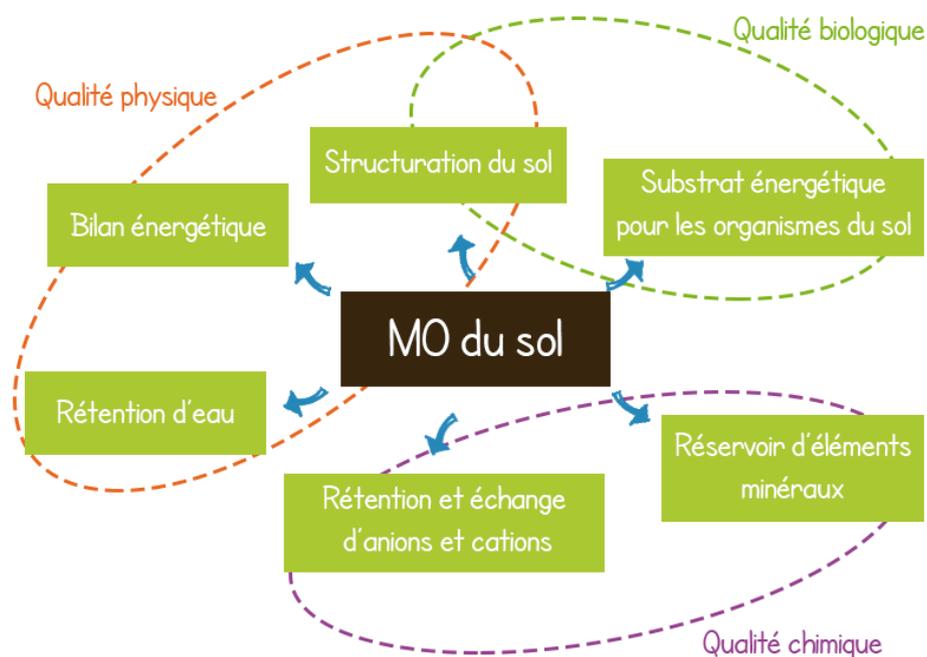


Figure 12. Importance de la matière organique dans le sol

## Chapitre III. Les propriétés physiques du sol

### 1. La structure du sol

On définit la structure d'un sol comme étant le mode d'organisation des différentes particules granulométriques (sables, limons, argiles) entre elles. Les particules isolées, une fois assemblées, apparaissent comme des particules plus grosses, c'est ce qu'on appelle des grumeaux qui s'organisent en agrégats. Les particules et les grumeaux peuvent s'agréger de différentes façons, ce qui donne diverses structures de sol. De la structure dépend en grande partie la circulation de l'eau, les particules et les grumeaux peuvent s'agréger de différentes façons, ce qui donne diverses structures de sol (figure 13).

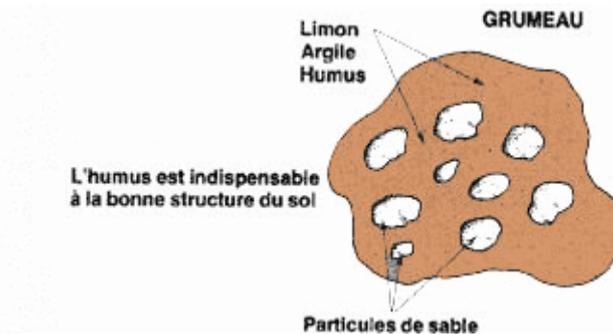


Figure 13. Formation de la structure de sol

La structure est un paramètre très important de la fertilité des sols. De la structure dépend en grande partie la circulation de l'eau dans le sol, le degré d'aération grâce à l'équilibre entre la macro et microporosité, l'activité biologique, le cheminement des racines dans le sol, etc... A l'inverse de la texture qui est un paramètre très stable dans le temps et ne varie pas quelles que soient les conditions de travail du sol, l'état structural d'un sol peut changer très rapidement en fonction des pratiques culturales, de la qualité et quantité des constituants minéraux et organiques et de l'activité biologique (figure 14).

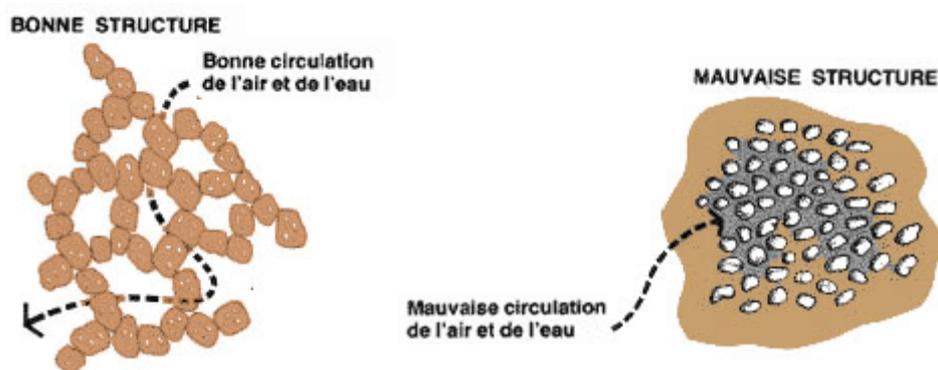


Figure 14. Organisation d'une bonne et mauvaise structure

## **1.1. Formation de la structure**

Les agents qui interviennent dans la formation de la structure sont : l'humus, l'argile, le calcaire, les micro-organismes et certains oxydes de minéraux tels que le fer et l'aluminium qui concernent surtout les sols tropicaux.

Cette formation fait intervenir 3 processus : la floculation, la cimentation et les forces de surface.

### **1.1.1. La floculation**

La floculation des colloïdes électronégatifs (argiles et composés humiques) se fait en présence de cations floculant ( $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Al}^{+++}$ ,  $\text{Fe}^{+++}$ ,  $\text{Al}(\text{OH})_n$ , etc...). Cette floculation est influencée par la concentration et le nombre de charges de l'élément.

### **1.1.2. La cimentation**

La cimentation est le processus le plus important dans la formation de la structure, car la stabilité de cette dernière dépend en grande partie de ce processus et des agents qui interviennent et qui sont :

#### **1.1.2.1. L'humus**

La stabilité des agrégats est due en grande partie à la richesse du sol en composés humiques. La nature de l'humus intervient aussi, par exemple un humus plus polymérisé tel que le type Mull (humus favorable) cimente mieux les particules que le Moder (humus moins favorable). D'autre un humus calcique, c'est-à-dire saturé en calcium favorise la cimentation.

#### **1.1.2.2. Le calcaire**

Dans la cimentation des particules, c'est le calcaire fin qui intervient (calcaire actif). La stabilité des agrégats augmente avec la cristallisation du calcaire. Ce type de cimentation qui peut atteindre des épaisseurs très importantes exige un climat aride à semi-aride, car la cristallisation du calcaire se fait sous évaporation intense. A titre d'exemple, les sols Rendzines et calcimagnésiques possèdent une très bonne structure malgré leur faible teneur en humus.

#### **1.1.2.3. Les oxydes de fer et d'aluminium**

Ces minéraux se trouvent en abondance dans les sols tropicaux chauds et humides. Le rôle d'agrégation de ces minéraux peut-être joué sous plusieurs formes telles que la forme cristallisée (concrétions, carapaces) souvent irréversible et la forme colloïdale liée (complexe oxydes-argilo-humique).

#### **1.1.2.4. L'argile**

Les argiles par leur finesse peuvent enrober des particules plus grosses tels que les sables, mais la cimentation des agrégats issue de cette liaison n'est stable car la surface spécifique des sables faible. La nature minéralogique du type d'argiles a aussi une influence sur l'agrégation, la montmorillonite (argile gonflante à 3 couches, riche en minéraux) favorise la formation d'une structure prismatique ou polyédrique, par contre la kaolinite (argile à 2 couches, pauvre en minéraux) favorise la structure lamellaire ou plate.

### **1.1.3. Les forces de surface**

Les forces de surface appelées également forces de Van Der Waals, ne concernent les argiles qui disposent de surfaces très importantes parmi les autres minéraux. Les particules d'argiles agissent les unes sur les autres, ce phénomène dépend de la concentration en ions des particules et de la distance qui sépare ces dernières. Le champ des potentiels des forces inter-particulaires diminue à mesure qu'on s'éloigne de la surface du minéral.

## **1.2. Les principaux types de structures de sol**

Il existe plusieurs types de classifications de structures basées sur des critères différents, mais nous ne tiendrons compte que de ceux qui prennent en considération la **forme des agrégats** individuels et leurs dimensions (figure 15).

### **1.2.1. Structure grumeleuse (ou granulaire)**

Les particules individuelles de sable, limon et argile s'agrègent en petits grains presque sphériques. C'est une structure constituée d'agrégats arrondis, poreux. Elle est assez caractéristique des horizons superficiels et organiques (horizon A), sous végétation de graminées. Cette structure facilite les échanges d'eau et d'air, elle est très favorable au développement du système racinaire des plantes et à l'activité des micro-organismes aérobies.

### **1.2.2. Structures polyédriques anguleuse et sub-anguleuse.**

Les agrégats ont des surfaces planes séparées par des arêtes assez vives et anguleuses avec des formes mal définies avec des orientations non préférentielles. On la rencontre souvent dans des horizons B argileux. La taille des agrégats est variable. La perméabilité est plus importante lorsque la structure est fine, nettement moins bonne lorsqu'elle est grossière.

### **1.2.3. Structure prismatique**

Les agrégats prismatiques, souvent de grandes tailles, allongés suivant une orientation préférentielle verticale, séparés par des arêtes moyennement marquées. Ils sont étirés dans le sens de la hauteur. Cette structure est plus fréquente dans les horizons d'accumulation d'argile (horizons). Les sols qui possèdent cette structure sont caractérisés avec une circulation de l'eau et un drainage médiocres. C'est caractéristique de sols lourds argileux.

### **1.2.4. Structure lamellaire**

Il s'agit d'une structure très orientée horizontalement du fait d'une redistribution des minéraux après désagrégation, par exemple sous l'effet de pluies intenses ou de façons culturales males conduites. Les agrégats sont sous forme de couches horizontales en fine plaquette en lamelles superposées. Cette structure qui s'oppose aux échanges d'eau et d'air entre le sol et la surface. Elle est assez défavorable à la germination des graines et à la levée des plantules dans une telle structure.

### **1.2.5. Structure particulaire**

Absence d'agrégats, horizon non cohérent, constitué de particules (minérales ou organiques) individualisées et libres. Il n'y a pas de relation entre les grains, particulièrement lorsque la texture est très sableuse, avec peu de matière organique, des grains non soudés. On parle de sol sans structure.

### **1.2.6. Structure colonnaire**

Elle ressemble à la structure prismatique, mais le sommet des agrégats est arrondi. Cette structure est assez caractéristique des sols de type solonetz (sols salés). Ces sols posent de nombreux problèmes de mise en valeur ou même de maintien de la fertilité. La structure colonnaire est souvent indicatrice de sols défavorables.

### **1.2.7. Structure cubique**

Les agrégats, souvent couverts de revêtements argileux, sont délimités par des surfaces planes nettes et peu nombreuses avec des arêtes (verticales et horizontales) vives et toutes sensiblement de la même dimension. Habituellement ce mode d'agencement des agrégats est extrêmement jointif, ce qui ne laisse aucune place pour la porosité structurale. La perméabilité aux fluides y est réduite. On rencontre cette structure dans des horizons argileux plus ou moins salés.

### **1.2.8. Structure massive cohérente**

Il s'agit d'un assemblage de grains soudés en une masse continue, par exemple lors de phénomènes de concrétionnement (formation de croûte). Cette structure est peu favorable aux transferts d'eau et d'air et au développement des végétaux.

	<b>grenue</b> agrégats plus ou moins sphériques, peu ou non poreux, à faces courbes, pas d'arête ni d'orientation préférentielle		<b>prismatique</b> agrégats allongés suivant une direction préférentielle généralement verticale, faces planes, arêtes anguleuses
	<b>grumeleuse</b> agrégats poreux, irréguliers, mammelonnés et qui présentent un ensemble de faces courbes dominantes		
	<b>lamellaire</b> agrégats à orientation préférentielle dans deux directions de l'espace, arêtes anguleuses		<b>columnaire</b> agrégats allongés, de type prismatique mais à sommet arrondi
	<b>cubique</b> agrégats à faces planes et peu nombreuses, arêtes anguleuses et toutes sensiblement de même dimension		
	<b>polyédrique anguleuse</b> agrégats à nombreuses faces planes, sans orientation préférentielle, arêtes anguleuses		<b>en plaquette oblique</b> agrégats à orientation préférentielle oblique, à faces gauchies, presque toujours lissés et souvent striées, arêtes vives
	<b>polyédrique subanguleuse</b> agrégats à plusieurs types de face ou d'arêtes, forme mal définie, arêtes souvent émoussées		

Figure 15. Les principaux types de structure de sol

### 1.3. Les effets de la structure sur les qualités du sol

#### 1.3.1. Sur la porosité

La porosité peut être définie comme étant le volume de vide dans un sol, c'est-à-dire l'espace occupé par les phases liquide et gazeuse. Dans les sols on peut distinguer 2 types de porosités : la macroporosité (diamètre > 10 $\mu$  : sols sableux) pour la circulation de l'air et microporosité pour le stockage de l'eau (diamètre < 10 $\mu$  : sols argileux). La détermination de la porosité totale est réalisée au laboratoire à partir de 2 paramètres qui sont la densité réelle ( $d_r$ ) sur terre fine grâce au pycnomètre et la densité apparente ( $d_a$ ) sur agrégat naturel enrobé de paraffine. La différence entre la densité réelle et la densité apparente représente la porosité totale, car cette technique est quantitative et non qualitative, elle ne fait pas de distinction entre les deux densités.

$$\% \text{ Porosité totale (P)} = \frac{d_r - d_a}{d_r} \times 100$$

Sur le plan pratique, la porosité la plus favorable comprend les 2 formes en proportions plus ou moins égales. Le déséquilibre en faveur de la macroporosité peut provoquer un risque de sécheresse ; lorsqu'il est en faveur de la microporosité il y a risque d'asphyxie. La structure grumeleuse offre une porosité totale très élevée ( $P > 70\%$ ) avec approximativement un équilibre entre les 2 types de porosité, ce qui fait d'elle la plus favorable pour le maintien d'une porosité bénéfique pour les qualités d'un sol. Par contre la structure particulaire présente une porosité totale faible ( $P < 40\%$ ), notamment lorsqu'il s'agit de particules tels que les limons capables de provoquer la croûte de battance à la surface du sol.

### **1.3.2. Sur l'érosion du sol**

Il faut rappeler que deux types d'érosion peuvent affecter les sols : l'érosion hydrique (par eau) et l'érosion éolienne (par le vent).

La structure grumeleuse encre une fois donne des agrégats de petites tailles qui constituent un obstacle au ruissellement, ceci permettra la diminution de la vitesse de l'eau en surface et par conséquent l'impact de l'érosion hydrique, ce qui n'est le cas des structures lamellaire et particulaire à titre d'exemples. D'une manière générale, les sols qui résistent le mieux à l'érosion hydrique sont ceux qui contiennent des teneurs importantes en matière organique et du calcaire permettant aux sols d'avoir un état floculant.

L'érosion éolienne est d'autant plus forte que les particules qui constituent le sol sont fines et libres, donc il n'y a pas d'agrégats et le sol est sans structure. Ce type d'érosion est caractéristique des zones arides, semi-arides et sahariennes, elle favorisée par les périodes chaudes et de sécheresse. L'érosion éolienne peut se produire également sur les terrains labourés en périodes sèches.

### **1.3.3. Sur le contact sol-racines**

La structure prismatique ne favorise pas le bon contact entre le sol et les racines, c'est un caractère de sols argileux lourds et asphyxiant avec une forte microporosité. Les racines vont se développées dans les fissures verticales entre deux agrégats disposés en colonnes, ceci n'est pas bénéfique aux racines pour explorer tout le volume du sol et se répercutera sur le rendement des végétaux.

La structure grumeleuse constituée d'agrégats en petits grumeaux permet le meilleur contact sol-racines, car dernières ont la possibilité d'explorer tout le volume du sol pour une bonne productivité.

### **1.3.4. Sur les échanges thermiques**

D'une manière générale, plus la macroporosité est importante plus les échanges thermiques et gazeux sont importants, c'est le cas des sols sableux qui sont considérés comme des sols froids. Ce type de sol peut être favorable pour certaines spéculations telles que les cultures maraichères précoces si des moyens supplémentaires sont apportés (irrigation, fertilisation, plasticulture, etc...). La microporosité peut également jouer un rôle dans les échanges thermiques grâce à l'eau stockée dans les pores, en effet la présence de l'eau dans le sol peut être considérée comme facteur de rafraîchissement.

#### 1.4. La stabilité structurale

La stabilité structurale est une estimation ou une mesure de la résistance des agrégats face aux agents qui peuvent les détruire, et en particulier face à l'eau. C'est ainsi qu'au laboratoire, on peut apprécier la stabilité structurale des agrégats en plaçant un échantillon dans un verre rempli d'eau distillée et on observe : s'il ne se détruit pas ou très peu après un certain temps cela veut dire qu'il a une bonne stabilité structurale ; par contre si la destruction se rapidement cela veut dire qu'on est en présence d'un sol ayant une mauvaise stabilité structurale, c'est le cas des sols salés sodiques.

*Des tests réalisés au laboratoire permettent de mesurer la stabilité des agrégats (Hémin et Monnier, 1956): Le sol prélevé est séché à l'air puis tamisé de 2 mm. On prélève ensuite 3 échantillons du sol tamisé :*

*\*Un échantillon sera soumis à un pré-traitement à l'alcool (agent protecteur);*

*\*Un deuxième échantillon sera soumis à un pré-traitement au benzène (agent destructeur) ;*

*\*Le troisième échantillon ne subit pas de pré-traitement (agent intermédiaire) .*

*. On détermine alors pour chaque échantillon le % d'agrégats qui ont résisté ;*

*On calcule alors un indice de stabilité « Is » de la façon suivante :*

$$Is = \frac{(\% \text{ particules } < 20 \mu\text{m maximum})}{3} - 0.9 SG$$

avec :

*Is : indice d'instabilité*

*Ag(a) : % d'agrégats stables après pré-traitement à l'alcool ;*

*Ag(b) : % d'agrégats stables après pré-traitement au benzène ;*

*Ag(e) : % d'agrégats stables sans pré-traitement eau;*

*-0.9xSG : -% sables grossiers (uniquement 1/10 de SG intervient dans la formation de la structure)*

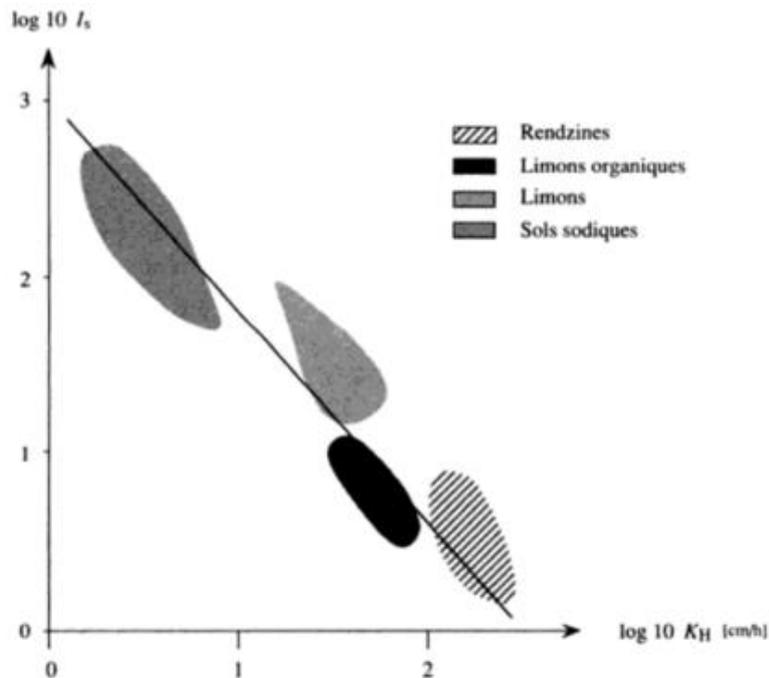
*Afin de pouvoir comparer les indices obtenus pour différents sols ou horizons, il a été déterminé des classes de stabilité (Tableau 7) basées sur le logarithme décimal de Is X 10, soit log 10 Is qui s'échelonne, en général, de 1 à 3 (les valeurs de Is pouvant quant à elles s'échelonner de 0,1 à plus de 100).*

**Tableau 7. Classes de stabilité structurale d'après log10 Is**

Stabilité	log 10 Is	Evolution structurale probable
Très stables	< 1	— Aucune manifestation de désagrégation. — Effet durable des sous solages et labours profonds réalisés en conditions sèches.
Stables	1,0-1,3	— Battance peu probable et peu intense. — Prise en masse hivernale rare. — Sensibilité à l'érosion faible, même sur pentes fortes.
Stabilité médiocre	1,3-1,7	— Battance fréquente et accentuée en conditions pluvieuses. — Prise en masse lors d'excédents hydriques prolongés. — Erosion en rigole sur pentes fortes (> 3 %).
Instables	1,7-2,0	— Battance et prise en masse fréquentes en conditions climatiques normales. — Erosion fréquente sur pentes moyennes.
Très instables	> 2	— Battance et prise en masse généralisées. — Imperméabilité totale en fin d'hiver. — Erosion sur pentes très faibles.

L'instabilité structurale des sols ( $I_s$ ) est en relation avec la perméabilité ( $K$ ), c'est-à-dire qu'elles sont inversement proportionnelles ; plus  $I_s$  est faible, plus  $K$  est élevé et plus la structure du sol est stable. La stabilité structurale est calculée d'après l'équation de la droite de régression établie par Henin et Monnier (1956) qui détermine la relation entre l'indice d'instabilité et la perméabilité par la formule suivante (figure 16):

$$I_s = 3 \log_{10} K + 2.5 \log_{10} I_s - 7.5$$



**Figure 16. Stabilité structurale de certaines classes de sols  $\log_{10} I_s$  en fonction de  $\log_{10} K$  (d'après Henin et Monnier, 1956)**

## 2. L'eau dans le sol

La satisfaction des besoins en eau de la plante est certainement le facteur le plus important de la croissance végétale et de la productivité forestière. La fertilité d'un sol ne se manifeste que dans la mesure où il existe dans le sol une réserve d'eau suffisante pour compenser les pertes par évapotranspiration et ainsi assurer une bonne hydratation de la plante.

Sous nos climats, l'apport d'eau au sol se fait sous forme de pluie, neige, rosée et brouillard. Toute l'eau des précipitations n'atteint pas le sol, une partie est évaporée directement pendant et après la pluie; une autre partie constituée de gouttes peut être interceptée par le feuillage. L'eau qui atteint le sol ruisselle, s'infiltre et ré-humecte le sol. Les racines absorbent cette eau que la tige et les feuilles évaporent par transpiration. Une fraction réduite finalement gagne la profondeur et atteint la nappe. Un profil de la quantité d'eau contenu dans une coupe du sol et du sous-sol montre une augmentation de la teneur en eau avec la profondeur.

### 2.1. Les mouvements de l'eau dans le sol

L'eau qui arrive au sol, par pluie ou irrigation, ou par remontée à partir d'une nappe, est l'objet d'un certain nombre de mouvements. Les mouvements de l'eau dans le sol relèvent de deux processus opposés (figure 17):

-Les mouvements d'infiltration sous l'effet de la pesanteur : il s'agit des mouvements descendants de l'eau de gravité, qui s'infiltrer après les pluies, et qui sont liés à la perméabilité du sol ou des horizons.

- Les mouvements de diffusion capillaire, non liés à la pesanteur mais plutôt à des différences d'humidité, donc de P.F. entre des points du sol. Ces mouvements peuvent s'exercer en tous sens.

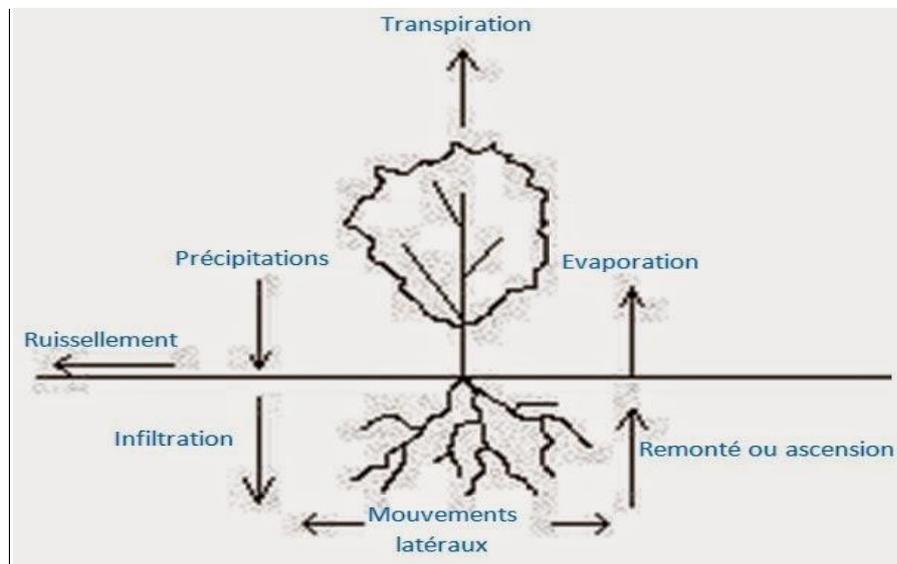


Figure 17. Les mouvements de l'eau dans le sol

### 2.1.1. Mouvements soumis à la pesanteur

-Ruissellement : c'est une perte d'eau et de sol dû à l'érosion.

-Infiltration : appelée également percolation ou drainage en profondeur est un paramètre dont la vitesse dépend de la perméabilité du sol. Ce phénomène peut avoir des effets néfastes sur le sol en provoquant le lessivage des éléments solubles tels les nitrates, sels de calcium, etc... vers le bas.

### 2.1.2. Mouvements de diffusion capillaire

- Remontée capillaire : elle est d'autant plus efficace que le sol soit plus tassé ; l'évaporation plus régulière ; le sol parcouru par des racines plus nombreuses et profondes. La remontée des éléments minéraux solubles est faible sous climat tempéré et forte sous climat aride et chaud.

- Evapotranspiration : il s'agit d'un jumelage de 2 phénomènes : l'évaporation au niveau du sol et la transpiration par les feuilles des végétaux.

- Mouvements latéraux : ils sont en générale de faible amplitude

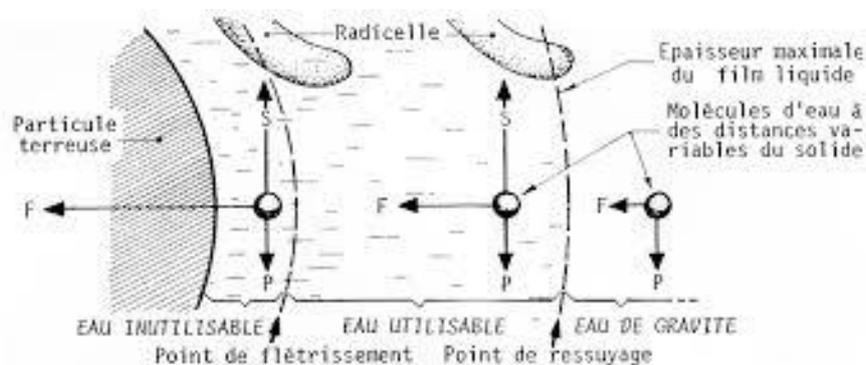
## 2.2. Les formes de l'eau dans le sol

L'eau dans le sol peut se trouver sous 3 états (figure 18). Si l'on sature d'eau un sol (la totalité de la porosité est occupée par l'eau) que l'on peut assimiler à une éponge par exemple, on peut observer que :

**L'eau de gravité** ou de saturation s'écoule d'abord rapidement puis de plus en plus lentement, quittant les espaces vides les plus grands qui se remplissent d'air. Cette eau occupait la «macroporosité » du sol. Lorsque l'eau cesse de s'écouler, la terre, ressuyée, atteint son taux d'humidité à la capacité au champ, valeur qui traduit sa capacité de rétention de l'eau.

**L'eau utilisable** par la plante est celle que retient ainsi le sol, soit à l'intérieur de fins capillaires soit sous forme de films assez épais autour des éléments solides. La plante s'en nourrit tandis que s'abaisse le taux d'humidité de la terre. Mais bientôt la plante semble souffrir de la sécheresse et se fane : le point de flétrissement est atteint<sup>2</sup>. Pourtant une mesure de l'humidité montre que la terre contient encore de l'eau.

**L'eau inutilisable** par la plante représente le troisième état. Formant autour des éléments solides des films très minces, cette eau est retenue par le sol avec tant d'énergie que la force de succion des racines, pourtant considérable ne peut l'en extraire.



**Figure 18. Les formes de l'eau dans le sol**

## 2.3. Mesure de l'humidité du sol

### 2.3.1. Mesure au laboratoire (méthode gravimétrique)

Le poids de l'échantillon de sol humide comprend le poids des particules sec plus le poids de l'eau. Donc si l'eau est ajoutée au sol, le poids humide du sol augmente. Le poids sec des particules du sol au sein de l'échantillon est fixe. En revanche, on ne connaît pas la quantité d'eau ajoutée au sol. C'est pour cette raison qu'au laboratoire sol, la teneur en humidité du sol est normalement exprimée sur la base du poids sec, parce que ce dernier est constant au fil du temps, alors que le poids humide ou mouillé peut changer. La teneur en eau d'un est exprimée par rapport au poids de sol sec dans le résultat final. La méthode gravimétrique est très précise, mais elle est longue (attendre 24h. pour avoir le résultat) et destructive.

\*Les étapes de la technique expérimentale au laboratoire sont les suivantes :

- Peser une capsule en porcelaine ou en aluminium (P)
- Prendre une quantité de l'échantillon humide en question (environ 50g) à mettre dans la capsule préalablement pesée. Peser l'ensemble sol humide et capsule (P1). Le poids du sol humide est maintenant connu (P1-P).
- L'ensemble est placé dans une étuve à 105°C pendant 24 heures pour être séché.
- Le lendemain l'échantillon dans la capsule est retiré de l'étuve ; on laisse refroidir puis pèse (P2).

\*L'application des résultats pour déterminer la teneur en eau est la suivante :

- Poids sol sec =  $P_2 - P$
- Poids sol humide =  $P_1 - P$
- Poids d'eau l'échantillon humide =  $(P_1 - P) - (P_2 - P) = P_1 - P_2$

$$\% \text{ Humidité dans le sol} = \frac{(P_1 - P) - (P_2 - P)}{P_2 - P} = \frac{P_1 - P_2}{P_2 - P} \times 100$$

### 2.3.2. Mesure sur le terrain

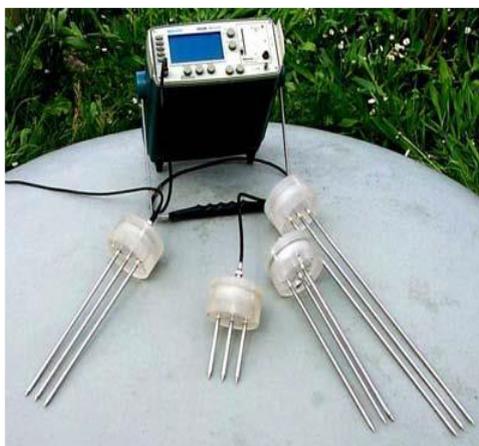
Il existe différentes techniques de mesure de l'humidité d'un sol sur le terrain. Les plus connues sont les suivantes :

**-Méthode par sonde à neutrons** : Cette méthode reste particulièrement efficace mais chère et désormais beaucoup trop réglementée (caractère radioactif du principe de l'appareil) pour être utilisée simplement par un opérateur.

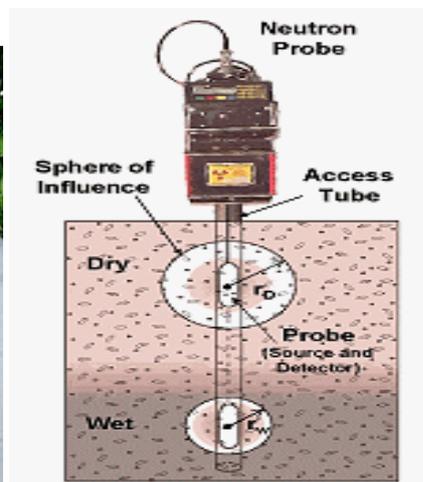
**-Méthode par mesure de la conductivité électrique** : Cette méthode très économique est malheureusement très peu précise, et reste fortement influencée par la nature du sol et la salinité des sols.

**-Méthode capacimétrique** : Méthode électromagnétique (mesure de la permittivité diélectrique) économique, mais au volume d'influence limité (1 à 2 cm autour des pointes du capteur) et influencée par le type de sol, la température et la salinité. Bien adaptée aux petits volumes de sol et avec un bon rapport prix/performance.

**-Méthode TDR** : Née dans les années 1980, la méthode TDR (réflectométrie temporelle) se place comme une méthode incontournable tant par la qualité que par la convivialité de ses mesures. Le principe de cette mesure est basé sur la détermination du temps de propagation d'un pulse électromagnétique le long d'une électrode introduite dans le sol. Le temps de propagation de ce pulse dépend étroitement de l'humidité du sol (mesure de permittivité diélectrique). Son volume d'influence est supérieur à celui des techniques capacitives. La mesure est par ailleurs faiblement influencée par la température, la salinité et le type de sol. Cette technologie permet des mesures précises à un tarif maintenant abordable.



Appareil TDR



Sonde à neutrons

### 2.3. Le potentiel capillaire (ou pF)

Il est également appelé potentiel matriciel, il s'agit d'un paramètre qui mesure la force avec laquelle l'eau est retenue par le sol. En effet la simple teneur en eau du sol ne suffit pas pour caractériser la relation existant entre ce sol et sa teneur en eau. Il faut savoir avec quelle énergie cette quantité d'eau est retenue. Le pF est défini comme le log décimal de la succion ( $\psi$ ), la force exercée par les particules du sol sur l'eau exprimée en unité de pression (Pascal ou Bar).

$$pF = \log (\psi)$$

#### 2.3.1. Mesure du pF sur terrain

La mesure du potentiel matriciel sur le terrain par le tensiomètre, instrument très simple, met visuellement en évidence la force de succion du sol et permet de mesurer ce potentiel matriciel. L'appareil se compose d'une bougie poreuse en porcelaine reliée par un tube à un manomètre à mercure. Un robinet permet de maintenir le système rempli d'eau exempte de bulle d'air. La bougie est enfouie dans le sol dont on veut mesurer le potentiel matriciel. Un flux d'eau (eau libre) s'établit de la bougie vers le sol relativement sec, ce qui se traduit par une montée du mercure en C. Le flux cesse dès que la hauteur du mercure équilibre la succion du sol. Cette tension (pression) exprime le potentiel matriciel correspondant à la teneur instantanée en eau du sol.

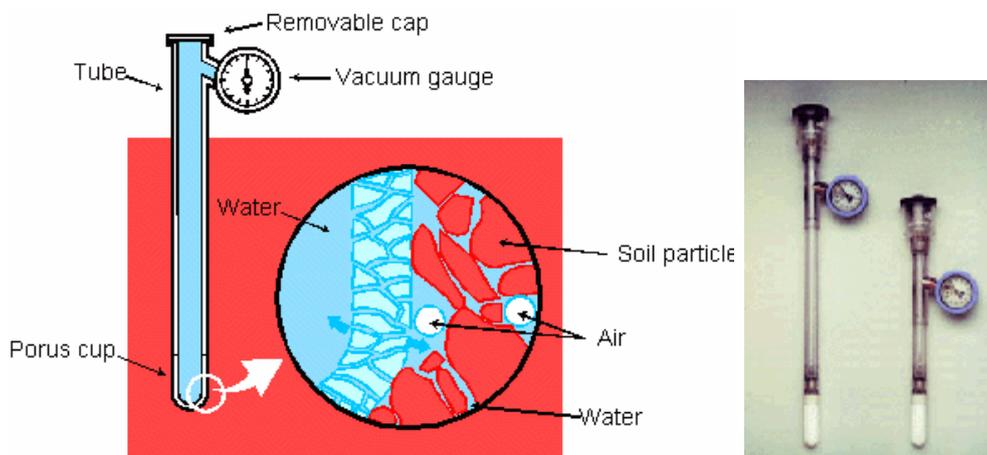


Figure 19. Utilisation du tensiomètre sur le terrain

#### 2.3 .2. Valeurs remarquables du pF

La courbe de rétention d'eau du sol présente un certain nombre de points remarquables ayant une signification écologique particulière (figure 20). Un sol saturé d'eau se draine d'abord rapidement par gravité lorsque nul obstacle (couche imperméable) n'empêche l'écoulement en profondeur. Cet écoulement rapide se ralentit fortement dès que la macroporosité est dégagée, ce qui arrive généralement après deux ou trois jours de drainage. Le sol a alors atteint sa **capacité de rétention au champ (CC)**.

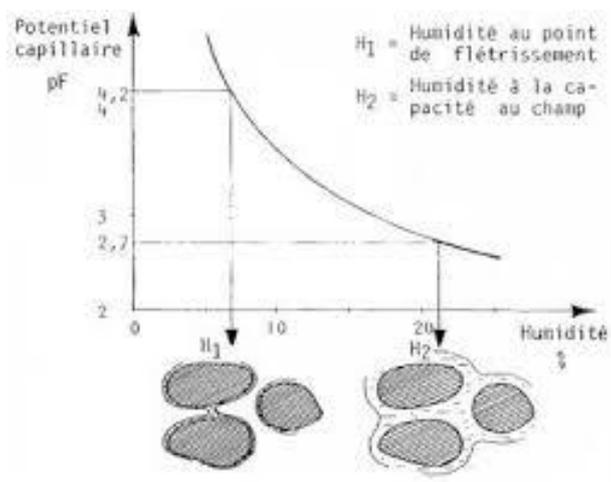
Cette capacité au champ se situe environ à un pF voisin de 2. Ce pourcentage d'eau qui reste dans un sol en place après drainage n'est ni une valeur constante, car le sol continue à se drainer très lentement pendant longtemps (il reste encore des macropores remplis d'eau à  $pF=2$ ), mais finalement d'une manière imperceptible, ni une valeur physique universelle (c'est-à-dire à une valeur précise) car ne correspondant pas à une tension (pF) précise identique pour tous les sols.

Après ressuyage complet, on atteint alors un pF voisin de 2.5 – 2.7, correspondant à la **capacité de rétention du sol (CR)**. A ce moment, seuls les micropores sont saturés en eau, la plante peut encore s'alimenter facilement. Cette capacité de rétention varie selon la nature des sols. C'est pourquoi on détermine, au laboratoire, l'**humidité équivalente**, qui est la teneur en eau du sol correspondante à un pF=3. L'humidité équivalente permet d'estimer la valeur de la teneur en eau correspondant à la capacité de rétention (CR).

Le pourcentage d'eau à pF=4,2 correspond au point de flétrissement permanent et représente la limite de disponibilité de l'eau pour la plante, cela pour deux raisons:

-Au delà de ce point, la courbe des pF se redresse rapidement et l'énergie nécessaire pour extraire d'infimes quantités supplémentaires d'eau du sol dépasse la force de succion de la plante ;

-Les mouvements de l'eau très lents dans les micro-capillaires (intra-agrégats) deviennent quasi nuls et ne compensent plus les prélèvements par la plante.



**Figure 20. Variation du potentiel capillaire en fonction de l'eau du sol**

Le pF varie avec la texture du sol, plus ce dernier est riche en élément fins tels que les argiles, plus l'eau est retenue avec force par les particules.

Ce qu'il faudrait retenir de tout ça, ce que les sols à texture fine retiennent plus d'eau que les autres, mais dès que la quantité de cette eau commence à diminuer la force de succion (pF) exercée par des particules devient plus forte à cause des force de surfaces plus importantes. Ce qui fait pour une même quantité d'eau dans un sol argileux et un sol sableux, la plante assimile mieux l'eau dans le sol sableux qui présente un pF plus faible (figure 21 et tableau 8).

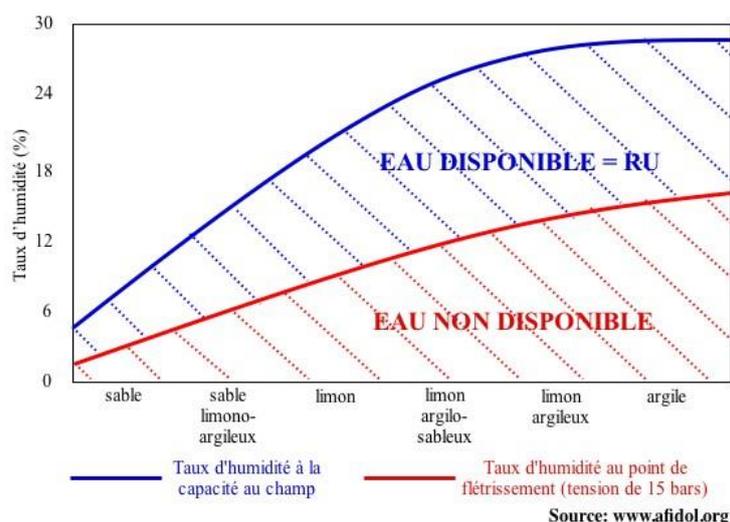


Figure 21. Disponibilité de l'eau en fonction de la texture

Tableau 8. Valeurs caractéristiques du pF et signification agronomique

Valeurs du pF	Signification agronomique
0	Humidité à saturation
1.6	Drainage rapide des sols à texture équilibrée
1.9	Drainage lent des sols à texture équilibrée
2.2	Capacité de rétention en eau des sols sableux cultivés
2.5	Capacité de rétention en eau des sols de texture équilibrée
2.7	Capacité de rétention en eau des sols de texture argilo-limoneuse ou limono-argileuse
3	Capacité de rétention en eau des sols de texture argileuse
3.5	Humidité au point de flétrissement temporaire pour les sols à texture équilibrée. Rupture des liens capillaires des sols argileux
4.2	Humidité au point de flétrissement permanent

## 2. L'aération du sol

On appelle « aération du sol » le phénomène par lequel l'air du sol qui emplit les macropores se renouvelle à partir de l'atmosphère par apport d'O<sub>2</sub> et départ de CO<sub>2</sub>. L'aération du sol est un échange gazeux fort important car :

- Elle assure la respiration des microorganismes aérobies du sol et des racines ;
- Elle conditionne de nombreux phénomènes chimiques d'oxydo-réduction qui ont une incidence directe soit sur la formation du sol, soit sur la chimie du sol et la disponibilité des éléments nutritifs.

### 3.1. Volume de l'air dans le sol

L'air du sol occupe tous les vides non occupés par l'eau. Lorsque un sol gorgé d'eau se ressuie, l'air envahit les pores laissés par l'eau de gravité. Au point de ressuyage, il occupe la macroporosité du sol. Par la suite, lorsque l'humidité diminuera dans le sol, il envahira une partie croissante de la microporosité. La quantité d'air contenu dans le sol dépend de plusieurs facteurs:

- la texture, qui influe surtout sur la microporosité ;
- la structure, dont dépend surtout la macroporosité ;
- l'humidité du sol, celle-ci dépendant à la fois de la texture et de la structure du sol.

### 3.2. Composition de l'air du sol

L'air du sol a une composition moins stable que l'air atmosphérique : leur composition comparée, qu'illustre le tableau ci-contre, révèle une teneur semblable en azote, mais d'assez grandes variations pour l'air du sol au niveau des teneurs en oxygène et en gaz carbonique (tableau 9).

**Tableau 9. Comparaison des compositions de l'air atmosphérique et l'air du sol**

	Air atmosphérique	Air du sol
Oxygène .....	21,0 %	de 10 à 20 %
Azote .....	78,0 %	de 78,5 à 80,0 %
Gaz carbonique	0,03 %	de 0,2 à 3,5 %
Vapeur d'eau ..	variable	à saturation
Autres gaz ....	environ 1 %	?

La teneur en O<sub>2</sub> du sol est de 20% tandis que l'atmosphère extérieure a une teneur de 21 % ; dans le sol, elle peut baisser jusqu'à moins de 10%. La teneur en CO<sub>2</sub> du sol est de 1 à 5, voire 10% alors que dans l'atmosphère extérieure, elle est de 0,035%.

Si l'on s'intéresse uniquement à l'oxygène qui est considéré comme étant le gaz le plus important pour les racines des plantes et les microorganismes du sol et qu'on essaye de faire un bilan de cet élément.

\*Les apports d'O<sub>2</sub> dans le sol se font par :

- Diffusion d'O<sub>2</sub> à partir de l'atmosphère extérieure pour la plus grande part ;
- Apport d'O<sub>2</sub> dissous dans les eaux de pluie ;
- Transport d'O<sub>2</sub> prélevé par les feuilles jusqu'aux racines, par des tissus aérifères, chez certaines espèces comme le riz ;
- Dégagement d'O<sub>2</sub> par des algues photosynthétiques.

\* La consommation d'O<sub>2</sub> se fait par :

- Activité des microorganismes du sol et de la pédofaune (2/3 de la consommation totale) ;
- Activités respiratoires des racines (1/3 de la consommation totale) ;
- Oxydation des roches et minéraux pour une part infime.

### 3.3. Importance des échanges gazeux

Deux gaz jouent un rôle important dans les échanges gazeux, qui règnent dans le sol :

- L'oxygène d'abord, qui conditionne la respiration des racines et des organismes du sol, et qui intervient aussi dans les réactions d'oxydation.
- Le dioxyde de carbone, produit de l'activité respiratoire, nécessaire à certains microorganismes (bactéries) pour leurs synthèses organiques.



**Tableau 10. Relation processus réducteur – potentiel redox**

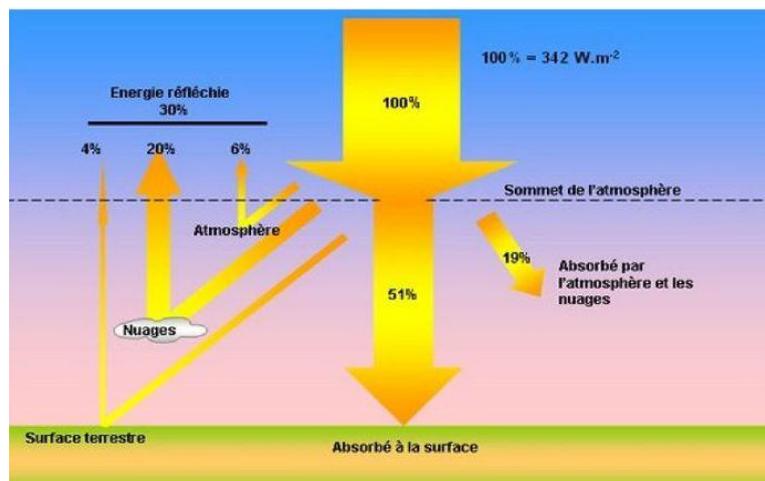
Relation processus réducteur - potentiel redox en mV

Processus	Eh en V	Métabolisme microbien	Matière organique	Pédogenèse
1. Sols aérés disparition $O_2$ disparition $NO_3^-$ $NO_2^-$	700-400 600-500 500-400 400-350	aérobiose	biodégradation	$Fe^{3+}$ Mull brunification
2. Sols gleyifiés réduction $Mn^{4+}$ réduction $Fe^{3+}$	400-100 400-200 300-100	anaérobiose	Accumulation temporaire de mat. org. faible minéralisation	Hydromorphie temporaire $Fe^{3+}$ $Fe^{2+}$ migration $Fe^{2+}$ podzols pseudogley
3. Sols réduits (asphyxiques) réduction $SO_4^{2-}$ dégagement $H_2$ et $CH_4$	100-200 0-150 -150 -220	anaérobiose stricte	Forte accumulation de la mat. org. tourbes	Hydromorphie d'eau stagnante et de nappes permanentes.

Les essences forestières tolérantes à l'hydromorphie et au manque d'oxygène sont, parmi les feuillus : les saules, les aulnes et les chênes (surtout pédonculé si hydromorphie permanente, sessile si hydromorphie contrastée c'est-à-dire régime hydrique alternatif). Quant aux peupliers et trembles, ils préfèrent une alimentation en eau par nappe régulière, sans grandes fluctuations, et surtout une eau avec oxygène dissous où l'hydromorphie n'est pas contraignante.

#### 4. La température du sol

Le rayonnement solaire est la source principale de la chaleur du sol (figure 23). Cependant, l'atmosphère qu'il traverse en retient environ la moitié, et la quantité de chaleur reçue par le sol dépend d'un certain nombre de facteurs, particulièrement son exposition et ses caractéristiques physiques.



**Figure 23. Bilan radiatif solaire sur la terre**

#### 4.1. L'exposition du sol

Il s'agit de l'inclinaison du sol, c'est un paramètre lié à la latitude, à l'heure du jour et à la topographie du terrain (figure 24).

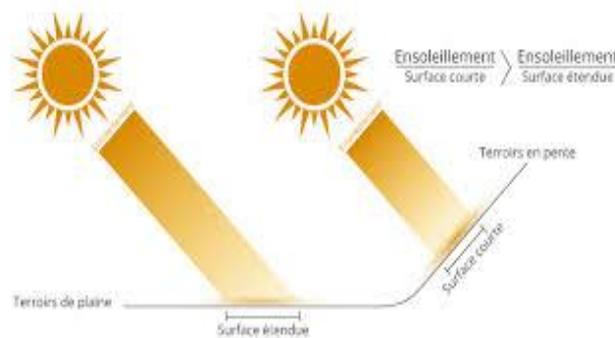


Figure 24. Quantité de chaleur reçue par le sol en fonction de l'exposition

#### 4.2. La couleur du sol

Les sols de couleur noire sont généralement riches en matière organique (exemples les Chernozems), c'est une couleur qui absorbe de la chaleur et les rend chauds. En revanche, les sols clairs (exemples sols riches en calcaire, sols sableux) s'échauffent plus lentement à cause du phénomène de l'albédo (réflexion du rayonnement solaire).

#### 4.3. L'humidité du sol

L'eau est un facteur de rafraîchissement, car elle a la chaleur spécifique la plus élevée ; à titre d'exemple pour élever d' 1°C un gramme d'eau, il faut 5 fois de chaleur que s'il s'agit d'un gramme de sables ou d'argile. D'autre part, l'évaporation de l'eau en surface absorbe de la chaleur et par conséquent rafraîchit le sol.

#### 4.4. La couverture

La couverture végétale joue un double rôle, en effet elle limite le réchauffement du sol en période estivale et son rafraîchissement en hiver, ceci est très favorable pour l'activité des microorganismes des sols dans les régions où il y a un excès de chaud ou de froid. Un effet semblable peut-être obtenu par le « mulch » qui est une couverture de paille, de feuilles ou autres résidus. La neige limite également le refroidissement du sol.

#### 4.5. La profondeur du sol

La chaleur reçue au niveau de la surface du sol n'est transmise uniformément dans tous les horizons. Elle varie en fonction d'un certain nombre de facteurs liés à la nature du sol, à titre d'exemples les sols sableux qui sont caractérisés par une forte macroporosité permettent une circulation rapide de l'air (chaud et froid) même en profondeur, ce qui n'est pas le cas des sols argileux.

## 5. La couleur du sol

Les couleurs sont des éléments essentiels à prendre en compte lors de la description des sols. Elles guident le pédologue pour distinguer les différents horizons avant de commencer la description systématique qui va s'opérer, c'est la caractéristique qui saute aux yeux en premier. La couleur n'est pas un caractère trompeur : chaque modification est significative d'un changement dans les proportions d'un ou plusieurs constituants, ou bien d'un changement de leur état.

### 5.1. Origines de la couleur du sol

Les trois principaux constituants à l'origine de la couleur des sols sont :

- Le **fer**, par ses oxydes au sens large, donne au sol les colorations rouges, violacées, rouille ou brunes en milieux oxydants, bleuâtres ou verdâtres en milieu réducteur ;
- Les **matières organiques** communiquent les colorations noires ou brunes ;
- Le **calcaire** assure la coloration blanche à claire.

### 5.2. Autres colorants

Dans tous les cas, la couleur garde son intérêt en tant qu'indicateur de la présence de tel ou tel autre constituant, mais elle ne peut pas toujours être interprétée en termes de fonctionnement actuel. Deux autres constituants colorés peuvent être cités.

D'une part le **manganèse** dont les divers oxydes, plus ou moins liés au fer, se concentrent dans les horizons de certains sols où se produisent des engorgements intenses mais temporaires. Se forment alors des nodules, des enduits, des revêtements, de couleur noire  
La **jarosite** (sulfate basique de fer et de potassium) qui se forme par oxydation de la pyrite, notamment dans certains sols de marais saumâtre, sa couleur est jaune pâle. Il en existe aussi dans certains sédiments littoraux.

En l'absence de calcaire, les couleurs très claires (blanc, beige blanchi ou gris pâle) sont l'indice d'horizons peu humifères et très pauvres en fer (décoloration surtout nette à l'état sec). Dans ce cas, c'est la couleur des minéraux résiduels qui s'impose, principalement celle du **quartz**.

### 5.3. Appréciation de la couleur du sol

Pour éviter une appréciation personnelle pouvant être subjective, il est recommandé d'utiliser une charte (un code) de couleurs. Celle qui est la plus utilisée par les pédologues pour décrire la couleur d'un sol, appelée le code Munsell (figure 24).

C'est le code de référence utilisé par les pédologues pour déterminer la couleur d'un horizon. Il se compose d'une dizaine de planches de teintes différentes allant du rouge vif au gris. Chaque pastille de couleur présente sur les planches est disposée selon un espace en trois dimensions :

- Une **teinte** de base (hue) symbolisée par un chiffre et une ou deux lettre(s). Dans l'exemple ci-dessous la teinte de base est 10YR (Y pour Yellow et R pour Red) ;
- Une **clarté** (value) notée de 2 à 8 ;

- Une **intensité** (chroma) variant de 0 à 8.

Remarque : Sur chaque planche, il y a une pastille qui tire sur le blanc (8/0 ou 8/1), une qui tire sur le « noir » (2/1 ou 2/2) et une qui va vers la teinte de base (pastille 5/8).

La clarté est inversement proportionnelle à la quantité de matière organique et la teinte est proportionnelle à la teneur en fer.

### 5.3.1. Quelques valeurs à connaître

- Pour les horizons réductiques (tirant vers le bleuâtre / grisâtre), les teintes GLEY 1 et GLEY 2 seront à préférer ;
- Un horizon riche en matières organiques présentera toujours une couleur tirant vers le « noir » (2/x ou 3/x) ;
- L'abondance de calcaire fin a tendance à éclaircir les teintes ;
- L'abondance d'oxydes ou d'hydroxyde de fer donne des teintes plutôt rouges, planche 10R ;
- La présence de glauconie donne des teintes vertes, planche 10Y-5GY ;
- Certains sols présentent une coloration rose liée à tel ou tel minéral abondant (orthose rose dans les sols).

### 5.3.2. Quelques règles pour déterminer la couleur

- La détermination de la couleur ne s'opère que sur la terre fine ;
- Elle se détermine sur des échantillons d'horizons dans un état d'humidité homogène. Il ne faut pas hésiter à humecter un échantillon ;
- Elle se détermine avec le soleil dans le dos et sous lumière naturelle (sinon on peut avoir l'apparence trompeuse d'avoir une couleur sombre ;
- Noter toujours la manière dont vous procédez pour évaluer la couleur : c'est-à-dire sur pâton sec, humide, sur échantillon brut non remodelé, etc...

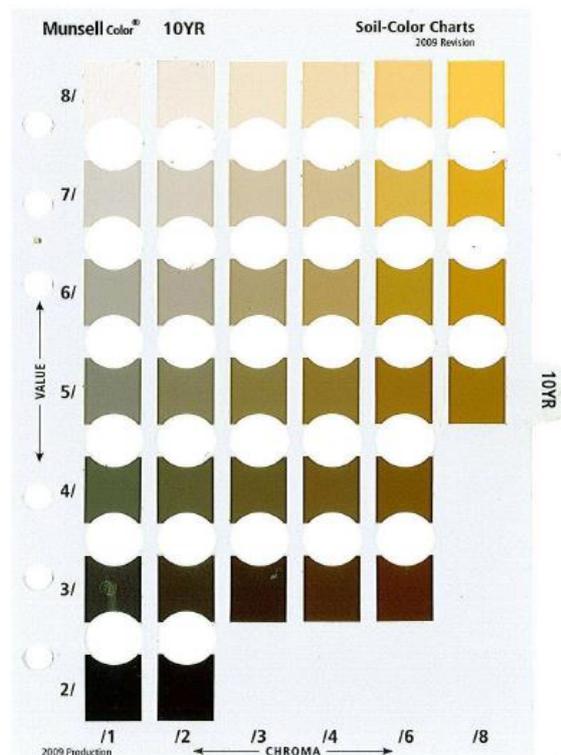
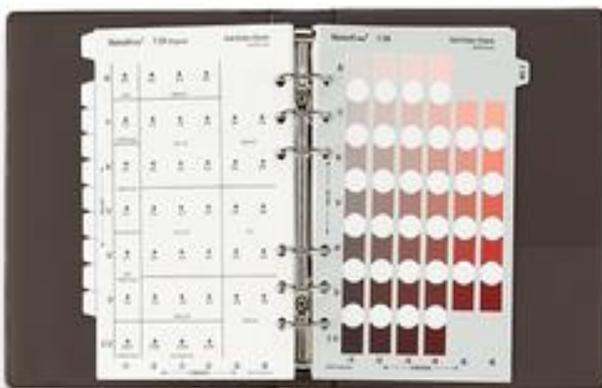


Figure 24. Charte Munsell des couleurs de sols. Planche 10YR

## **Chapitre III. Propriétés physico-chimiques des sols**

**A suivre très prochainement**