

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur
et de la Recherche Scientifique

Université Akli Mohand Oulhadj - Bouira -

Tasdawit Akli Muḥend Ulḥağ - Tubirett -

Faculté des Sciences de la Nature
et de la Vie et des Sciences de la Terre



وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

جامعة أكلي محمد أولحاج

- البويرة -

كلية علوم الطبيعة والحياة وعلوم الأرض

Polycopié de cours

Ecopédologie

Cours destiné aux étudiants

L3 Ecologie et Environnement

Nom et le prénom de l'auteur : Dr. CHERIFI ASSIA

Avant propos

Le module « Ecopédologie » est une unité fondamentale destinée aux étudiants L3 « Ecologie et Environnement » dont l'objectif est d'inculquer aux étudiants les notions de bases de la pédologie et de comprendre les interactions du sol avec les différents compartiments de l'écosystème. Le polycopié pédagogique de ce module est rédigé en se basant sur des livres qui ont traité le sol et ses divers aspects.

Le cours est scindé en 6 chapitres. Le premier chapitre comprend un ensemble d'unités d'apprentissage à travers lesquelles, l'étudiant va découvrir les éléments constitutifs du sol (les constituants minéraux, organiques et les colloïdes) tout en donnant un rappel sur l'origine de la formation du sol. Dans le deuxième chapitre intitulé « L'organisation morphologique des sols » l'étudiant va comprendre les éléments texturaux et structuraux qui confèrent au sol une certaine organisation ainsi que les propriétés physiques du sol.

Le troisième chapitre intitulé « les propriétés chimiques du sol » est scindé en deux unités d'apprentissage représentant les phénomènes d'échanges des ions et les propriétés électroniques du sol.

Dans le quatrième chapitre, l'étudiant va découvrir les organismes du sol et leur rôle dans la transformation de la matière organique et dans la stabilité structural du sol.

Le cinquième chapitre porte sur les différents systèmes conçus pour la classification des sol tout en présentant les sols Algériens et leur relation avec le climat et la géomorphologie.

Le cours est complété par le dernier chapitre qui porte sur la relation sol-végétation.

Ces compétences sont consolidées par des activités d'apprentissage présentées dans une série de cinq Travaux dirigés (TD).

Liste des figures

Figure 01 : La complexité externe et interne du sol	2
Figure 02 : Etapes de formation du sol	4
Figure 03 : Etapes de la formation des matières organiques : décomposition et humification	8
Figure 04 : Complexe argilo-humique.	10
Figure 06 : Le profil pédologique	12
Figure 07 : Type de triangle de texture	13
Figure 08 : Différents types de structure : (a) massive, (b) particulaire, (c)prismatique, (d) grumeleuse, (e) polyédrique.	15
Figure 09 : La porosité du sol	16
Figure 10 : les états de l'eau dans sol	18
Figure 11 : les mouvements de l'eau du sol	19
Figure 12 : Processus d'adsorption des ions sur le complexe adsorbant	23

Sommaire

Introduction : Définition du sol et objet de la pédologie	3
I. Les éléments constitutifs du sol	5
I.1. Les constituants minéraux	5
I.2. Les constituants organiques	7
I.3. Les complexes colloïdaux	10
3. L'organisation morphologique des sols	12
- Les organisations élémentaires	12
- L'horizon pédologique	12
- Les profils pédologiques	12
La couverture pédologique	12
- La couleur du sol	17
- Le sol et l'eau	17
- L'atmosphère du sol	20
- La température du sol	21
4. Les propriétés chimiques du sol	23
- Les phénomènes d'échanges des ions	23
- Les propriétés électroniques du sol	25
5. Les propriétés biologiques du sol	36
- Les organismes du sol	36
- Les transformations d'origine microbienne	41
6. Classification des sols	48
- La classification des sols	48
- Les différentes classifications (Russe, Américaine, Française)	50
- Les sols d'Algérie et leur relation avec le climat et la géomorphologie	54
7. Relations sols végétation	57

Introduction

La pédologie (du grec (Pédon) : sol et (Logos) : science) est la science qui étudie les sols, leur formation, leur constitution et leur évolution.

La Pédologie ne commença à se développer qu'à la fin du XIXe siècle, grâce au géologue russe Vassili Vassilievitch Dokoutchaïv qui a eu l'occasion d'étudier, en 1877, des sols en Ukraine et de créer une science nouvelle : la pédologie qui est la science de la pédogénèse = formation et évolution du sol dans le temps.

A partir des années 60, d'autres « écoles de pédologie » se sont développées à travers le monde, à leur tête le pédologue français Philippe Duchaufour qui a défini la pédologie comme une science qui étudie la constitution et la classification des sols.

Le sol est un système organisé que l'on peut étudier à toutes les échelles : de l'écorce terrestre à la litière du sous bois. Il assure de ce fait de multiples fonctions : c'est une réserve organique et minérale et un support pour les êtres vivants. Il est considéré également comme l'une des bases de la vie humaine.

Qu'est-ce qu'un sol ?

Le sol est une couche ou un ensemble de couches d'épaisseur faible (quelques centimètres à quelques mètres) qui recouvre la plupart du temps les roches. Cette couche est en relation directe avec la vie végétale.

Pour les pédologues, le sol est « la formation naturelle de surface, à structure meuble et d'épaisseur variable, résultant de la transformation de la roche mère sous-jacente sous l'influence de divers processus, physiques, chimiques et biologiques, au contact de l'atmosphère et des êtres.

Les agronomes, quant à eux, nomment parfois *sol*, **la partie arable** (pellicule superficielle) homogénéisée par les labours et explorée par les racines des plantes.

Pour l'écologie, le sol est l'un des compartiments essentiels de l'écosystème. En effet, il est à l'interface de la biosphère, la lithosphère, l'atmosphère et l'hydrosphère, et tout chevauchement de l'un de ces éléments se reflète sur la nature du sol. Il est donc le produit et la source d'un grand nombre de processus et interactions chimiques, biochimiques et biologiques. Ce qui lui confère une complexité interne et externe importante (Fig.01).

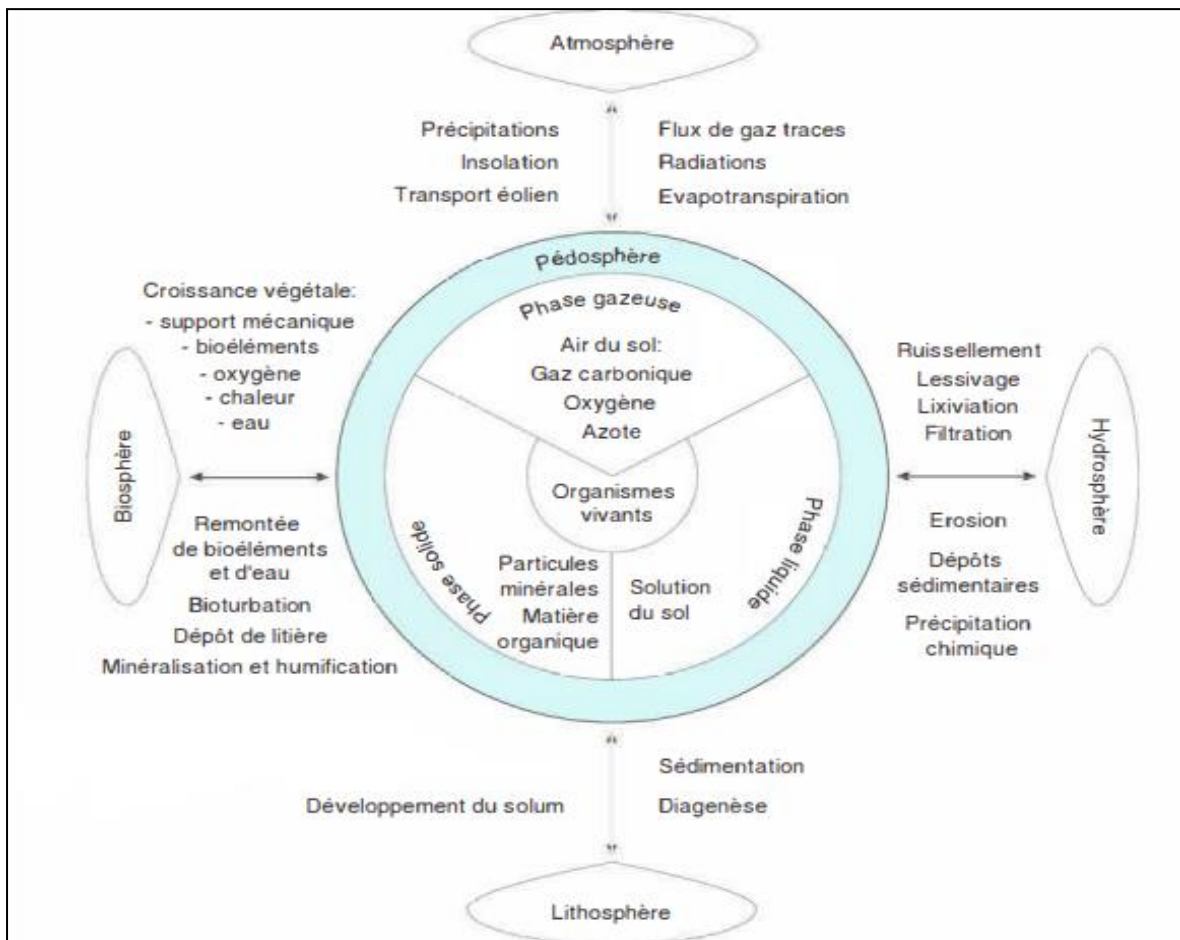


Figure 01 : La complexité externe et interne du sol

La pédogenèse est l'ensemble des processus (physiques, chimiques et biologiques) qui décomposent les roches aboutissant à la formation, la transformation ou la différenciation des sols. Les sols résultent, alors, de l'action conjuguée de l'activité des êtres vivants et de différents facteurs d'altération. Ils vont former le sol à partir d'un matériau parental, le plus souvent d'une roche appelée **roche-mère** ou bien apporté par le vent (cas des limons et sables éoliens...).

Le sol ainsi formé, est constitué de trois fractions :

- La fraction solide : composée de constituants minéraux (40%) et de constituants organique (10%).
- La fraction liquide (appelée aussi solution du sol) : représentée par 30%. Elle est composée d'eau dans laquelle sont dissoutes les substances solubles provenant de l'altération de la roche mère, de la minéralisation des matières organiques...etc.
- La fraction gazeuse ou atmosphère du sol (20%) : elle est composée des mêmes gaz que l'air plus les gaz provenant de la décomposition des matières organiques.

Chapitre I : Les éléments constitutifs du sol

I.1. Formation du sol (Processus de pédogenèse)

I.1.1. Etapes de formation du sol

Le sol se forme par la combinaison de trois étapes : L'altération de la roche mère, l'apport de matières organiques et formation des horizons (Fig. 02).

a. Désagrégation et altération de la roche mère :

C'est le résultat de processus physique et chimique qui aboutissent à la dégradation de la structure de la roche mère et à la formation des minéraux. Cette altération diffère selon sa nature (composition chimique, structure) :

→ **Processus physiques** : Les agents climatiques (le vent, le gel, les variations des températures) ou encore le développement des racines fractionnent la roche en petits fragments tout en conservant la composition minéralogique de départ, ce sont les minéraux primaires dits "**hérités**". (Exemple : quartz, feldspath, micas sont les minéraux primaires du granite)

→ **Processus chimiques** : s'opèrent par le biais des réactions chimiques en présence d'eau (hydrolyse, hydratation, dissolution et oxydation).

L'eau de pluie dissout les éléments chimiques de la roche mère et les libèrent sous forme soluble. Ainsi, les minéraux primaires perdent des éléments chimiques ou en gagnent et se transforment en minéraux secondaires. Certains éléments chimiques en solution se combinent, se cristallisent en nouveaux minéraux secondaires dits **néoformés**.

Les principaux minéraux secondaires néoformés sont : les argiles, les oxyhydroxydes de fer, d'aluminium,

b. Incorporation de matières organiques : La végétation colonise peu à peu la roche-mère en voie de désagrégation et produit par ses débris divers (feuilles, rameaux, écorces, fruits, racines mortes) une quantité croissante de matière organique.

Le développement de la faune, qui suit directement l'implantation de la végétation, conduit, mais en quantité moindre, à un apport de matière organique d'origine animale (cadavres et déchets du métabolisme).

c. Formation des horizons : la migration et la redistribution des substances du complexe d'altération au profondeur du sol aboutissent à la formation des couches plus ou moins distinctes appelés **horizons**.

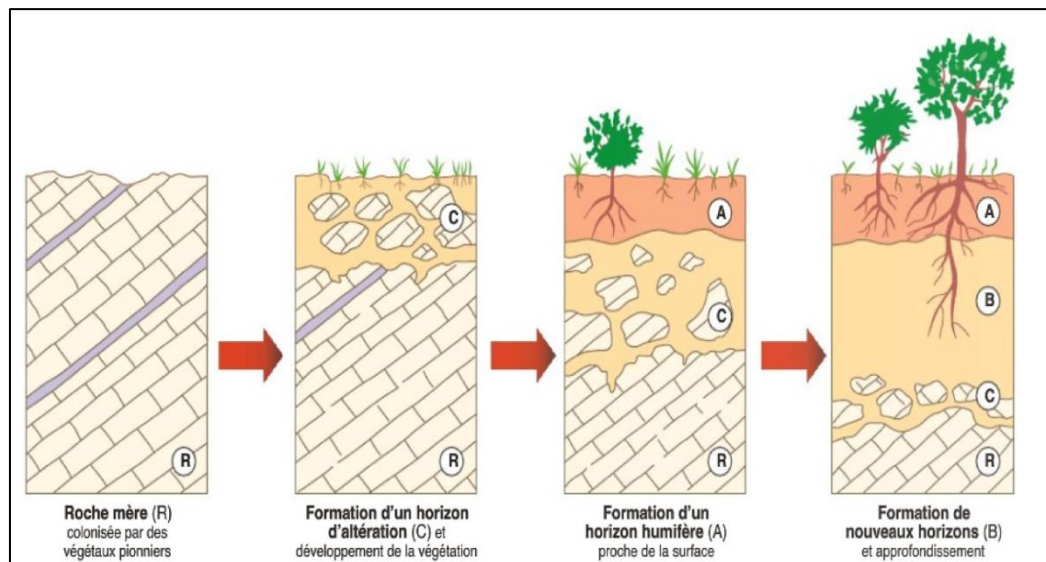


Figure 02 : Etapes de formation du sol

I.1.2. Facteurs influençant la formation du sol

Plusieurs facteurs interfèrent dans la formation et le développement des sols ce qui explique la grande diversité des types des sols. Parmi ces facteurs :

- La roche mère (matériel parental) : la nature de la roche mère influe sur l'évolution du sol par sa composition minéralogique

Ex : Roche contient des silicates d'aluminium donne un sol argileux. Une Roche salée donne un sol salé

- Le climat : il détermine le degré d'altération physique ou chimique de la roche mère. Les différents facteurs climatiques (températures, la pluie, le vent, ...etc.) interviennent également dans la distribution des végétaux et des animaux ainsi que la vitesse de décomposition des matières organiques.

- Les organismes du sol : le rôle essentiel des organismes du sol est l'incorporation de la matière organique à la matière minérale issues de l'altération (ex : lombric), l'apport d'azote atmosphérique au sol et la décomposition de la matière organique et effet des racines des végétaux. les racines vont jouer un rôle mécanique primordial (fissuration, altération mécanique), mais aussi en modifiant chimiquement le sol très proche de leur racines (rhizosphère), en modifiant le pH .

- Le temps : les sols se forment lentement. L'échelle de temps pour la formation d'un sol, pour qu'il arrive à maturité (développement complet des horizons) se mesure en milliers d'années. Le sol ainsi formé est un système dynamique qui va continuer à évoluer sans cesse sous l'effet des différents facteurs d'altération et des organismes vivants

- Topographie : elle a une influence sur le mouvement de l'eau et l'apport de matériaux par érosion, le type et la taille de la végétation....

I.2. Les constituants minéraux du sol

Les altérations physiques et biochimiques produisent un mélange de constituants de taille et qualités minéralogiques variées qui peuvent être classés selon deux critères : granulométrique et minéralogique.

I.2.1. Critère granulométrique

Consiste à classer les éléments minéraux du sol selon leur grosseur (taille) et à déterminer le pourcentage de chaque fraction. Elle est composée d'une fraction grossière (éléments grossiers) et d'une fraction fine (terre fine).

Terre fine	Argile	Particules de moins de 2 μ m
	Limons fins	2 à 20 μ m
	Limons grossiers	20 à 50 μ m
	Sables fins	50 à 200 μ m
	Sables grossiers	200 μ m à 2mm
Eléments grossiers (squelette)	Graviers	2 à 20mm
	Cailloux	2 à 7.5cm
	Pierres	7.5 à 200cm
	Blocs	> 20cm

I.2.2. Critère minéralogique

a. Sables : En fonction de la densité des minéraux, on sépare deux fractions dans les sables : les minéraux lourds ($d > 2,9$) et les minéraux légers ($d < 2,9$).

* Les minéraux lourds: Ce sont les plus résistants aux attaques des agents de la pédogenèse. Ce sont le plus souvent des Silicates complexes (formés de grains de quartz) inclus dans les sédiments provenant directement et indirectement des roches endogènes.

* Les minéraux légers : Ce sont surtout des quartz mais aussi des feldspaths, des micas et des feldspathoïdes. Ce sont des minéraux très importants car ils constituent une réserve de potasse ainsi que d'autres ions (Na, Ca, Fe, Mg, etc.) dans le sol.

Les sables grossiers se caractérisent comme suit :

- Favorisent la pénétration de l'eau et de l'air,
- Retiennent peu l'eau: le sol est filtrant,
- Facilite les échanges de température: le sol se réchauffe vite en printemps,
- Ne Peuvent s'agglomérer en motte: sol léger (sensible à l'érosion) et facilement pénétrable par les racines.

b. Limons : contiennent du : Quartz, Silicates altérables (pyroxènes, amphiboles, micas et feldspaths), Minéraux carbonatés, altérables rapidement par l'eau chargée en CO_2 .

Ce type de sol (limon) s'est constitué par dépôts sédimentaires le long d'un cours d'eau. On le trouve donc à proximité des fleuves. Un "sol limoneux" renferme moins de 10% d'argile.

Les limons et les sables fins se caractérisent par le fait que :

- Le sol a tendance à se tasser en surface sous l'effet des pluies et à former des croûtes,
- Le sol est imperméable en surface, asphyxiant pour les racines (ce type de sol a tendance à retenir l'eau en s'opposant à son infiltration en profondeur).

c. Argiles : L'argile est une fraction minérale du sol comportant des particules dont le diamètre est inférieur à $2\mu\text{m}$. On parle d'un sol "argileux" quand la terre fine présente une texture avec des proportions supérieures à 40 % en argile.

Les minéraux argileux ont une importance capitale dans le sol. Ils constituent la partie du sol qui migre facilement, qui gonfle et se rétracte en fonction de l'humidité et surtout qui possède la propriété de fixer provisoirement certains éléments chimiques indispensables aux plantes.

d. Carbonates : Les carbonates sont caractérisés par leur solubilité relativement forte.

Le carbonate le plus abondant est la calcite (CaCO_3).

Les autres minéraux carbonatés que l'on peut rencontrer dans les sols sont la dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), la sidérite (FeCO_3) et le carbonate de sodium (Na_2CO_3), ce dernier uniquement dans les sols halomorphes alcalins, à pH supérieur ou égal à 8.5.

Les carbonates se présentent dans les sols sous différentes tailles : depuis les cailloux (très peu actifs) jusqu'aux poudres argileuses constituées de CaCO_3 (calcaire actif).

Les sols carbonatés se distinguent par un $\text{pH} > 7$ favorable à l'activité biologique et notamment celle des lombricidés et de beaucoup de bactéries.

La présence de CaCO_3 dans le sol, et par la libération des ions Ca^{2+} lors de leur dissolution, a un effet bénéfique sur la porosité, la perméabilité, la résistance à la battance.....etc.

e. Oxyhydroxydes : Les oxyhydroxydes sont des solides qui résultent de la combinaison de différents cations métalliques (fer, aluminium, manganèse,...) avec l'anion O^{2-} et / ou l'anion OH^- . Il s'agit donc d'oxydes (uniquement O^{2-}), d'hydroxydes (uniquement OH^-) ou d'oxyhydroxydes (O^{2-} et OH^-).

Ce sont des constituants omniprésents dans les fractions fines du sol et notamment dans les argiles. Les oxyhydroxydes les plus abondants dans les sols sont à base de fer et d'aluminium.

Ils interviennent dans la structuration de certains sols où ils peuvent être responsables de la formation d'agrégats ou au contraire évoluer par induration vers des formes concrétionnées ou même, en région tropicale, vers de véritables cuirasses.

Ce sont les oxyhydroxydes de fer Fe_2O_3 qui déterminent très généralement la couleur des sols

f. Sulfates et chlorures : Il s'agit de sels solubles (particulièrement les chlorures). Ils se rencontrent surtout dans les sols des régions semi-arides ou arides.

Les sels les plus fréquents sont la halite (NaCl), déterminant des efflorescences blanches des sols de type Solontchaks (salins blancs), le sulfate de sodium (Na₂SO₄) et le gypse (CaSO₄·2H₂O), ce dernier pouvant s'accumuler de façon notable dans les sols des régions arides (fréquemment sous un horizon d'accumulation de CaCO₃).

I.3. Les constituants organiques ou matières organiques du sol

Un sol prend naissance dès que la moindre vie végétale et animale vient s'installer dans les premiers débris de décomposition d'une roche. A la mort de ces êtres vivants, leurs substances s'incorporent au sol se mélangeant aux substances minérales : ils représentent ainsi les constituants organiques ou matières organiques du sol qui jouent un rôle important dans la fertilité des sols.

Les sols cultivés renferment en moyenne 1 à 10 % de matière organique.

I.3.1. Différents constituants de la matière organique dans le sol

La matière organique du sol comprend quatre fractions : La matière organique vivante, la **matière organique fraîche**, les **produits transitoires** et l'**humus**.

La matière organique fraîche, les produits transitoires et l'humus constituent la **matière organique morte**.

La teneur en matière organique d'un sol dépend de la nature du sol et du travail effectué.

a. La biomasse du sol

La **biomasse** du sol composée d'**êtres vivants** végétaux et animaux. Elle représente plusieurs tonnes de matière organique à l'hectare.

b. La matière organique fraîche

La matière organique fraîche (litière), ou non encore transformée, a globalement la même composition que les débris de végétaux ou animaux dont elle provient, elle contient :

- des substances hydrocarbonées (sucres solubles, amidon, cellulose, lignine, résine,...),
- des matières azotées (surtout sous forme de protéines)
- et des sels minéraux libres (de calcium, magnésium, potassium,...).

Certaines de ces substances, faciles à décomposer, serviront surtout d'aliments énergétiques et plastiques aux bactéries et disparaîtront très vite, avec production importante de CO₂ et d'eau, d'énergie et de corps microbiens. Ce sont les sucres, l'amidon. La cellulose, les protéines. Par contre, d'autres, seront attaquées plus lentement et moins complètement laissant d'importants résidus : il s'agit de la lignine, des matières grasses (cire), des résines, des tanins...

c. Les produits transitoires

Ils proviennent des premières scissions des molécules organiques de la matière organique fraîche (alcools, sucres, phénols, acides organiques, acides aminés, tanins). Leur présence dans le sol

est éphémère puisqu'ils seront vite repris par les micro-organismes pour aboutir à la formation de **l'humus stable**.

Les produits transitoires sont plus ou moins solubles et plus ou moins évolués, ils sont composés :

- de résidus de lignine et de cellulose ;
- de matières azotées à divers stade.

d. L'humus

Les molécules complexes de la matière organique fraîche (M.O.F) subissent d'abord une décomposition microbienne, c'est-à-dire une transformation qui libère des composés simples, le plus souvent solubles : une partie subit le processus de *minéralisation*, c'est à dire se transforme en composés minéraux solubles ou gazeux CO_2 , H_2O et de l'énergie : c'est *la minéralisation primaire*.

Une autre partie échappe à la minéralisation et sert de matériau à l'édification de molécules nouvelles, de plus en plus complexes, de nature colloïdale et de couleur foncée, dont l'ensemble constitue **l'humus** et le processus est appelé : **l'humification**. Ces composés humiques se minéralisent à leur tour, mais plus lentement que la M.O.F (*minéralisation secondaire*) (Fig.3).

La quantité et la nature de l'humus formé dépendent des matières premières (débris végétaux...) et des conditions du milieu (aération, humidité, acidité, température,...).

L'humification résulte de processus biologiques mais elle est aussi due à des agents physiques et à des réactions chimiques :

- fixation d'azote (l'humus contient environ 5% de l'azote total du sol) ;
- oxydations (fixations d' O_2) si l'aération est suffisante ;
- polymérisations qui amènent à l'humus stable (humus).

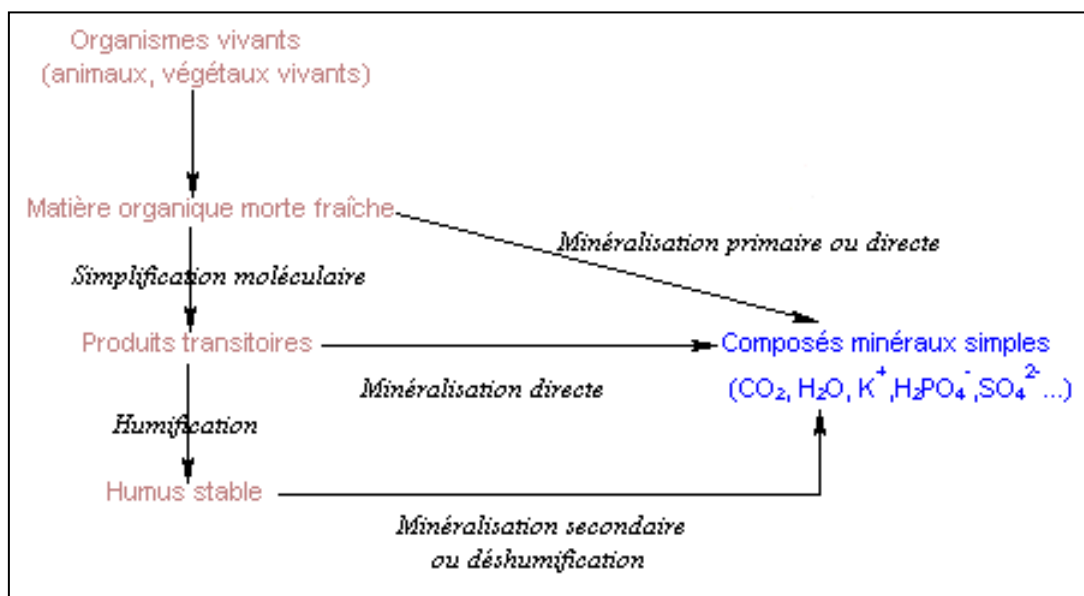


Figure 03 : Etapes de la formation des matières organiques : décomposition et humification

I.3.2. Eléments chimiques associés à la matière organique.

Il s'agit surtout de l'azote, du phosphore et du soufre. On ne peut les doser que par des méthodes chimiques.

L'azote est de loin le plus important. La matière organique en est la source principale dans le sol.

Cependant, si le sol est enrichi par l'azote (engrais par exemple) et si les conditions physico-chimiques sont favorables, il y aura prolifération de la population microbienne et réorganisation de cet azote sous forme organique.

La proportion du phosphore et du soufre dans la matière organique du sol est de l'ordre de 1 %.

Les oxydes, les produits organiques et les ions du sol sont parfois liés sous forme de complexes chimiques généralement plus solubles que certains éléments qui les constituent. Ceux-ci peuvent alors facilement migrer dans le sol tant que le complexe n'est pas détruit.

I.3.3. Agents de l'humification : les organismes vivants

- Microflore : la microflore du sol est composée particulièrement de bactérie, les actinomyces, et certaines algues microscopiques.
- Faune : la faune du sol elle aussi est divisée en 2 catégories :
 - la microfaune : constituée essentiellement de Protozoaires (Ciliés) et de Nématodes,
 - la Mésofaune (de 100µm à 1cm) : constitué d'Arthropodes inférieurs (Acarions, Tardigrades, Collembolés)

I.3.4. Caractéristiques de l'humus

e. **C'est un colloïde organique électronégatif** : l'humus présente des charges négatives à sa périphérie : il est électronégatif. Son pouvoir adsorbant est élevé, il faut 4 à 5 fois plus de cations pour saturer l'humus que pour saturer l'argile. La présence d'humus dans un sol améliore donc le pouvoir de rétention des cations du sol.

f. **L'humus est hydrophile** : il peut ainsi retenir une quantité importante d'eau (environ 15 fois son poids). Il joue ainsi un rôle primordial dans l'économie de l'eau du sol. Mais toute l'eau retenue n'est pas disponible pour la plante, une grande partie est énergiquement retenue ; c'est ainsi que des sols humifères peuvent devenir secs si le drainage est trop profond.

g. **Forme avec l'argile un complexe argilo-humique** : il s'agit de l'association de composés organiques (l'humus) avec les constituants minéraux du sol (l'argile). Ce complexe forme un ensemble électron négatif.

Les micelles de l'humus, électronégatives comme celles de l'argile, ne peuvent se fixer directement sur ces dernières (répulsion des charges de même signe). Cependant argile et humus s'associent en un **complexe argilo-humique** grâce à des cations intermédiaires (Ca^{2+} en sols calcaires, Fe^{2+} en sols bruns) : attraction électro-statique (Fig.4).

Du complexe argilo-humique (CAH) dépend la fertilité du sol. Il a un pouvoir **adsorbant**, il a possibilité de retenir et de redonner des éléments nutritifs qui servent à la croissance des plantes. Il retient une partie des cations chargés positivement: cations de calcium(Ca^{2+}), de potassium (K^+), d'ammonium (NH_4^+), de sodium (Na^+), de magnésium (Mg^{2+}), ..., présents dans la solution du sol.

En assurant son équilibre électrostatique entre charges électriques positives et négatives, le complexe argilo-humique évite que ces cations soient lessivés par l'eau de pluie et entraînés dans les couches profondes du sol et les nappes phréatiques. Il sert de réserve, de grenier à nutriments.

Les particules argileuses jouent un rôle important sur la capacité d'échange cationique (CEC) assurant la mise en réserve de nombreux éléments nutritifs présents dans le sol et sur la capacité de rétention de l'eau ou réserve utile. Les cations en surplus dans la solution du sol sont **absorbés** par le système racinaire des plantes. Lorsque la solution du sol s'appauvrit, les plantes vont puiser leur nourriture dans leur réserve. Ce complexe (CAH) joue un rôle majeur dans le maintien d'un sol riche en humus et permet de souder les éléments sableux entre eux : il y a **formation d'agrégats**.

Dans cette formation complexe argilo-humique, d'une part l'humus protège l'argile contre la dispersion : c'est un colloïde protecteur. Cette association est importante quand il y a excès d'humidité pour éviter la dispersion des argiles et assurer la **stabilité structurale**. D'autre part, l'argile protège l'humus de sa destruction par les micro-organismes et favorise ainsi l'**humification**.

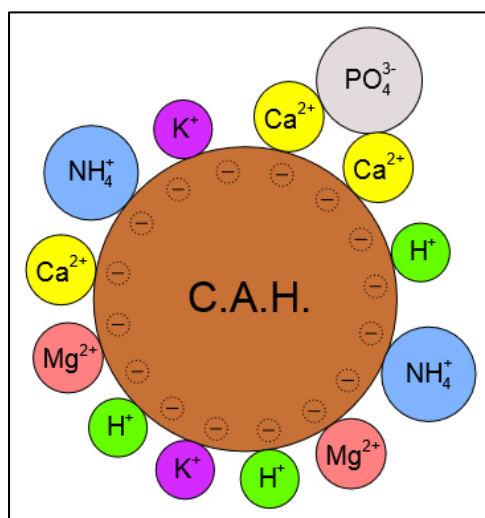


Figure 04: Complexe argilo-humique.

I.3.5. Intérêt agronomique de la matière organique du sol

La matière organique humifiée joue un rôle important dans la fertilité des sols par l'évolution biochimique qu'elle y subit et par les propriétés physico-chimiques qui en découlent :

- La matière organique joue un rôle nutritionnel en fournissant des éléments nutritifs par l'intermédiaire des processus de minéralisation (notamment l'azote, le phosphore et le soufre).

- Elle a aussi un effet favorable sur les propriétés physico-chimiques du sol, effet d'autant plus marqué que l'humification de la matière organique est plus poussée.

- Elle régularise l'humidité de tous les types de sol : en favorisant l'évacuation de l'eau en excès des sols argileux et en augmentant la capacité de rétention en eau des sols sableux.

- Elle améliore les qualités chimiques du sol. Par sa réaction acide, ses propriétés colloïdales et sa minéralisation continue, l'humus agit sur les caractéristiques chimiques du sol et sur la nutrition des plantes.

- Elle augmente l'activité microbienne : la matière organique constitue, en effet, une source énergétique pour les micro-organismes.

Chapitre II : Organisation morphologique du sol

II.1. Quelques définitions

a. Couverture pédologique : Le terme couverture pédologique est utilisé en pédologie pour désigner le sol qui recouvre plus ou moins en continu l'espace terrestre.

b. Organisation élémentaires : on peut distinguer plusieurs niveaux d'organisation au niveau du sol qui représentent des volumes pédologiques rassemblant les constituants (particules élémentaires). Ces organisations sont partiellement visibles à l'œil nu (Ex: les agrégats, les couleurs, les vides, traces d'activité biologique..etc.) , et partiellement à l'aide de microscope.

c. Horizons pédologiques (appelé aussi *solum*) : Ce sont des couches horizontales successives qui composent le sol. Elles sont superposées plus ou moins parallèles à la surface du terrain. Chaque horizon se différencie par la couleur, la texture, la structure, l'humidité...etc.

Selon une nomenclature internationale, les horizons de référence sont dénommés par des lettres (O, A, B, E, S, C, R, M...). Les principaux sont :

O : C'est l'horizon organique (ou humus) dans lequel les débris végétaux s'accumulent à la surface du sol.

A : horizon contenant à la fois de la matière organique et de la matière minérale. il est appelé aussi « terre arable »

B : horizon enrichi par illuviation en éléments fins, oxyde de Fe, Al.

C : horizon d'altération de la roche-mère

R : roche mère dure

G : horizon de couleur grise verdâtre, taches de rouille (Fe) se forme au sein d'une nappe ou à la limite supérieure de la nappe.

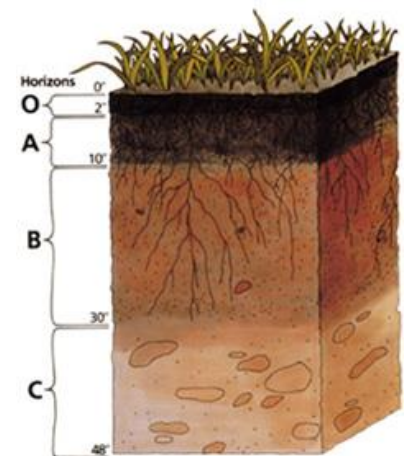


Figure 06 : Le profil

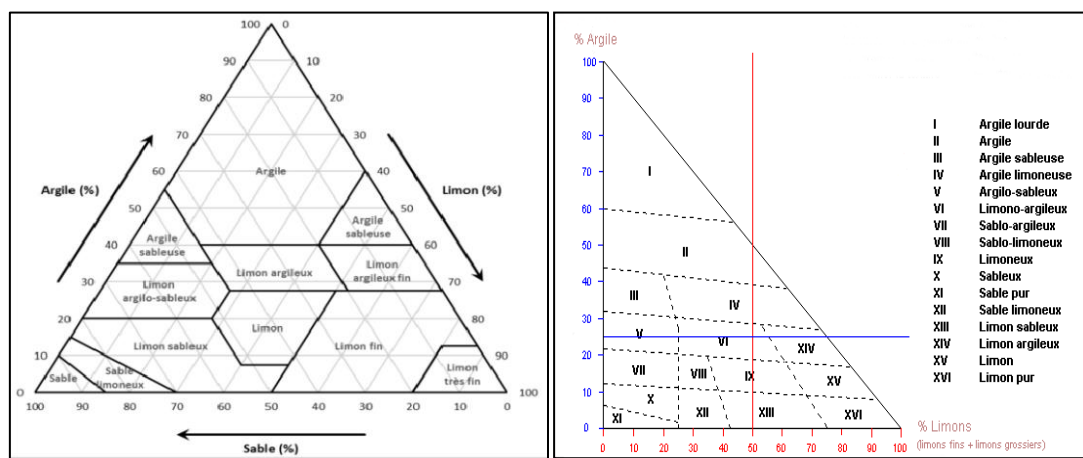
pédologique

d. Profil pédologique : appelé aussi « Pédon » est l'ensemble des horizons d'un sol donné situés à la verticale, depuis la surface jusqu'à la roche mère en cours d'altération.

II.2. Texture du sol

La texture d'un sol est l'ensemble des propriétés qui découlent de la composition granulométrique du sol (teneur en pourcentage de sables grossiers et fins, de limons, d'argile, d'humus et de calcaire). Elle est déterminée par l'**analyse granulométrique**.

La composition granulométrique permet ainsi de déterminer la texture globale d'un sol en se référant à un diagramme textural. Cette classification texturale regroupe les sols en classes ayant un comportement et des propriétés communes. Elle se mesure en laboratoire et utilise un outil de classement dont les plus connus sont le triangle isocèle du Soil Survey Manual de 1951 et le triangle rectangle du GEPPA (Groupe d'Etude des Problèmes de Pédologie Appliquée) de 1963 (Fig. 07).



Triangle de texture du Soil Survey Manual

Triangle des texture du GEPPA

Figure 07 : Type de triangle de texture

II.3. Structure du sol

II.3.1. Définition

La structure désigne le mode d'assemblage des particules qui composent les sols (constituants solides : limons, sables, argiles et la matière organique) à un moment donné.

Un sol est structuré lorsque ses particules sont groupées en agrégats naturels qui sont plus ou moins stables dans l'eau.

Un agrégat est un solide géométrique naturel qui conserve une forme spécifique déterminée. Il est constitué par des éléments de terre fine liés entre eux par des ciments colloïdaux (humus). Ces agrégats ménagent entre eux des espaces lacunaires remplis d'air et d'eau.

Les agrégats se rassemblent pour former des mottes.

La forme, la taille et la disposition des agrégats caractérisent la structure du sol qui doit être à la fois stable et poreuse :

- stable, pour que les racines puissent explorer en permanence un grand volume de terre,
- poreuse, de façon à permettre la circulation de l'air et de l'eau.

II.3.2.Types de des structures

Il existe plusieurs manières de classer les structures des sols :

a. Selon l'origine :

Elles résultent de processus de nature variés, biologique, chimique et physique. La dominance de tel ou tel processus est à l'origine des divers types de structures.

➤ Structures construites, d'origine biologique

Elles sont le résultat de l'activité biologique (faune et flore) qui intervient directement par son action mécanique et indirectement par l'apport de ciments humiques. Les grumeaux obtenus sont de forme irrégulière, poreux, aérés et généralement stables.

➤ Structure à ciments (massive) d'origine chimique

Il s'agit de ciments formés par précipitation et insolubilisation de composés préalablement à l'état soluble, et de nature très diverse : CaCO_3 , oxyhydroxydes, Silice, matière organique. Suivant la nature et l'état du ciment chimique (fin ou grossier, amorphe ou cristallin), la structure ainsi obtenue peut être meuble, massive ou durcie.

➤ Structures d'origines physique et mécanique (fragmentation)

Ce sont celles qui résultent du changement de volume (retrait et gonflement) des argiles, lors de l'alternance des périodes sèches et humides. Ces structures caractérisent les milieux trop riches en argiles et très pauvre en humus pour qu'il puisse se constituer des agrégats argilo-humiques.

b. Selon la forme : on distingue (Fig.02) :

- ✓ Structure feuilletée (lamellaire) : Les agrégats sont sous forme de couches horizontales assez continuées. Cette structure s'oppose évidemment aux échanges d'eau et d'air entre le sol et la surface.
- ✓ Structure prismatique : Ils sont souvent de grande taille et étirés dans le sens de la hauteur. Cette structure est plus fréquente dans les horizons d'accumulation d'argile. •
- ✓ Structure polyédrique : On la rencontre souvent dans des horizons argileux. La taille des agrégats est variable. La perméabilité est plus importante lorsque la structure est fine. Parfois, la structure polyédrique est incluse, comme sous structure, dans une structure prismatique
- ✓ Structure particulière : due à une absence de construction c'est-à-dire que le sol est formé des éléments texturaux indépendants non associés (non soudés), par exemple lorsque la texture est très sableuse, avec peu de matière organique. C'est une structure assez fragile et perméable aux fluides du sol.
- ✓ Structure grumeleuse : C'est une structure constituée d'agrégats arrondis, poreux. Elle est assez caractéristique des horizons superficiels et organiques. 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.

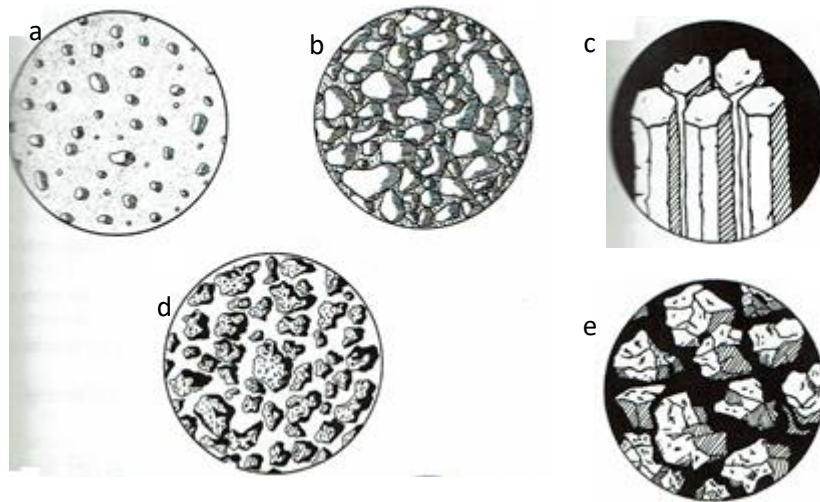


Figure 08 : Différents types de structure : (a) massive, (b) particulaire, (c)prismatique, (d) grumeleuse, (e) polyédrique.

II.3.3. Facteurs de stabilité structurale

La stabilité structurale désigne la résistance de la structure vis-à-vis des agents de dégradation.

La formation d'agrégats solides et résistants à la dégradation par l'eau assure une bonne stabilité structurale au sol. Ainsi, la stabilité structurale dépend :

- de la texture du sol : les sols à teneur élevée en limons sont plus sensibles aux processus de dégradation par l'eau responsables de la battance. Les argiles augmentent la cohésion à l'état humide et favorisent la fragmentation grâce aux propriétés de gonflement et de retrait qu'elles confèrent au sol.

- de la nature des cations adsorbés sur le complexe argilo-humique : tous les cations n'ont pas le même pouvoir flocculant des argiles. La présence d'ions **calcium** (par apport important de chaux) et **magnésium** sur le complexe argilo-humique améliore la stabilité structurale des sols riches en limons fins, contrairement à celle d'ions potassium et sodium qui ont une action dispersante des argiles.

- de la matière organique : les produits transitoires issus de la décomposition de la matière organique enfouie enrobent les agrégats terreux assurant ainsi leur stabilité structurale. L'humus a également un effet stabilisateur quoique moins intense mais plus durable.

II.3.4. Protection de la stabilité structurale

La stabilité structurale peut être maintenue par plusieurs actions :

- installer un couvert végétal ;
- protéger le sol par un mulch ;

- ne pas labourer en hiver sur un sol battant ;
- éviter les excès de terre fine lors de la préparation du sol ;
- maintenir suffisamment de mottes en surface pour les cultures d'hiver ;
- éliminer les excès d'eau par drainage, etc.

II.4. La porosité

II.4.1. Définition

La porosité est une propriété directement conséquente de l'état structural d'un sol. Elle peut être définie par l'ensemble de vides (pores) que comporte un horizon. Ces pores assurent le stockage et la circulation de l'air, de l'eau et des racines.

II.4.2. Taille des pores

La porosité totale comprend la **macroporosité** - espace rempli d'air correspondant aux pores de diamètre supérieur à 10 μm - et la **microporosité** - espace rempli d'eau (Fig.03). On distingue :

Les pores grossiers ($\phi \geq 50 \mu\text{m}$) occupés par l'air après un ressuyage rapide des pluies.

Les pores moyens ($50 \mu\text{m} \geq \phi \geq 10 \mu\text{m}$) se ressuient de façon très progressive, et sont donc tantôt occupés par de l'eau, tantôt par de l'air suivant les conditions météorologiques.

Les pores fins ($10 \mu\text{m} \geq \phi \geq 2 \mu\text{m}$) sont occupés par de l'eau liée, non absorbable par les racines.

La porosité peut représenter 30 à 33 % du volume total des sols.

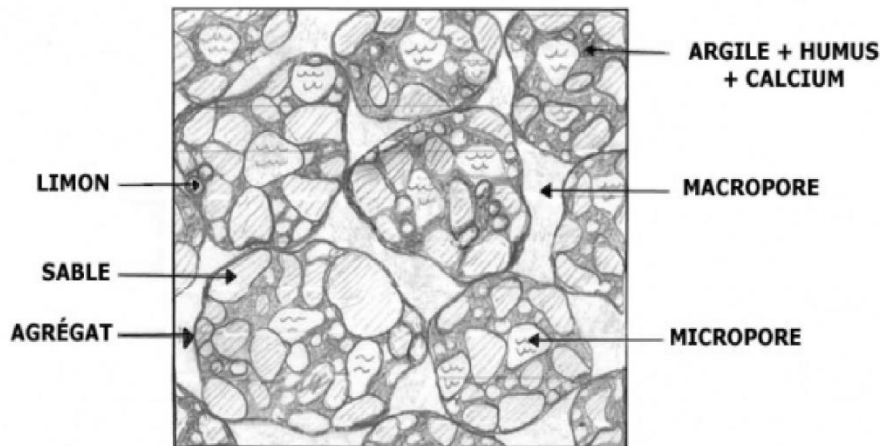


Figure 09 : La porosité du sol

II.4.3. Origine de porosité

Les pores ont **deux origines** :

- **Porosité texturale** : elle est liée directement à la **texture** du sol. Elle résulte de l'assemblage des particules élémentaires.

- **Porosité structurale** : elle dépend de la **structure** du sol. Elle résulte de l'association des agrégats entre eux. La porosité structurale permet à l'eau et à l'air de diffuser dans le sol. Plus la porosité structurale est élevée plus le transfert de l'eau, et donc la conductivité hydraulique, sont facilités.

II.5. Couleur du sol.

C'est l'indice le plus immédiatement visible des variations de composition du sol.

C'est d'abord un reflet de la teneur en matière organique : le sol est d'autant **plus foncé** qu'il est plus riche en humus.

La couleur traduit aussi l'état du fer dans le sol : un **sol rouge** possède des oxydes de fer peu hydratés; amorphes,

Un **sol jaune** contient des oxydes de fer hydratés, mieux cristallisés.

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 s'opère horizon par horizon.

La couleur du sol est déterminée par référence avec un code de couleurs. Les pédologues utilisent pratiquement tous le code Munsell.

Un certain nombre de sols présentent cependant une couleur directement héritée de la roche dont ils sont issus : ils sont dits "lithochromes" (par ex. les sols issus de grès roses ou les sols verts issus de l'altération de grains de glauconie). Pour d'autres, au contraire, la couleur est due aux constituants qui se sont individualisés, accumulés ou concentrés au cours de la pédogenèse (complexe d'altération et matières organiques).

Dans tous les cas, la couleur garde son intérêt en tant qu'indicateur de la présence de tel ou tel constituant.

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).

II.6. Sol et l'eau (la solution du sol)

II.6.1. Généralités.

L'eau du sol a une importance considérable : d'une part elle intervient dans la nutrition des plantes, en tant que véhicule des éléments nutritifs dissous. D'autre part, c'est un des principaux facteurs de la pédogenèse, qui conditionne la plupart des processus de formation des sols.

Les sources principales de l'eau sont : l'eau de précipitation et l'eau souterraine (nappe phréatique permanente).

L'étude de l'eau du sol comporte deux aspects :

- **Un aspect statique**, qui est la capacité de rétention en eau du sol, en liaison directe avec la disponibilité en eau pour les plantes.
- **Un aspect dynamique** : il s'agit de la circulation de l'eau dans le sol, c'est à dire les transferts verticaux ou latéraux de la phase liquide du sol.

Ces deux aspects dépendent tous, directement ou indirectement, de la porosité et de la perméabilité du sol.

On caractérise également l'eau du sol par le potentiel capillaire ou pF qui mesure la force de succion de l'eau par le sol.

II.6.2. Les différents états de l'eau du sol

L'eau dans le sol se trouve sous trois états (Fig. 10) :

a. Eau de gravité (eau de saturation) : Elle occupe la macroporosité du sol, elle s'écoule rapidement, puis de plus en plus lentement, elle quitte les espaces vides qui se remplissent d'air. Lorsque l'eau ne s'écoule plus, la terre ressuyée atteint son **taux d'humidité à la capacité au champ (c)** qui est une valeur qui traduit le maximum d'eau retenue par le sol

b. Eau utilisable par la plante (eau de capillarité) par les racines : c'est la partie de l'eau retenue par le sol, dans la microporosité de 0,2 à 8 μm (pores de réserve) après ressuyage. La plante s'en nourrit tandis que s'abaisse l'humidité dans le sol.

c. Eau inutilisable par la plante (Eau liée ou l'eau de rétention ou d'adsorption) : C'est de l'eau adhérant fortement par adsorption à la surface des particules du sol et y forme des films très minces. Elle occupe la microporosité.

Lorsque les plantes ne peuvent plus absorber l'eau, c'est-à-dire lorsque la force de succion de la terre est supérieure à celle des racines, le **point de flétrissement permanent** est atteint. Cette valeur (le point de flétrissement : f) est atteinte après épuisement de l'eau de capillarité. Alors l'absorption est arrêtée et la plante se dessèche.

La différence : $c-f$ (exprimer en % (du poids ou du volume)) correspond à **L'eau utile** qui est la quantité d'eau stockée par le sol, après une période de pluie

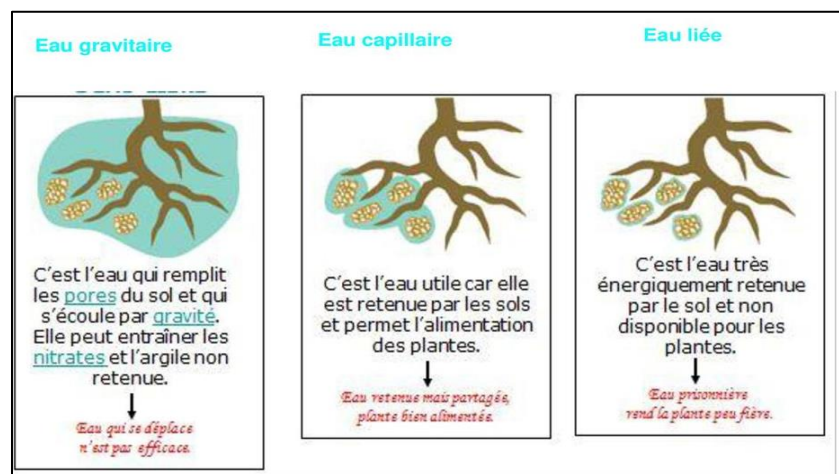


Figure 10 : les états de l'eau dans sol

II.6.3. Les mouvements de l'eau du sol

L'eau qui arrive au sol est l'objet de différents mouvements : mouvements descendants (action de la pesanteur sur l'eau de gravité), mouvements ascendants (capillarité) et mouvements latéraux (circulation oblique de l'eau gravitaire) (Fig.11).

- a. Mouvements descendants et latéraux :** de l'eau de gravité qui s'infiltré après les pluies et qui sont liés à la **perméabilité** du sol

L'infiltration peut provoquer le *lessivage*, entraînement des éléments solubles vers le bas tels que les nitrates, les sels de calcium. Il y a ainsi perte d'éléments nutritifs pour la plante et dégradation de l'environnement (nitrates).

La circulation latérale des nappes est liée à une topographie de versant. Les pédologues utilisent parfois le terme de « lessivage oblique » pour désigner les mouvements latéraux des nappes. Cette circulation latérale des eaux d'infiltration joue un rôle important dans la formation de certains sols à horizons profonds.

- b. Mouvements verticaux ascendants**

Ils s'effectuent par remontées capillaires lorsque **l'évaporation** est suffisante pour déclencher le mouvement ascendant de la solution du sol. Ce mouvement peut être entretenu par la présence d'une nappe phréatique peu profonde.

La remontée capillaire de l'eau dans le sol se traduit par le déplacement de l'eau de rétention d'un endroit plus humide vers un endroit moins humide : l'évaporation en surface crée un appel d'eau qui provoque cette diffusion de l'eau.

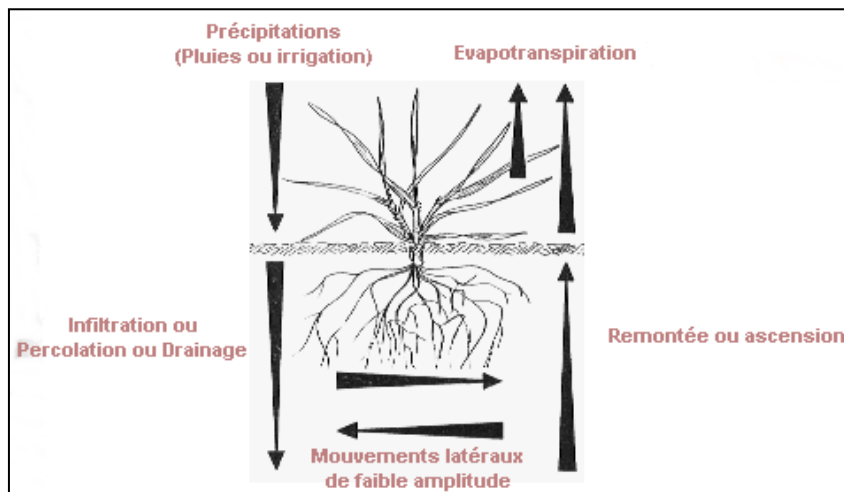


Figure 11 : les mouvements de l'eau du sol

II.7. Atmosphère 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'O₂ et départ de CO₂.

L'aération du sol est un échange gazeux très importante car :

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

L'air occupe les macropores du sol mais lorsque l'humidité baisse, il envahit une partie croissante de la microporosité.

La quantité de l'air dans le sol dépend de la texture, de la structure et de l'humidité du sol.

II.7.1. Composition de l'air

La composition de l'air du sol est moins stable que l'air atmosphérique

Tableau II : la Composition comparée de l'air du sol et de l'air atmosphérique

	Air atmosphérique	Air du sol
Azote	78 %	78-80 %
Oxygène	21 %	< 21 %
Gaz carbonique	0.03 %	0.2 à 3.5 %
Autres gaz	1%	1 %
Vapeur d'eau	Variable	Proche de lasaturation

6.7.2. Echange gazeux

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

- L'oxygène (O₂) qui conditionne la respiration des racines et des organismes du sol, et qui intervient aussi dans les réactions d'oxydation ;

- Le dioxyde de carbone (CO₂), produit de l'activité respiratoire, nécessaire aux organismes autotrophes, pour leurs synthèses organiques (ex : bactéries nitrifiantes)

Ces deux gaz existent, soit à l'état libre, au sein de l'atmosphère des sols, soit à l'état dissous dans les solutions du sol : des échanges ayant lieu constamment entre l'atmosphère terrestre, l'atmosphère du sol et les solutions du sol, un équilibre tend à s'établir, au moins pour les horizons supérieurs.

Par exemple pour l'O₂ :



La diffusion de l'O₂ jusqu'aux racines est assurée de façon satisfaisante dans les sols bien drainés. Si l'O₂ gazeux vient à manquer (dégradation de la structure, saturation des pores par l'eau), l'O₂ dissous peut prendre le relais.

II.7.3. Potentiel d'oxydo-réduction

Lorsque l'O₂ gazeux tend à disparaître, ou tombe en dessous d'un seuil critique, les réserves d'O₂ (sous la forme libre dissoute ou sous la forme d'un composé chimique tel que les oxyhydroxydes de fer) prennent une grande importance.

Le potentiel d'oxydo-réduction permet d'apprécier l'état du sol au niveau d'aération.

II.7.4. Effets d'une mauvaise aération

Un excès d'humidité, structure déficiente, tassement excessif peuvent entraîner une mauvaise aération prolongée du sol ce qui peut engendrer :

- asphyxie des racines
- dépérissement des légumineuses
- développement de fermentations anaérobies et production de substances toxiques (CH₄, H₂S, etc.).

II.7.5. Amélioration de l'aération du sol :

- Élimination de l'excès d'eau
- Amélioration de la structure

II.8. La température du sol

Le rayonnement solaire est la source principale de la chaleur du sol. L'énergie calorifique reçue le jour élève la température du sol et évapore l'eau retenue ; la nuit, au contraire, le sol se refroidit.

La température d'un sol dépend de :

- La couleur du sol : les sols foncés s'échauffent plus vite que les sols clairs ;
- La teneur en eau : la capacité calorifique de l'eau est quatre à cinq fois plus élevée que celle de l'air ou des matières solides. Les sols les plus froids sont ceux engorgés d'eau, les sols les plus chauds sont les sols perméables ;
- La couverture végétale qui se comporte en écran, intervient de façon importante.
- L'inclinaison du terrain, de la rugosité du relief,
- de la composition minéralogique.

La température exerce considérablement une action d'une part sur la pédogenèse et d'autre part sur la végétation.

- **Action sur la pédogenèse** : la température joue un rôle important, aussi bien dans le processus d'altération que dans celui de la décomposition des litières.

Les températures agissent également sur les structures : les températures très élevées favorisent le durcissement par cristallisation des ciments ferriques de certains sols tropicaux ; le gel agit en favorisant les structures par fragmentation.

- **Action sur la végétation** : la répartition des plantes est fortement influencée par la température des sols. Les espèces boréales se réfugient dans les stations froides, par contre, les espèces thermophiles se localisent sur les versants ou sur les sols chauds.

La température du sol conditionne également les activités microbienne et racinaire.

Chapitre III : Propriétés chimiques du sol

I. Les processus physico-chimiques

I.1. Pouvoir adsorbant des colloïdes

On désigne par l'expression « **complexe adsorbant** » l'ensemble des colloïdes (composés humiques et argiles) dotés de charges négatives susceptibles de retenir à leur surface des cations provenant de la solution du sol. Ces cations sont momentanément fixés, ils peuvent être échangés, par le phénomène de désorption, avec la solution.

L'état de complexe adsorbant et ses modifications éventuelles par échanges d'ions régissent, par l'intermédiaire du PH, l'activité biologique, la structure et la fertilité minérale des sols.

Les ions échangeables du complexe adsorbant sont en équilibre avec les solutions du sol : toute modification de la composition de la solution du sol provoque un changement de cet équilibre par échange : certains ions du complexe passent en solution (**désorption**) et sont remplacés par d'autres ions qui étaient auparavant en solution (**adsorption**).

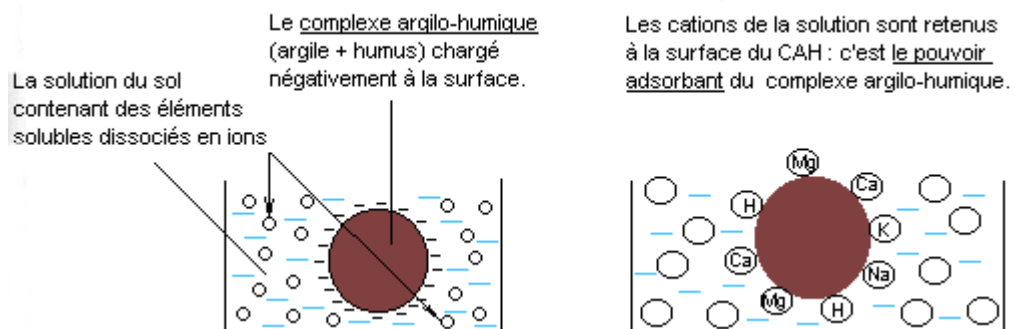


Figure 12 : Processus d'adsorption des ions sur le complexe adsorbant

L'**adsorption des ions** sur le complexe argilo-humique est **sélective**, sont adsorbés - désorbés

- les protons H^+ (ou H_3O^+)
- les ions métalliques Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+
- en quantité plus limitée, les ions NH_4^+ , Mn^{2+} , Zn^{2+} , Cu^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} .

*L'adsorption est la rétention de substances sans combinaison à la surface de constituants solides. La désorption est le phénomène inverse.

I.2.Capacité d'échange des cations (CEC)

La capacité d'échange en cations (CEC) ou la capacité total d'échange (que l'on nomme aussi T) est la quantité maximale de cations de toutes sortes qu'un poids déterminé de sol peut retenir. Autrement dit, cette mesure représente le total des charges négatives du sol disponible pour la fixation :

- Des ions de H^+ et Al^{3+} ;
- des cations appelés bases échangeables : Ca^{2+} , Na^+ , K^+ et Mg^{2+} (l'ion NH_4^+ peut être présent mais étant minoritaire, il n'est pas pris en compte). D'ailleurs ces cations, qui sont des ions basiques, se classent selon la force d'échange, de la façon suivante : $Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^+ > Na^+$.

La CEC joue un rôle fondamental dans l'alimentation minérale de la plante.

La CEC dépend du taux et de la nature des colloïdes argilo-humiques du sol (elle est exprimée en centimoles⁺ pour 1 kg de terre prélevée).

Nature des colloïdes	CEC en Cmol ⁺ / kg de terre
Argiles	3 à 150
Humus	300 à 500
Matière organique peu humifiée	100

Elle est élevée pour les sols argileux et humifères (le nombre de complexes argilo-humiques au pouvoir adsorbant étant élevé) et faible pour les sols sableux.

La charge cationique que peut retenir le complexe adsorbant varie en fonction du pH ; en effet les sites négatifs du complexe adsorbant peuvent être neutralisés par des protons H^+ : le sol s'acidifie et la CEC liée à l'humus diminue.

La somme des bases échangeables (S) est la somme des quantités de cations basiques échangeables, fixés sur le complexe à un moment donnée.

La différence "T-S" représente la quantité d'ions H^+ et Al^{3+} fixés. Cette différence est appelée aussi *insaturation*.

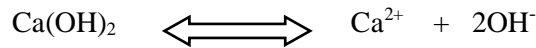
I.3. Mécanisme d'échange

Les cations fixés sur le complexe argilo-humique peuvent être échangés avec la solution du sol, ainsi dissous ils peuvent être absorbés par les racines de la plante. Cette propriété du complexe argilo-humique permet au sol :

- d'accroître sa CEC et d'assurer une réserve de cations, éléments nutritifs de la plante ;
- de limiter le lessivage des ions ;
- de régulariser la composition ionique de la solution.

❖ Exemples d'échange de cations :

→ **Ex1 : Remplacement des ions H^+ par des cations Ca^{2+}** lorsqu'on introduit de la chaux dans un sol, ses molécules se dissocient :

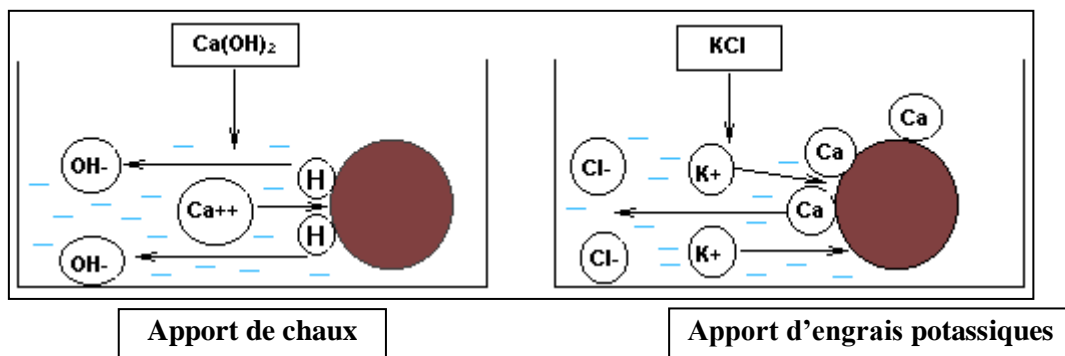


La concentration d'ions Ca^{2+} augmente dans le sol et se communique au complexe argilo-humique (par exemple) abondamment garni d'ions H^+ : un cation de Ca^{2+} prend la place de deux ions de H^+ , qui se combinent aux anions OH^- apportés par la chaux pour former de l'eau :



→ **Ex2 : L'échange des cations Ca^{2+} contre des cations de K^+** :

Si dans un sol enrichi en calcium par le chaulage, on introduit du chlorure de potassium (KCl, engrais potassique), ce sel se dissout et se dissocie en anions Cl^- et cations K^+ . Ces derniers, augmentant la concentration en ions K^+ de la solution, provoquent un échange avec le complexe : ils prennent sur celui-ci la place d'ions Ca^{2+} à raison de $2K^+$ pour $1Ca^{2+}$. Ces cations de Ca^{2+} remis à la solution forment, avec les anions Cl^- , du $CaCl_2$ sel soluble qui peut être lessivé. Cet apport d'engrais potassique a provoqué la décalcification du sol.



I.4. Taux de saturation du complexe adsorbant

La CEC est occupée par les cations Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ (cations échangeables) ainsi que par H^+ , Al^{3+} et Fe^{3+} (ions générateurs d'acidité).

S étant la somme des cations échangeables et la CEC la capacité d'échange totale (T):

Le **taux de saturation** (V) exprimé en % est : $V=100 \times S/T$

Que traduisent les valeurs de V ?

- des faibles taux de saturation signifient que des ions positifs échangeables tels que H^+ , mais surtout $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ et Al^{3+} sont présents sur le complexe (généralement en situation de sol acide) ; dans ces cas, d'un point de vue agronomique, il convient d'apporter des cations au sol, en plus d'une base pour augmenter le pH
- au contraire, des taux élevés de V signifient que le sol est bien pourvu en cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+).

Le taux de saturation dépend de la richesse chimique de la roche mère, de la fréquence et de l'importance des apports de cations ainsi que du lessivage et la perméabilité du sol.

Un taux de saturation **supérieur à 50** assure une **bonne alimentation à la plante**.

I.5. Facteurs des échanges des cations entre le complexe argilo-humique et la solution

L'échange des cations entre le complexe argilo-humique et la solution est la conséquence de l'agitation des ions autour des micelles d'argile et d'humus.

Ces échanges se poursuivent jusqu'à l'obtention d'un équilibre entre les cations libres de la solution et ceux retenus sur le complexe argilo-humique. Les échanges font suite à des variations de concentration.

Les processus responsables de la variation de la quantité de cations dans la solution du sol sont :

- le lessivage d'ions ;
- le prélèvement d'ions par les plantes ;
- l'altération de la roche-mère (libération d'ions dans la solution) ;
- l'apport d'engrais et d'amendements (apport d'ions dans la solution) ;
- l'évolution de la matière organique dans le sol (libération d'ions dans la solution).

II. pH du sol

II.1. Source de H^+ dans le sol :

D'une manière générale la majorité des hydrogènes du sol proviennent des activités biologiques (respiration des racines, décompositions de la M.O., ...).

L'acidité du sol est définie par la concentration en ion H^+ .

Sur un sol déterminé, les ions H^+ se répartissent en deux catégories :

- Les ions H^+ présents dans la solution du sol ;
- Les ions H^+ fixés sur les colloïdes à l'état échangeable.

Le pH de la solution traduit la concentration de protons H_3O^+ (simplification H^+) dans la solution du sol par la relation $[H_3O^+]=10^{-pH}$.

II.2. Groupes d'acidité et différentes déterminations du pH

Il existe 3 groupes principaux d'acidité dans les sols :

a) L'acidité active (actuelle)

Elle est due aux ions H^+ dans la solution du sol ; elle est mesurée par le pH_{eau} , grâce à un pH mètre. Cette acidité est toutefois très importante puisqu'elle détermine la solubilité de plusieurs éléments et fournit le milieu de solution du sol dans lequel les racines des végétaux et les microorganismes sont exposés.

b) L'acidité échangeable

Elle est due à l'aluminium et l'hydrogène (qui sont présents en grande quantité dans des sols très acides) adsorbés sur le complexe argilo-humique, facilement échangeables par d'autres cations, comme avec K^+ dans une solution de KCl qui a pour effet de chasser les H^+ et Al^{3+} fixés sur le complexe d'échange.

c) L'acidité potentielle

Elle est représentée par les protons H^+ de la solution et ceux adsorbés sur le complexe argilo-humique et pouvant être échangés.

Echelle de pH :

$pH \leq 5$	$5 < pH \leq 6$	$6 < pH \leq 6,6$	$6,6 < pH \leq 7,4$	$7,4 < pH \leq 7,8$	$pH > 7,8$
fortement acide	franchement acide	légèrement acide	neutre	légèrement alcalin ou légèrement basique	alcalin ou basique

Le pH est une indication du niveau général du sol en éléments chimiques assimilables. Il est utilisé comme indicateur de l'ambiance ionique du sol.

Il intervient dans l'étude de nombreuses propriétés du sol :

- une forte acidité ou un pH très faible entraîne des problèmes de solubilité ou d'insolubilisation des phosphates ;
- dans les sols calcaires à pH élevé, des phosphates de faible solubilité se forment et la biodisponibilité des oligo-éléments (sauf pour le molybdène) est diminuée.

- Les propriétés physiques du sol dépendent également du pH du sol : en sols limoneux, la stabilité structurale est minimale pour un pH compris entre 6 et 7, elle est améliorée en sols battants, si le pH atteint 7,6.

II.3. Les variations de pH et le pouvoir tampon

Le pH du sol varie en fonction :

- de la nature du sol ;
- de la saison : Le PH varie d'une demi-unité au cours de l'année, il est minimum en été et maximum en hiver ;
- de l'intensité culturale : Le sol a tendance à se décalcifier et à s'acidifier avec le temps.

L'acidité potentielle confère au sol un **effet tampon** qui s'oppose aux brusques variations de pH.

Si l'on apporte des ions H^+ dans la solution, dans un premier temps le pH diminue puis remonte : une partie des protons vont se fixer sur le complexe argilo-humique.

Au contraire, si le nombre de protons de la solution diminue (par association avec des OH^- pour donner des molécules d'eau), des protons du complexe argilo-humique vont se désorber, le pH qui avait augmenté au début diminue.

III. Principaux éléments chimiques : N, P, K - Ca, Mg, S, Na et les oligo-éléments

III.1. Différents états des éléments dans le sol

Les végétaux puisent dans le sol une partie des éléments nécessaires à leur développement. Ces éléments sont assimilés soit sous forme :

- d'**ions libres** dans la solution ;
- **adsorbés sur le complexe argilo-humique**, facilement échangeables avec la solution ;
- **rétrogradés** c'est-à-dire fixés entre les feuillets d'argile, et donc difficilement échangeables ;
- **associés à des molécules organiques** avec lesquelles ils forment des chélates (association entre un élément minéral et un constituant organique), facilement échangeables ;
- **inclus dans les molécules organiques**, insolubles.

C'est surtout à l'**état soluble** que les éléments minéraux jouent leur **rôle actif dans la nutrition de la plante**.

Les éléments à l'état dissous se déplacent dans le sol selon deux modes :

- par **convection** : l'élément est entraîné par le flux d'eau ;
- par **diffusion** : l'élément se déplace suite à une différence de concentration au sein de la solution.

Ces déplacements interviennent au moment de l'**absorption racinaire**.

L'absorption d'un élément par les racines crée une différence de concentration de l'élément au sein de la solution. Ceci est à l'origine du transfert de cet élément par diffusion à partir des réserves riches en éléments nutritifs vers la racine.

III.2. Les nutriments dans le sol

III.2.1. Les différents éléments nutritifs

Pour se développer, les plantes prélèvent dans le milieu qui les entoure – air, eau, sol – les 18 éléments nécessaires à leur vie et à leur développement :

- Les 3 éléments **C, H, O** représentent 98 % de la biomasse d'une plante.
- Les 6 éléments de structure et macro éléments restants : **N, P, K** sont dit éléments majeurs et **Ca, Mg, S** sont couramment appelés éléments secondaires. Dans les 2 cas, majeurs et secondaires, ils sont absorbés en quantité importantes par la plante.

Les éléments majeurs ont toutefois des teneurs plus importantes que les secondaires.

- Les 9 autres sont appelés les **oligo-éléments** et ont des teneurs de l'ordre du mg ou du dixième de mg/kg de MS des plantes.

Les 18 éléments entrent donc à des niveaux de teneurs complètement différents dans la composition des tissus végétaux.

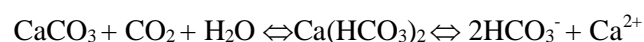
III.2.2. Principaux cations dans le sol (les éléments secondaires)

III.2.2.1. Calcium (Ca)

a. Formes du Calcium dans le sol

Le **calcium** se trouve dans le sol sous plusieurs formes :

- le **calcaire inactif** est le carbonate de calcium (CaCO_3) à l'état grossier (blocs, graviers,...). Sous l'action de l'eau et de CO_2 , il peut être dissout et fournir des ions Ca^{2+} dans la solution du sol :

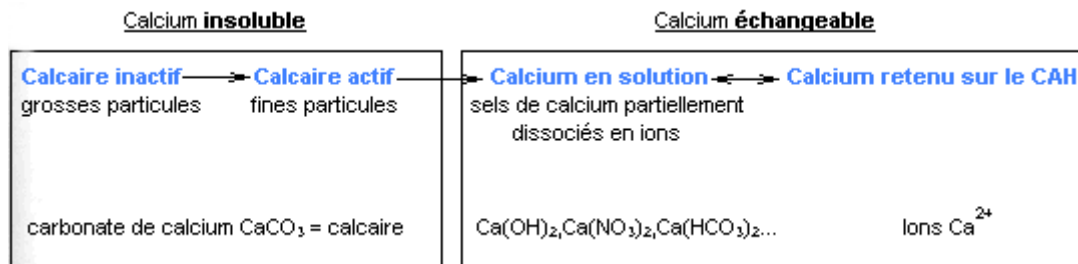


Le carbonate est altéré et disparaît par décarbonatation, mais la dissolution du carbonate dans l'eau est très faible ;

- le **calcaire actif** est la fraction de carbonate de calcium (CaCO_3) qui s'altère rapidement ;
- le **calcium soluble** se trouve dans la solution sous diverses formes qui libèrent des ions Ca^{2+} : la chaux $\text{Ca}(\text{OH})_2$, le bicarbonate de calcium $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, le nitrate de calcium $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$, les phosphates monocalciques $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$;
- le **calcium échangeable** : ions calcium adsorbés sur le complexe argilo-humique et libres dans la solution du sol. Il existe un équilibre d'adsorption - désorption entre eux.

La teneur en calcium sous ces diverses formes définit l'état calcique du sol.

L'analyse chimique permet de doser le **calcaire actif**, le **calcaire total** et la teneur en **ions calcium Ca^{2+}** .



La teneur en calcium est variable d'un sol à un autre :

- dans les sols calcaires, le taux de CaCO_3 est supérieur à 2%. En général le CaO échangeable est important et le complexe argilo-humique est saturé. L'excès de calcium peut entraîner des blocages d'autres éléments minéraux ;
- dans les sols non calcaires mais bien pourvus en calcium échangeable, un simple entretien en calcium est nécessaire pour assurer une teneur correcte en calcium ;
- dans les sols non calcaires et pauvres en calcium échangeable, le complexe est insaturé, ce sont les sols acides.

Les quantités de Calcium varient également en **fonction du pH** du sol. Plus les protons H^+ adsorbés sont nombreux (lorsque le pH est faible), moins il y a d'ions calcium : le complexe est désaturé. En revanche les sols calcaires ont un pH élevé

b. Le calcium et les propriétés physico-chimiques du sol

En flocculant les argiles, le calcium augmente la stabilité structurale du sol, ainsi que sa perméabilité.

Le calcium intervient également dans les processus physico-chimiques : moyennement retenu sur le complexe adsorbant, il peut s'échanger avec d'autres ions libres de la solution K^+ , Mg^{2+} , ... etc.

En revanche, **un excès** de calcium occasionne des inconvénients :

- l'insolubilisation de composés phosphatés ;
- le blocage d'oligo-éléments ;
- l'imprégnation des racines entraînant une baisse du fonctionnement racinaire ;
- l'enrobage de la matière organique qui bloque sa minéralisation.

Par contre, le **manque** de Calcium se manifeste ainsi :

- la structure du sol devient compacte et instable ;
- les matières organiques se décomposent mal ;
- les rendements diminuent ;
- une végétation acidophile (fougère, rumex, digitale,...) se développe.

III.2.2.2. Magnésium (Mg)

a. Forme du Magnésium dans le sol

Le **magnésium** est présent dans le sol sous plusieurs formes :

- une **réserve inaltérée** : magnésium présent dans le substrat, dans les minéraux primaires silicatés ;
- une **réserve mobilisable** : magnésium des oxydes et hydroxydes. Ce magnésium peut passer sous forme échangeable,
- le **magnésium échangeable** : adsorbé sur le complexe argilo-humique,
- le magnésium présent dans la solution du sol sous forme d'**ions Mg²⁺**.

Magnésium échangeable et magnésium en solution sont les deux formes qui servent à alimenter les plantes.

Le magnésium est **faiblement retenu sur le complexe argilo-humique**. Sa rétention limitée explique l'appauvrissement des couches superficielles du sol et l'importance des pertes par drainage.

La richesse en magnésium est définie par l'analyse chimique de terre (teneur en MgO).

b. Conséquences d'une carence en magnésium

Les sols contiennent très généralement suffisamment de magnésium pour satisfaire le besoin des plantes. Cependant il existe des **carences en magnésium** décelables au niveau de la plante. La carence de magnésium la plus courante au niveau de la plante est celle induite par un excès de K⁺, Ca²⁺, NH₄⁺ ou si l'acidité est trop élevée. Elle se manifeste par une **chlorose sur les feuilles âgées**, avec décoloration de la partie médiane.

Les apports de magnésium peuvent se faire par apports d'amendements calcaires et magnésiens (18 à 40% de MgO) à l'occasion d'un chaulage, par l'apport de sulfate magnésien, ou par pulvérisation foliaire d'engrais magnésiens lorsqu'une carence en magnésium est décelée en cours de végétation (sauf sur maïs et céréales à paille).

III.2.2.3. Potassium (K)

Le **potassium** est présent dans le sol sous plusieurs formes :

- le **potassium solidement fixé dans les minéraux primaires**. Cette forme ne participe pas à l'alimentation de la plante ;
- le **potassium associé à l'argile** : la quantité fixée ou rétrogradée entre les feuillets d'argile est difficilement échangeable ;
- le **potassium adsorbé sur le complexe argilo-humique** est facilement échangeable ;
- le potassium présent dans la solution du sol sous forme d'**ions K⁺**.

Potassium échangeable et potassium en solution sont les deux formes qui servent à alimenter les plantes.

La richesse en potassium échangeable est définie par l'analyse chimique de terre (teneur en K_2O). Le taux souhaitable de K_2O est fonction de la teneur en argile.

III.2.3. Les trois principaux anions dans le sol (les éléments majeurs)

III.2.3.1. Azote (N)

L'azote est un composé fondamental de la matière vivante. Il est nécessaire à l'élaboration des composés organiques végétaux : acides aminés, protéines, chlorophylle.

L'azote est présent dans le sol sous deux formes :

a- Forme organique qui représente la réserve d'azote. Elle comprend :

- l'azote organique des **résidus de culture** : il constitue pour les micro-organismes hétérotrophes une source d'énergie et de nutriments ;
- l'azote organique de la **biomasse microbienne** (5 à 6 % de l'azote total) ;
- l'azote des **substances humiques** : il constitue la masse azotée la plus importante (2,5 à 5 tonnes d'azote organique/ha/an) et dépend des apports en amendements humiques et des conditions pédoclimatiques

b- Forme minérale assimilable présent dans la solution du sol, il comprend :

- des **ions ammonium NH_4^+** libres dans la solution ou retenus sur le complexe argilo-humique ;
- des **ions nitrates NO_3^-** libres dans la solution. Ils peuvent être facilement lessivés ;
- des **ions NO_2^-** très rares.

La quantité d'azote minéral est variable, elle dépend du stock de matière organique et des conditions pédoclimatiques (30 à 300 kg d'azote minéral sont libérés /ha/an).

La plante utilise l'azote sous la forme NO_3^- et/ou NH_4^+ et l'incorpore dans ses tissus. Ces deux formes sont issues de la décomposition des matières organiques selon deux processus : l'ammonification et la nitrification.

➤ L'ammonification : est le processus dominant dans les milieux acides et mal aérés. Elle est réalisée par divers microorganismes (bactéries ammonifiantes) présents dans le sol qui décomposent les protéines et les acides aminés dans les matières végétales et animales en libérant l'ammoniac NH_3 . Ce dernier est généralement retenu dans le sol sous la forme d'ion d'ammonium NH_4^+ .

➤ La nitrification : elle n'est active que dans les milieux bien aérés. C'est réaction d'oxydation de l'ion ammonium qui peut se faire en deux étapes :



III.2.3.2. Phosphore (P)

Le phosphore est un élément important pour la plante. Il intervient dans la formation d'ADP et ATP, composés intervenant dans le transport d'énergie nécessaire au déroulement de diverses réactions biochimiques (métabolisme des glucides, synthèse des enzymes ...). Il a une action sur l'abondance de la floraison et la fructification. Il est présent dans le sol sous plusieurs formes :

- le **phosphore insoluble** combiné dans des composés minéraux ;
- le **phosphore peu soluble** fixé ou rétrogradé entre les feuillets d'argile ;
- le **phosphore combiné à la fraction organique** : la minéralisation de la matière organique libère du phosphore ;
- le **phosphore adsorbé** : il est retenu soit par les charges positives des colloïdes minéraux et organiques, soit par les colloïdes électropositifs comme les hydroxydes de fer ou d'aluminium.

Le processus d'adsorption est réversible ;

- les **ions phosphates libres** dans la solution du sol : leur présence dépend du pH. Principalement sous forme HPO_4^{2-} et H_2PO_4^- , ils sont présents en très faible quantité (moins de 1 kg/ha).

Les plantes s'alimentent à partir des ions libres et très mobiles de la solution. Ces ions constituent la réserve, ou le pool alimentaire.

III.2.3.3. Soufre (S)

Les sols renferment de 0,01 à 0,5 ‰ de soufre total, sous les formes organique et minérale.

❖ La majeure partie du soufre est sous forme organique (75 à 90%), forme non directement utilisable par les plantes.

Les composés organiques soufrés subissent une minéralisation par les micro-organismes. Le soufre organique est minéralisé en sulfates, assimilables par les végétaux. 20 à 80 kg de S/ha passent sous forme minérale par an.

❖ Le soufre minéral est sous forme de sulfates qui sont ou libres dans la solution du sol (SO_4^{2-}), ou adsorbés sur le complexe argilo-humique (très peu), ou inclus dans des composés peu solubles.

Les ions sulfates sont facilement lessivables, c'est pourquoi les couches superficielles du sol ont tendance à s'appauvrir en soufre. Conséquences pour la nutrition soufrée.

III.2.4. Oligo-éléments dans le sol

Les oligo-éléments sont indispensables pour la vie des plantes et des organismes du sol. Bien qu'ils interviennent à faibles doses leur rôle physiologique est considérable. Ils font partie de la constitution de certaines enzymes (enzymes respiratoires, enzymes de photosynthèse ...) et jouent un rôle important dans l'humification.

Ils proviennent de l'altération de la roche-mère et de la minéralisation de la matière organique.

Les principaux oligo-éléments sont le **fer**, le **manganèse**, le **zinc**, le **cuivre**, le **molybdène**, et le **bore**.

Ils sont présents dans le sol sous plusieurs états :

- **réserve inaltérée** ou lentement altérable : ils sont inclus dans la roche mère ou dans les grosses molécules de matière organique ;
- **forme mobilisable** dans les oxydes, hydroxydes et sulfures ;
- **forme échangeable** : ils sont adsorbés sur le complexe argilo-humique ;
- **forme présente dans la solution du sol** : ils sont soit libres dans la solution, soit sous forme chélatée*.

Ainsi, les chélates métalliques sont importants dans le sol car ils permettent d'augmenter la solubilité des cations métalliques oligo-éléments présents naturellement dans le sol ou ajoutés comme fertilisants.

La quantité d'oligo-éléments disponibles pour la plante varie en fonction :

- du **pH** : le pH est un des paramètres les plus importants de la disponibilité des oligo-éléments. L'augmentation du PH réduit la solubilité des oligo-éléments (sauf pour le molybdène) et donc leur absorption par les racines est diminuée. Le molybdène est d'autant plus assimilable par les plantes que le pH est élevé ;
- de l'**aération** : dans des conditions réductrices, c'est-à-dire en milieu pauvre en oxygène, lorsque le sol est engorgé, la solubilité des oligo-éléments augmente, ainsi que leur assimilabilité ;
- de la **teneur en matière organique** et de la **chélation** : la minéralisation de la matière organique libère des oligo-éléments, les sols pauvres en matière organique sont généralement pauvres en oligo-éléments ;
- des **interactions entre éléments nutritifs** : elles entraînent des carences induites ou des absorptions accrues. La plus grande influence provient du phosphore : une fertilisation phosphatée peut entraîner des réductions d'assimilation de fer, de cuivre ou de zinc ;

*Les chélates sont des complexes organo-métalliques très stables où l'ion est inséré dans une molécule organique. Les plantes peuvent absorber les oligo-éléments chélatés.

- des **techniques culturales** :

* un chaulage peut entraîner des déficiences en oligo-éléments : chaulage ⇒ augmentation de pH ⇒ diminution de l'assimilabilité ⇒ déficiences en oligo-éléments. Il est parfois nécessaire de prévoir un apport en oligo-éléments lors d'un chaulage ;

* en revanche, un chaulage peut parfois améliorer la nutrition du molybdène et diminuer les absorptions excessives du cuivre et du zinc ;

- * les fumures organiques apportent des oligo-éléments ;
- * certains engrais et produits phytosanitaires contiennent des oligo-éléments.

Chapitre 4 : Propriétés biologiques du sol

I. L'activité biologique dans le sol

Les sols constituent l'un des écosystèmes les plus complexes de la nature, et l'un des habitats les plus diversifiés sur terre: ils abritent des milliers d'organismes différents. On estime près d'un quart des espèces connues (près de deux millions d'espèces sont décrites) sont inféodées au sol.

Certains de ces organismes sont des consommateurs primaires, d'autres des prédateurs, et enfin certains autres des décomposeurs. Toutefois, la présence de racines ainsi que les êtres vivants dans le sol est en interaction avec ses composantes physiques et chimiques permettant la dynamique de la matière organique et de l'eau, ainsi que le recyclage des nutriments.

Les organismes du sol sont généralement subdivisés en deux groupes : la flore et la microflore. Leur abondance et leur nature dépendent du type de sol, de la végétation, de la profondeur, du climat et des diverses actions anthropiques.

La plupart des organismes se trouvent dans les 2-3 premiers cm du sol, où les concentrations en matière organique sont les plus élevées. Cependant, certains peuvent creuser des galeries dans le sol (vers de terre et mammifères), d'autres forment des réseaux d'hyphes, qui peuvent s'étendre à travers le sol sur plusieurs mètres (les champignons) et d'autres, comme les bactéries, tendent à se concentrer au cœur des agrégats du sol où elles sont protégées des prédateurs tel que les protozoaires ou les acariens. Ces bactéries peuvent être entraînées profondément dans le sol par les eaux de percolation. Cette présence d'êtres vivants est synonyme d'activité biologique dans le sol.

Organismes	Nombre approximatif		Biomasse moyenne (kg/ha) profondeur 20 cm
	Par gramme de sol sec	Par m ²	
Bactéries	10 ⁶ - 10 ⁹	10 ¹¹ – 10 ¹⁴	1500
Champignons			3500
Algues	1000 – 10 ⁵	10 ⁸ - 10 ⁹	10 – 1000
Protozoaires	10 ⁴ – 10 ⁶	10 ⁹ – 10 ¹¹	250
Faune du sol (sans protozoaires)	0,1 - 1000 selon les groupes	10 – 5. 10⁶ selon les groupes	1 – 5000 selon les groupes

II. La faune du sol (Pédofaune)

II.1. Principale faune du sol

La masse que représente la pédofaune est importante : on peut estimer que son poids à l'hectare est en moyenne de 2.5 tonnes. Dans certains sols, soit naturellement riches en matières organiques, soit enrichis en fumier compost ou résidus de récoltes, ce poids atteint 5 tonnes à l'hectare et même davantage.

Selon leur taille, certains sont microscopiques, parmi lesquelles : les protozoaires, les amibes (à nues, thèques, flagellées, ciliés), les tardigrades, les rotifères, les nématodes et les acariens ; d'autres sont moins d'un cm (insectes, myriapodes, isopodes, les enchytréides, les pseudo-scorpions....etc.) et d'autres sont supérieurs à 1cm (vers de terre, lombricidés, mollusques, reptiles, micromammifères rongeurs et insectivores.... etc.). Tous ces animaux qui constituent la faune des sols possèdent des régimes alimentaires plus ou moins stricts.

- **Les animaux *phytophages*** se nourrissent de tissus végétaux vivants et s'avèrent souvent parasites des cultures. Les animaux phytophages qui se nourrissent de champignons sont dits *mycophages*; d'autres sont *granivores* ou encore *floricobes*.
- **Les animaux *saprophages*** se nourrissent de tissus végétaux morts, mais aussi de la microflore qui leur est associée (bactéries, champignons, algues), de la microfaune qui s'y trouve (Protozoaires et Nématodes) et des divers produits de décomposition existant, qu'ils soient de nature glucidique, lipidique ou protidique.
- **Les animaux *prédateurs*** se nourrissent aux dépens des animaux vivants et sont donc *carnivores*, *insectivores* ou simplement *parasites*.
- **Les animaux *nécrophages*** se nourrissent de cadavres.
- **Les animaux *coprophages*** se nourrissent des excréments des autres animaux.

II.1.1. Les protozoaires : Ils sont les principaux bactériophages du sol. En détruisant les bactéries, les protozoaires stimulent leur développement, qui est encore plus rapide que celui des bactéries, maintiennent jeunes les populations bactériennes et favorisent indirectement les processus biochimiques du sol qui en dépendent.

II.1.2. Les Nématodes forment avec les Gordiens et les Acanthocéphales l'embranchement des Némathelminthes ou vers ronds. Les Nématodes libres du sol mesurent en moyenne de 0,2 à 2 mm de longueur et de 10 à 40 microns de diamètre, ce qui les rend pratiquement invisibles à l'œil nu.

La plupart des Nématodes libres se nourrissent de bactéries, de champignons, d'algues et de jus organiques au sein des matières organiques en décomposition et des excréments de la faune. Les Nématodes phytophages se nourrissent en perçant les parois cellulaires des tissus végétaux à l'aide d'un stylet.

On estime que dans un sol non cultivé, plus de la moitié des Nématodes sont saprophages, un quart environ se nourrit d'algues et de champignons, 10 % environ sont phytophages et moins de 5 % seraient prédateurs de Protozoaires.

II.1.3. Mollusques (embranchement) : Un certain nombre de gastéropodes pulmonés (escargots et limace) vivent dans les litières ou dans les anfractuosités du sol, toujours en milieu humide. La plupart sont herbivores ou saprophages. Ils interviennent dans la décomposition de la cellulose et de brassage de la matière organique.

II.1.4. Annélides (embranchement) : ce sont des vers annelés. La quasi-totalité des Annélides terricoles appartient à la classe des Annélides oligochètes et à deux familles : les enchytréides et les lombricidés.

❖ Les Enchytréides (parfois encore écrits Enchytraeides) sont de petits vers annelés de 2,5 à 35 mm. Ils sont habituellement de couleur blanche et beaucoup plus rarement transparents, de couleur rouge ou de couleur foncée. Les Enchytréides sont nombreux dans les sols chauds et humides. Ils se nourrissent essentiellement de petits débris végétaux plus ou moins dégradés. Dans l'horizon humique, les Enchytréides reprennent les déjections des Microarthropodes et les convertissent en boulettes fécales qui, dans les sols acides à décomposition organique lente, évoluent en masse d'humus brut.

Certains Enchytréides seraient prédateurs, notamment de Nématodes.

❖ Les lombricidés : Plus de la moitié de la masse de la faune est constituée de vers de terre, qui appartiennent à la famille des lombricidés (lombrics). La densité des lombrics est de l'ordre de 100 à 1 000 individus/m² de sol cultivé. Les vers de terre se nourrissent essentiellement à partir des débris végétaux plus ou moins décomposés qu'ils ingèrent avec de la terre. Les vers ingèrent plusieurs centaines de tonnes de sol par hectare et par an. Ils décomposent la litière (ils sont saprophages ou coprophages) et l'incorpore au sol minéral. En plus de débris végétaux plus ou moins décomposés, les vers de terre digèrent des diatomées, des algues vertes, des rhizopodes, de très nombreuses bactéries et la plupart des mycéliums.

II.1.5. Les arthropodes : parmi les arthropodes qu'on trouve dans le sol : les insectes, les arachnides, les crustacés (cloportes...) et les myriapodes . Ils vivent surtout dans la litière qu'ils fragmentent finement et ingèrent. Ils produisent également des boulettes fécales. Les arthropodes dégradent finement les aliments ingérés, augmentant ainsi la surface d'attaque pour l'action des champignons et de bactéries.

Certains se nourrissent de champignons (mycétophages), de bactéries et d'algues (microphytophages), de déjections animales (coprophages), de proies vivantes (prédatrices ou parasites).

II.1.6. Les mammifères : ils ont un rôle mécanique (la taupe, mulots, ..).

II.2. Rôles de la faune du sol

II.2.1. Action mécanique (physique)

La présence d'êtres vivants dans le sol est synonyme d'activité biologique. Celle-ci est en interaction sur la composition physique du sol ainsi que sa dynamique.

Elle agit peu sur la texture mais beaucoup sur la structure du sol. En effet, l'activité biologique permet la formation de pores (galerie créés par les racines, les vers de terre, les taupes, les nématodes) qui augmentent la porosité du sol, donc son aération et facilitent la circulation de l'eau. Ces différents facteurs contribuent à améliorer la structure du sol. L'activité biologique facilite également la production d'agrégats stables, propices à une structure de qualité pour l'agriculteur.

Exemple : Les **vers de terre** créent des galeries verticales et horizontales, ce qui augmente la porosité structurale. Cette augmentation de la porosité accélère le drainage et l'aération et permet de limiter le caractère compact des sols argileux. Le tube digestif des vers de terre est le malaxeur de l'argile et de l'humus en un complexe argilo-humique qui soude les agrégats : la **formation d'agrégats stables** améliorent ainsi la stabilité structurale.

La structure du sol est affectée également par le transit intestinal des éléments ingérés par les lombrics. Lors de ce transit, la sécrétion de mucus et d'eau favorise l'activité des micro-organismes présents dans le tube digestif. Au fur et à mesure du transit, les particules minérales sont réorganisées autour de colonies bactériennes ou de particules organiques.

II.2.2. Action chimique

La faune influence sur les caractéristiques chimiques des sols par des voies très variées. L'effet le plus net est la modification de la nourriture durant son passage à travers la chaîne alimentaire.

En consommant le calcium pour leur métabolisme, les vers de terre permettent sa circulation de la surface en profondeur, d'où ils s'opposent au lessivage et à la décalcification du sol.

Les déjections des vers de terre sont très riches en potassium, en ammoniac, en phosphore et en magnésium. Ces éléments sont très échangeables et assimilables quand ils ont transité par leur tube digestif que lorsqu'ils sont adsorbés sur les colloïdes argilo-humiques.

Toute la faune du sol joue l'intermédiaire entre le sol et la plante.

II.2.3. Action biologique

La faune a aussi une influence marquée sur la biochimie des sols et ses diverses caractéristiques biologiques.

En effet, l'activité biologique d'un sol est le résultat des interactions entre les différents organismes. Elle se traduit par une variation de l'activité ou de la densité de la communauté et tend à installer un

certain équilibre pour un fonctionnement optimal et durable des processus en cours tels que la compétition et l'effet des prédateurs sur les ravageurs.

D'autre part, les animaux possèdent tous des enzymes ou diastases très spécifiques, et plus la faune d'un sol est riche et variée, plus son potentiel enzymatique apparaît important. Or, les débris végétaux passent généralement par plusieurs tubes digestifs au cours de leur dégradation, car un animal reprend souvent un fragment végétal rejeté par un autre pour en utiliser un composant que le premier n'a pas assimilé faute de la diastase appropriée. Cette reprise des excréments, qui donne naissance aux associations par coprophagie (ou scatophagie, consiste à consommer des matières fécales), contribue à accroître le potentiel enzymatique des sols. Entre deux digestions partielles, les excréments sont colonisés par des champignons ou des bactéries attaquant ces constituants organiques. Ainsi, la faune des sols favorise la production de foyers à haut degré nutritif, et stimule l'activité de la microflore, dont le rôle dans la dégradation énergétique est quantitativement plus important.

La pédofaune joue également un rôle important dans la dissémination des spores et bactéries. Cette propagation s'effectue soit par des crottes dispersées dans le sol soit par transport sur le corps des animaux.

III. La microflore du sol

III.1. Les différents types de micro-organismes

La microflore du sol ou biomasse microbienne est constituée par 4 grands groupes de microorganismes : de Bactéries (Archéobactéries et Eubactéries), d'Actinomycètes, de Champignons (levures et moisissures) et d'Algues.

Certains auteurs incluent également dans la microflore du sol les Protozoaires et les Virus.

III.1.1. Les algues : Les algues autotrophes sont abondants surtout dans les deux premiers centimètres du sol. Certaines espèces sont cependant hétérotrophes et vivent dans les couches plus profondes, dégradant les matières organiques.

Les algues fabriquent un mucilage qui les entoure et qui héberge de nombreuses bactéries.

III.1.2. les actinomycètes : Ces micro-organismes ont principalement pour habitat naturel le sol où elles jouent un rôle important dans la décomposition et la minéralisation des matières organiques (lignine, cellulose...), grâce à la production de nombreuses enzymes lytiques extra cellulaires comme par exemple les amylases, les xylanases, les lipases. Certaines espèces d'actinomycètes forment des nodosités avec les racines et sont à l'origine de fixation de l'azote atmosphérique.

III.1.3. Les champignons : ils résistent mieux que les bactéries à la sécheresse et à l'acidité et constituent la microflore quasi exclusive de certains sols secs et acides.

La plupart des champignons sont aptes à décomposer la cellulose, certains sont capables à défragmenter des composés phénoliques plus résistants tels que la lignine et les tannins.

III.1.4. les bactéries : Les bactéries sont les microorganismes les plus abondants et métaboliquement les plus actifs du sol. Selon les conditions du milieu, divers types de bactéries vont se développer :

- les **bactéries aérobies** nécessitent de l'oxygène pour se développer ;
- les **bactéries anaérobies** se développent en milieu privé d'oxygène ;
- les **bactéries hétérotrophes** ont besoin de matière organique comme source d'énergie et de matériaux de construction. Elles participent à la minéralisation et à l'humification de la matière organique ;
- les **bactéries autotrophes** tirent leur énergie et leurs matériaux de construction d'éléments minéraux. Elles participent aux divers processus de passage de l'azote d'une forme minérale à une autre.

Nature	Localisation dans le sol	Poids kg/ha	Principales activités
Algues	Couches superficielles	variable	Fixation de l'azote
Champignons	Couches superficielles	1 000 à 1 500	Amélioration de la structure Décomposition des matières organiques Formation de l'humus
Actinomycètes	Couches superficielles et moyennes	700	Décomposition graduelle de l'humus
Bactéries	Couches superficielles et moyennes	500 à 1 000	Toutes activités

III.2.2. Rôle de la microflore

L'activité microbienne a une influence sur le développement et la nutrition des racines et réciproquement.

Ces microorganismes assurent des fonctions très importantes, dans les cycles biogéochimiques de plusieurs éléments chimiques (C, N, S et autres...), la dégradation des polluants, la croissance des végétaux et aussi ils fournissent des composés importants (enzymes, antibiotiques et d'autres molécules antivirales et anti tumorales).

Dans le sol il existe deux types de microflore ayant deux fonctions : une microflore de destruction/décomposition puis une microflore d'absorption et d'assimilation.

➤ **Au niveau de la zone de prolifération microbienne de décomposition :** champignons, actinomycètes et bactéries décomposent activement les matières organiques fragmentées par la macro-faune.

Les radicelles sont inactives et leur croissance est inhibée : la microflore de décomposition émet en effet des substances antibiotiques freinant le développement racinaire.

➤ **Au niveau de la zone de stockage argilo-humique et de prolifération de la microflore de la rhizosphère** (concentration de bactéries associées autour des racines), les racines se développent

bien. La microflore d'assimilation, constituée de bactéries, se développe sous l'impulsion des racines. Elle participe activement à l'assimilation des aliments par la plante au niveau des racines. Elle lui fournit, en effet, soit des matières azotées élaborées à partir de l'azote gazeux ; soit d'autres substances organiques et minérales issues de la dégradation d'humus ou de l'attaque de minéraux insolubles.

III.2.3. La rhizosphère et la microfaune

La rhizosphère désigne le micro-environnement racinaire où se manifestent des interactions entre racines et micro-organismes.

Les racines des plantes libèrent des composés organiques dans le sol. Ces composés, appelés exsudats (glucides), augmentent la disponibilité des nutriments dans la rhizosphère et sont également une source de carbone pour les microorganismes hétérotrophes.

Ainsi, il y a prolifération de la microflore d'assimilation.

D'autre part, les micro-organismes améliorent la disponibilité nutritive et les conditions physico-chimiques : ils solubilisent des éléments difficilement assimilables par les racines, minéralisent la matière organique, et produisent des substances (vitamines...) dont la plante bénéficie.

III.3. les facteurs influençant l'activité microbienne

Pour se développer et être actifs les micro-organismes ont besoin :

- d'**énergie** : les microbes, hétérotrophes, exigent des composés facilement biodégradables tels que les sucres, l'amidon et la cellulose comme source d'énergie ;

- d'**éléments nutritifs** : éléments minéraux, oligo-éléments ou acides-aminés de la solution ou provenant de la dégradation de la matière organique (concurrence avec les plantes) ;

- de l'**aération et de pH du sol** : Le sol doit être bien aéré pour offrir l'oxygène nécessaire aux micro-organismes aérobies. L'activité des micro-organismes augmente également avec le pH du sol et se stabilise pour un pH=7,3.

- **De la température et de l'humidité** : la minéralisation augmente avec l'humidité. La température optimale pour l'activité microbienne est 28°C (minimum 0°C, maximum 40°C).

Tous ces paramètres influent indirectement l'évolution de la matière organique. Ils peuvent être modifiés par des actions culturales telles que l'apport d'amendements humiques, d'amendements calcaires,...etc.

IV. Transformation de la matière organique

La **décomposition** est une première simplification des matières organiques fraîches. Elle est débutée par la macro-faune du sol qui transforme la matière organique fraîche en produits transitoires par le brassage et la division. Puis les micro-organismes du sol détruisent les molécules divisées de la matière organique fraîche et les transforment en matières humiques.

La décomposition des organismes vivants dans les sols conduit à l'apparition d'une matière organique fraîche qui est le point de départ de deux grands processus de transformation :

– la minéralisation, qui transforme les matières organiques du sol en éléments simples (gaz et éléments minéraux nutritifs pour les plantes) ;

– l'humification des diverses formes de matière organique fraîche, qui aboutit à l'humus du sol.

L'équilibre entre les processus de minéralisation et d'humification de la matière organique est à la base de la plupart des propriétés agronomiques des sols.

IV.1. Humification

L'humification est le processus de transformation des produits transitoires en humus stable. Au lieu de se minéraliser complètement, certaines des molécules des produits transitoires se regroupent, se condensent, se polymérisent pour aboutir à des substances nouvelles à très grosses molécules : **l'humus stable**.

La quantité et la nature de l'humus stable formé dépendent des matières premières (débris végétaux...) et des conditions du milieu (aération, humidité, acidité, température,...). La vitesse de décomposition de diverses substances diffère par leur nature :

→ certaines sont rapidement décomposables et servent surtout d'aliment énergétiques et plastiques aux bactéries et disparaissent vite avec une production importante de CO₂ et d'eau, d'énergie et de corps microbiens, ce sont les sucres, la cellulose et les protéines

→ D'autres produits, sont attaqués plus lentement et moins complètement laissant d'importants résidus, il s'agit de la lignine, des matières grasses, des résines, des tanins, etc.

Les agents biologiques responsables de l'humification sont très nombreux (bactéries, actinomycètes, champignons,...).

Les **conditions du milieu** au cours de l'humification ont une influence sur le **type d'humus** formé :

En milieux aérés :

pH >= 7 : **mull calcique**

pH ≈ 5.5 : **mull forestier**

4 < pH < 5 : **moder**

pH < 4 : **mor**

En milieux pauvres en oxygène, en sol trop humide :

Si l'absence d'O₂ est due à une nappe d'eau temporaire : **anmoor**

Si l'absence d'O₂ est due à une nappe d'eau permanente : **tourbe**

IV.2.Minéralisation

La minéralisation de la matière organique se développe en même temps que l'humification.

IV.2.1. Minéralisation de la matière organique

La minéralisation consiste en une dégradation des matières organiques par des simplifications moléculaires successives, conduisant à la formation de composés minéraux simples. Ce processus est également réalisé par les micro-organismes hétérotrophes du sol.

Les minéralisations primaire et secondaire aboutissent à la restitution d'éléments minéraux : azote (NH_4^+ , NO_3^-), phosphore (PO_4^{3-}), soufre (SO_4^{2-}), acides (H^+), bases (OH^-), cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+), eau, CO_2 .

La majorité des ions nutritifs libérés par la minéralisation dans la solution du sol est adsorbée sur le complexe argilo-humique.

IV.2.2. Minéralisation de la matière organique fraîche et des produits transitoires

Incorporées au sol directement (racines, résidus de récolte) ou après transformation (fumier), les substances organiques évoluent inéluctablement, dans les sols cultivés, vers la formation de composés minéraux très simples.

Ainsi le carbone et l'azote organiques donnent respectivement du dioxyde de carbone (CO_2) et l'ion ammonium (NH_4^+). Cette évolution est l'aboutissement des processus dits de minéralisation.

La **minéralisation primaire** est l'ensemble des réactions qui transforment la matière organique fraîche et les produits transitoires en éléments minéraux simples. La matière organique est directement minéralisée, il n'y a pas d'humification. Ce type de minéralisation donne des molécules simples : CO_2 , eau, nitrates, phosphates, sulfates, etc. Ces molécules simples peuvent être soit :

- Perdues dans l'atmosphère ;
- Absorbés par les plantes ;
- Fixées par les argiles et l'humus ;
- Perdues par lessivage ;
- Reprises par les microorganismes.

Les constituants végétaux ne subissant pas de minéralisation primaire peuvent donner : des composés phénoliques solubles et des résidus non transformés (constituants riches en lignine).

IV.2.3. Minéralisation de l'humus : évolution de l'humus en matières minérales

L'humus subit également une minéralisation, appelée minéralisation secondaire ou dés-humification. Il s'agit d'un phénomène très lent : environ 1,5 à 2% de l'humus total est minéralisé par an.

***Le coefficient de minéralisation (K_2)**

Le K_2 caractérise «la minéralisation de l'humus». Il est calculé afin d'estimer les pertes annuelles de matière organique, ainsi que la mise à disposition naturelle du sol en azote.

Le K_2 dépend essentiellement du type de sol et des conditions climatiques : plus le sol est chaud, plus les pertes sont importantes. Celles-ci sont réduites si le sol est argileux et dans une moindre mesure s'il est calcaire.

L'une des formules² pouvant être utilisée pour calculer ce K_2 est la suivante :

$$K_2 = \frac{(0,6 t^\circ - 3)}{(1 + 0,05 A) (100 + 0,15 CaCO_3)}$$

t° : température moyenne annuelle

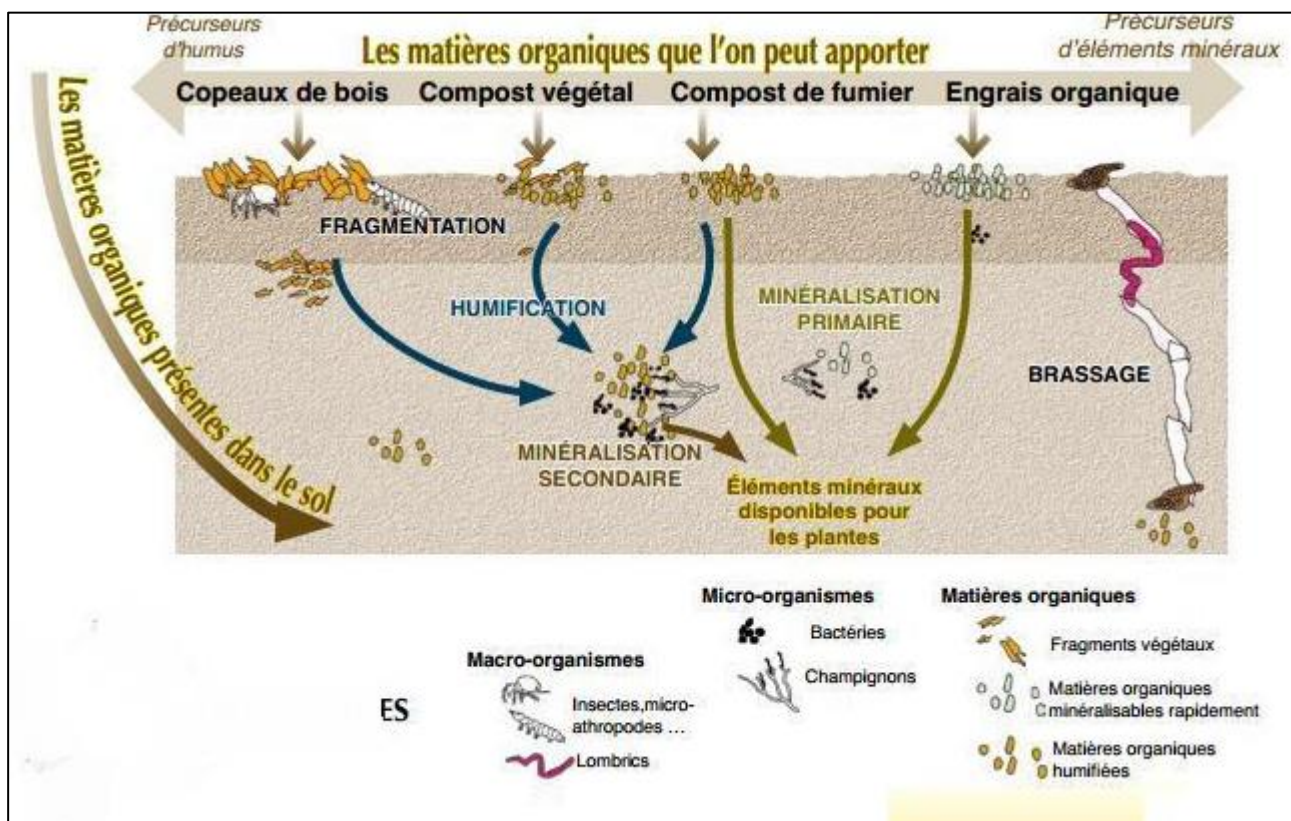
A : teneur en argile en %.

$CaCO_3$: teneur en $CaCO_3$ en %0.

Ce coefficient théorique est à adapter en tenant compte d'autres facteurs tels que : intensité du travail du sol, état d'humidité et de compaction du sol, présence d'aluminium libre, carence en azote et en phosphore³.

k_2 : coefficient de minéralisation de l'humus (1,5 à 2% est k_2). Il est estimé ainsi :

Ex : Si $K_2 = 1,7$, Cela signifie que 1,7 % de la matière organique de la terre fine du sol est minéralisée tous les ans.



IV.2.4. Facteurs de la minéralisation de la matière organique

La minéralisation est réalisée par les micro-organismes lorsque les conditions du milieu sont favorables à une bonne activité microbienne. Les facteurs généraux de l'activité microbienne et ceux spécifiques de la minéralisation sont :

- la **texture** : lorsque le taux d'argile est trop élevé, les molécules organiques y sont fixées et se minéralisent donc plus difficilement ;
- l'**oxygène** : la minéralisation est beaucoup plus lente en anaérobiose (la microflore et le métabolisme microbien sont modifiés) ;
- la **température** et l'**humidité** : la minéralisation est maximale au printemps en régions tempérées ;
- l'**alternance dessiccation-humectation** favorise les processus de minéralisation ;
- le **pH** : la minéralisation est plus lente en milieu acide que dans les sols neutres (l'activité de nombreux microbes est réduite à des pH faibles) ;
- la **nature des substances organiques** : les composés organiques végétaux (sauf lignine) et microbiens se minéralisent assez rapidement contrairement à la lignine et aux substances humiques très stables ;
- la **présence de matière organique fraîche** récemment incorporée stimule la minéralisation ;
- le **rapport C/N** : C'est un indicateur de la dynamique de décomposition de la matière organique du sol qui caractérise la biodégradabilité d'une substance.

Les besoins des micro-organismes correspondent à un **C/N** compris entre 15 et 30. Si $C/N > 30$, il y a humification, si $C/N < 15$, il y a minéralisation. Le rapport C/N est mesuré lors de l'analyse physique du sol.

IV.2.5. Rôle de la matière organique

La matière organique du sol joue trois rôles essentiels :

- énergétique, comme source de carbone ;
- physique, comme élément majeur de la structure du sol ;
- nutritionnel, pour l'alimentation des plantes.

Ces trois rôles dépendent des types de composés organiques, de leur quantité et de leur transformation.

→ *Source de carbone*

Le carbone de la matière organique du sol est la source énergétique des microorganismes hétérotrophes, c'est-à-dire ceux qui ne tirent pas leur énergie de la lumière du soleil (c'est le cas de la majorité des microorganismes).

→ *Alimentation des plantes*

La minéralisation de la matière organique libère les éléments nutritifs (N, P, K, S...) contenus dans les molécules organiques. Ces éléments contribuent à l'alimentation des plantes.

La totalité de l'azote mobilisé par une végétation naturelle vient de la minéralisation naturelle de la matière organique du sol (sauf les légumineuses qui fixent l'azote atmosphérique). Pour une culture fertilisée, une moitié de l'azote prélevé proviendrait de la minéralisation naturelle de la matière organique du sol et l'autre moitié serait apportée par les fertilisants, que ce soient des engrais minéraux ou des apports organiques.

→ *Structure des sols*

L'association entre la matière organique et les éléments fins du sol aboutit à la formation d'agrégats dont la taille peut varier de quelques micromètres à plusieurs centimètres. L'assemblage de ces agrégats constitue la structure du sol. Ils ont une certaine résistance physique aux agressions mécaniques naturelles ou artificielles (érosion, piétinement, émiettement, passage d'engins lourds...). Cette capacité à résister s'appelle la stabilité structurale du sol.

Une « bonne » structure du sol se traduit par une porosité élevée et des agrégats grumeleux, qui améliorent la réserve en eau, la perméabilité et l'aération, l'enracinement et la résistance physique aux agressions.

La diminution du stock de la matière organique entraîne la baisse de la stabilité structurale. D'autres symptômes de dégradation de la parcelle sont observés : baisse de fertilité, érosion, baisse de rendements, etc. Le retour à un meilleur taux de matière organique et à une bonne stabilité peut être obtenu par de nouvelles pratiques, permettant à terme la restructuration du sol cultivé, parmi lesquelles : réduction du travail du sol, apport de matières organiques humifiées, couverture végétale permanente du sol.

Chapitre V : Classification des sols

1. Objectif de la classification

La classification est conçue comme un système de référence qui permet d'ordonner les sols, les classer en grandes unités fondamentales et leur donner des noms pour les rattacher à un groupe de sol de caractéristiques semblables.

La classification envisage le sol dans la totalité de son profil depuis la roche inaltérée qui lui a donné naissance jusqu'à sa surface.

Cette classification comporte des sols répartis en classes, sous-classes, des groupes, des sous-groupes.....etc.

Selon SEGALIN (1970), les **classes** correspondent à un développement particulier du profil 1 (sols minéraux bruts ou sols peu évolués...) ou à un grand type d'évolution (sols hydromorphes, sols halomorphes, sols ferrallitiques, etc.). Les **sous-classes** peuvent être différenciées sur des critères physico-chimiques à l'intérieur de la classe (sols isohumiques, ferrallitiques, etc.).

Les sols d'un **groupe** ont la même disposition générale des horizons et correspondent soit au processus fondamental seul, soit à celui-ci et un ou plusieurs autres. Les **sous-groupes** distinguent, à l'intérieur d'un groupe soit un degré dans l'intensité d'un processus, soit d'une transition entre deux groupes (intergrades). Les **familles** rassemblent dans un même sous-groupe, les sols dérivant du même matériau.

2. Principes de bases de classification des sols

La classification des sols tient compte de :

- Degré d'évolution du sol et développement du profil caractérisé par la multiplication des horizons.
- L'intensité d'altération des minéraux par comparaison à la roche mère.
- Type et répartition de la matière organique, susceptible d'influencer sur l'évolution du sol et la différenciation des horizons du profil (concentration organique dans les horizons supérieurs, ou répartition plus ou moins régulière dans tout le profil) ;
- Certains facteurs fondamentaux d'évolution du sol tels que : la présence d'eau (hydromorphie) ou de sels très solubles (halomorphie).

3. Systèmes de classification des sols

Plusieurs systèmes de classification sont utilisés pour la distribution des sols. On cite les classifications des sols les plus importants dans le monde :

3.1. Classification hiérarchisée

Historiquement, 3 grandes écoles de classification se sont développées. Chacune avec sa philosophie propre mais aussi avec des aspects convergent avec les autres :

a. La classification russe de DOKOUTCHAEV et SIBIRTZEV : les grandes catégories du sol sont délimitées par l'influence de macroclimat. Les sols sont classés en trois grandes familles :

- ❖ Famille des **sols zonaux**, dépendant essentiellement du climat et de la végétation.
- ❖ Famille des **sols intra-zonaux** liés à des particularités locales de la station (hydromorphie, présence de calcaire actif...)
- ❖ et enfin la famille des **sols azonaux** qui sont liés à des caractères des sols.

b. La classification américaine (soil taxonomy): Elle se base sur les caractères physico-chimiques du sol (teneurs en M.O., taux de saturation, texture,.....).

c. La classification européenne : elle tente de synthétiser les meilleurs aspects des classifications américaine et russe. Toutefois, elle tient compte du principe de base :

" milieu \longrightarrow processus \longrightarrow caractères" qui veut dire : les facteurs du milieu déterminent des processus évolutifs qui impriment certains caractères au sol.

Cependant, l'établissement d'une hiérarchie des unités taxonomiques nécessite un choix entre les caractères de base et leur importance relative : ce choix a été toujours contesté.

3.2. Les référentiels

Contrairement aux classifications hiérarchisées qui nécessitent des priorités de classement, les systèmes dits référentiels simplifient la hiérarchie des unités en se basant sur les séquences verticales d'horizons.

Les référentiels les plus utilisés sont les référentiels morphogénétiques qui utilisent, pour la plus grande part, les caractères issus de processus évolutif qui est étroitement lié aux conditions du milieu, en vue de définir les unités taxonomiques. On distingue deux référentiels très proches par leur démarche scientifique :

- **CPCS** (*Commission de Pédologie et de [Cartographie des Sols](#)*) : référentiel utilisé par les pédologues français et qui résulte de la mise à jour de la classification française de 1967.
- **WRB** (*World Reference Base For Soil Resources*) : issue de l'amélioration et du remaniement de la classification internationale FAO-UNESCO. Ce nouveau référentiel a été officiellement adopté par L'IUSS (*International Union of Soil Sciences*) lors de 16^{ème} congrès international de Montpellier (1998).

4. Tableau de Classification pédologique

Classe	Caractéristiques	Sous-classe	Groupe	Sous-groupes
1. Sols minéraux bruts	Ils sont chimiquement peu altérés	-Sols minéraux bruts non climatiques	-Sols minéraux bruts d'érosion (sols jeunes)	Lithosols et Leptosols (sur roche dure), Régosols (sur roche tendre), Fluvisols (sols d'apport) ,
		-Sols minéraux bruts climatiques des déserts froids (cryosols bruts).	-Lithosols des déserts froids -Cryosols bruts inorganisés - Cryosols bruts organisés	- Cryosols bruts à polygones de terre - Cryosols bruts à polygones de pierre
		-sols minéraux bruts des déserts chauds (ou xériques)	-Lithosols des déserts chauds - Sols bruts xériques organisés d'ablation (regs) - Sols bruts xériques inorganisés d'apport (ergs)	
2. Sols peu évolués.	Sols à altération biochimique dominante. Ce sont des sols à cycle court qui caractérisent surtout les stations bien drainées des zones tempérées et froides.	-Sols peu évolués peu évolués humifères	-Rankers - sols peu évolués à allophanes ou Andosols (formés sur des roches volcaniques riches en verres) -sols d'érosion	-Rankers alpins
		- Sols peu évolués non climatiques : soit parce que l'apport de matériaux est récent, soit parce que l'érosion vient de décaper la roche mère.	- sols d'apport alluvial - sols d'apport éolien	-Régosoliques (roche friable) - Lithique (roche dure)
3. Vertisols	Sols argileux à dominance argiles gonflantes dont les proportions avoisinent le plus souvent 35-40 %	- Vertisols vertisols et paravertisols topomorphes (ou topo-lithomorphes), - Vertisols lithomorphes	- vertisols topomorphes grumosolique - grumosoliques	

	Couleur en général foncée, relativement à leurs teneurs en matière organique.		.	
4. sols calcimagnésiques	Ces sols sont sous la dépendance de carbonates et sulfates de calcium et magnésium.	-Sols humifères à carbonate de calcium ou à dolomie - Sols à accumulation gypseuse	-Rendzines -sols gypseux rendziniformes -des sols bruns gypseux	- Rendzines très humifères -Rendzines à très forte effervescence -Modal
5. Sols isohumiques	caractérisés par une teneur progressivement décroissante de la matière organique. Le complexe adsorbant de ces sols est saturé principalement en Calcium et en magnésium. Ils peuvent se former à partir d'une roche mère calcaire ou enrichie en Calcaire par altération des minéraux constitutifs	-Sols Isohumiques à complexe désaturé	-Brunizems	-brunizem modal - brunizem encrouté
		- Sols Isohumiques à complexe saturé des régions tempérées	- Chernozems - Sols châtaîns ou castanozems - sols bruns isohumiques	- chernozem très humifère - chemozem modal - sols châtaîns modaux -sols châtain-rouge
		- Sols Isohumiques à complexe saturé des régions subtropicales -sols isohumiques à complexe saturé des régions subarides	- sols châtaîns subtropicaux - sols bruns subarides	-sols châtaîns subtropicaux modaux - sols bruns subarides modaux
6. Sols brunifiés appelés également sols brunifiés à humus doux ou mull	<ul style="list-style-type: none"> • Les sols de cette classe, L'argile et l'humus forment des agrégats peu stables. Un complexe argile-fer-	- sols à « mull des pays tempérés	- sols lessivés	- sols lessivés faiblement podzoliques <ul style="list-style-type: none"> • Sols bruns lessivés • sols bruns faiblement lessivés

<p>7. Sols podzolitiques</p>	<p>humus donne au sol une couleur brune.</p>		<ul style="list-style-type: none"> • sols Bruns 	<ul style="list-style-type: none"> • sols bruns acides
	<p>sont des sols de pays à climats froids et tempérés. Ils sont formés d'un humus de type mor, ou moder.</p> <p>Les acides fulviques libérés en grandes quantités sont responsables d'une altération poussée des silicates allant jusqu'à la destruction des argiles et d'une complexation importante du fer et de l'aluminium.</p>	<p>- Sols à « Mor » enrichis en sesquioxyde</p>	<ul style="list-style-type: none"> ▪ sols à Mull des pays tropicaux -Podzols - Sols podzolitiques 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Sols hydromorphe - Podzols humiques - Podzols ferrugineux - Podzols humo-ferrugineux - sols podzolitiques humifères - Sols podzolitiques ferrugineux
<p>8.sols fersiallitiques</p>	<p>de nuance rouge, ils sont le résultat d'une association stable entre de l'argile sous forme colloïdale et des oxydes de fer.</p> <p>Ces sols sont généralement riches et fertiles, avec des humus stables. Toutefois, ils sont des sols fragiles, particulièrement sensibles à l'érosion éolienne ou hydrique.</p>	<p>- SoIs rouges et bruns méditerranéens.</p> <p>- sols bruns méditerranéens</p> <p>- sols ferrugineux tropicaux</p>	<p>-sols rouges méditerranéens non lessivés</p> <p>-sols ferrugineux tropicaux non ou peu lessivés</p> <p>- Typique: profil constitué par une succession d'horizons de texture relativement constante sur toute l'épaisseur du sol; teneur assez faible en matière</p>	<p>- encroûté</p> <p>- hydromorphe</p> <p>- Sols ferrugineux tropicaux jeunes</p> <p>- modal;</p> <p>- induré ;</p> <p>- hydromorphe</p>

<p>9.sols ferrallitiques</p> <p>10. des sols hydromorphes.</p>	<p>Ils présentent souvent une décomposition poussée de la matière organique, et une forte altération des minéraux résultant d'une libération importante de sesquioxyde de fer, manganèse et assez souvent aluminium</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Sols ferrallitiques faiblement désaturés en niveau de l'horizon B • Sols ferrallitiques moyennement désaturés en (B) <p>- sols hydromorphes organiques - sols hydromorphes minéraux ou peu humifiées</p>	<p>organique bien évoluée.</p> <p>- Typique</p> <p>- Typique</p> <p>- sols tourbeux</p> <p>- sols hydromorphes peu humifères à gley</p>	<p>-modal; - jaune</p> <p>- modal; - jaune</p> <p>- sols tourbeux oligotrophes</p> <p>- sols à gley salés</p>
---	---	---	---	---

5. Caractéristiques des différents types des sols Algériens

La classification des sols algériens est une classification adaptée aux conditions originales de la pédogenèse en Algérie, c'est-à-dire fondée sur les processus de pédogenèse plutôt que sur des caractères typologiques bien définis.

L'étude des sols d'Algérie se réduit alors au simple exposé des caractéristiques des différents sols formés à partir des différentes formations de roches-mères, depuis les sols des terrains schisteux et éruptifs des massifs anciens et volcaniques jusqu'aux sols alluvionnaires, dunaires ou marécageux en passant par les sols du Trias, du Lias, du Jurassique, du Crétacé, etc.

Les sols d'Algérie peuvent ainsi être regroupés, en fonction du facteur climatique dominant dans leur formation, en trois grands groupes de sols zonaux ayant chacun leurs caractères propres déterminés par les conditions du milieu commandant les processus de pédogenèse :

5.1. Sols sahariens où le facteur dominant de formation des sols est le vent d'où formation de deux grands types de sols éoliens :

a. **Sols éoliens d'ablation** dont le caractère essentiel, l'absence de terre fine, ne dépend pas de la roche mère. L'enlèvement de toutes les parties de roches suffisamment fines pour être entraînées ne laisse sur place que des cailloux plus ou moins grossiers qui se concentrent en surface et donnent ce qu'on appelle à tort un « **reg** ».

Le « **reg** » est par excellence un sol zonal, son caractère est constant : surface couverte de cailloux éolisés reposant sur une épaisseur très variable d'alluvions plus ou moins meubles.

b. **Sols éoliens d'accumulation** formés par les particules entraînées par le vent qui s'accumulent dans les zones abritées formant des dépôts de sable plus ou moins développés : rehboub, nebka, dunes, jusqu'aux grands **Ergs**. Ces accumulations de sable peuvent grimper le long des versants des montagnes et former des placages sableux plus ou moins importants (dans la région d'Aïn-Sefra, de Beni-Ounif, de Laghouat).

5.2. Sols des régions semi-arides où le sol zonal serait dû à l'équilibre climatique vent-pluie (ou plus exactement à l'équilibre : action du vent-résistance de la végétation);

a. **Les sols calciques** ne présentent qu'un seul horizon différencié peu épais. Ils sont plus ou moins riches en calcaire, leur complexe absorbant est saturé par l'ion Ca et leur pH est toujours compris entre 7 et 8. Ils contiennent des doses appréciables de matières organiques (entre 0,3 et 1 %), mais pas de sels solubles, l'ensemble donnant à leur horizon meuble une structure motteuse. Dans ces sols, le calcaire est surtout présent dans la fraction sableuse et n'intervient que peu dans leur dynamique. Ce sont donc des sols calciques typiques.

b. **Les sols en équilibre** : sols ayant les mêmes caractères que les sols calciques mais formés sur roche mère non calcifère présentant qu'un seul horizon différencié. Leur complexe absorbant est encore saturé en ion Ca. Ces sols sont rares en Algérie car les roches calcaires ou gypseuses couvrent environ

90 % de la surface des zones semi-arides. Cependant, on peut retrouver ces sols « en équilibre », non calciques, dans la région d'Aflou et sur les formations d'épanchement de l'Oranie occidentale (basaltes par exemple).

5.3. Les sols des régions telliennes humides : Les sols de ces régions humides peuvent se définir par leur mode de formation original : entraînement de substances en profondeur sous l'action des eaux d'infiltration. Mais cette migration est conditionnée par la nature de la roche mère, très variable dans le Tell algérien du fait de sa structure plissée. D'où une grande variété de sols dont le seul caractère commun est un lessivage plus ou moins poussé, et on trouve trois grands groupes :

a. Le groupe calcaire comporte tous les sols formés à partir de roches calcaires. Deux types de sols : sols calcaires et sols décalcifiés.

❖ Les sols calcaires ne présentent qu'un seul horizon différencié et se caractérisent par l'accumulation de calcaire au sommet du profil.

❖ Les sols décalcifiés sont également formés sur roches calcaires et ont une teneur en calcaire variable avec la profondeur. Mais à la différence des précédents, les horizons superficiels en contiennent moins que les horizons sous-jacents. Ces sols décalcifiés sont très répandus en Algérie où ils couvrent de grandes surfaces. Dans les régions telliennes, ils se forment chaque fois que la roche mère est argileuse ou donne des produits de décomposition argileux.

b. Groupe non-calcaire, qui comporte les sols formés sur roche mère non calcaire. Deux types principaux : sols insaturés et sols podzoliques.

→ Les sols insaturés résultent de la décomposition superficielle de roches non calcaires donnant des éléments grossiers riches en bases (les granites de Nedroma par exemple) ou encore des éléments argileux imperméables : sols formés par les schistes, les micaschistes, basaltes, granites basiques, ainsi que sur les alluvions argileuses. Des roches comme les gneiss et leurs arènes, certains schistes (schistes crétacés par exemple), relativement perméables donnent une autre variété de sols insaturés : des sols insaturés acides. Ce sont en général des sols de montagne plus ou moins argileux.

→ Les sols podzoliques : dans les régions où la pluviosité annuelle est supérieure à 500 mm, les sols podzoliques se forment en Algérie à partir de roches non calcaires produisant des éléments grossiers pauvres en bases. Ces sols, très acides, se rencontrent dans les régions Nord de l'Algérie, sur les grès de Numidie, les gneiss et certaines dunes, et supportent normalement de belles forêts d'arbres acidophiles (chênes) avec sous-bois dense de bruyère, de dyss, etc. caractéristique.

c. Groupe des terres rouges méditerranéennes : il s'agit des sols fortement rubéfiés qui se rencontrent fréquemment en Algérie. Leur aspect est variable suivant les régions, et on peut trouver ces sols en profils normaux sur des terrasses alluviales ou mélangés intimement à des affleurements de roches mères.

5.4. Les sols «azonaux» (sols locaux)

Deux séries de sols locaux particulièrement importants en Algérie : les sols salins et les sols à encroûtement :

a. **Les sols salins**, qui contiennent ou ont contenu aux premiers stades de leur évolution un excès de sels solubles, sont très répandus dans le Tell algérien (plaines de la Mleta et de l'Habra en Oranie, notamment, où la salinité des sols est le principal problème de la mise en valeur) et dans les Hautes Plaines où ils forment de vastes placages aux alentours des chotts. Ce sont surtout des solontchak où les chlorures de sodium sont en quantités telles (plus de 0,2 %) que la végétation naturelle de la région laisse place à une végétation halophile qui disparaît elle-même lorsque la proportion de sels augmente trop.

c. **Les sols à encroûtement** sont particulièrement nombreux en Algérie. Ils ne constituent pas un type de sol original, mais se caractérisent par la formation d'une croûte, plus ou moins épaisse et souvent très dure, au sommet du profil, formant un encroûtement calcaire, gypseux ou salin (dans ce dernier cas, il s'agit simplement de solontchak encroûtés). Ces encroûtements résultent d'une remontée capillaire de substances dissoutes dans l'eau.

d. **La croûte calcaire proprement dite**, ou croûte zonaire, constitue une véritable carapace continue. Ce n'est pas un sol, mais un dépôt de nappe. Elle résulte en effet du ruissellement soumis à un échauffement provoquant l'évaporation de l'eau et la précipitation du calcaire en nappe sur des surfaces en faible pente d'eau chargée de bicarbonate de chaux. La croûte zonaire en Algérie est fossile.

La croûte zonaire se trouve partout où de l'eau chargée de calcaire a pu ruisseler en nappe : sur les confins sahariens où elle forme de vastes placages, sur les calcaires pulvérulents des Hautes Plaines steppiques ainsi que sur les terrasses anciennes du moyen et du bas Chelif qu'elle a protégées contre l'érosion et qui se trouvent ainsi en relief en bordure des plaines.

e. **Les gypses pulvérulents**, beaucoup moins répandus, sont des dépôts typiques de nappes d'eau salée, chotts et sebkhas. Leur dépôt est dû à l'évaporation de l'eau et à sa concentration jusqu'à saturation. Lorsque la concentration augmente, les sels plus solubles se déposent à leur tour sous forme de cristaux plus ou moins fins, dépôts lagunaires typiques.

Chapitre 5 : Relation sol-végétation

I. Le fonctionnement des peuplements végétaux

La plante est un organisme vivant qui a besoin d'oxygène pour transformer les sucres en énergie (cycle de Krebs), de minéraux (P, K, Ca, NO₃, etc.) pour la constitution de ses cellules, d'eau pour sa turgescence et comme moyen de transport des minéraux des racines jusqu'aux feuilles, de CO₂ et de lumière pour produire, par photosynthèse, des composés organiques qui constitueront l'essentiel des tissus de la plante.

Une partie des substances glucidiques, synthétisées par la photosynthèse dans les feuilles, sont transférées vers les racines, les fruits et les bourgeons, grâce à des vaisseaux conducteurs. Elles permettent la croissance et le développement des organes aériens (feuilles, tiges et fruits) et souterrains (les racines). L'autre partie peut être stockée dans les organes de réserve.

a. En conditions aérobies :

les bactéries nitrificatrices transforment l'azote du sol (ammonium : NH₄⁺) en azote assimilable par les plantes (nitrates : NO₃⁻) : c'est la nitrification. Les bactéries fixatrices de l'azote (azotobacter) qui se retrouvent dans les nodules des racines des légumineuses (luzerne, trèfle, soya, etc.) transforment l'azote atmosphérique (N₂) en azote assimilable (c'est la fixation biologique de l'azote gazeux).

b. En conditions anaérobies :

Dans un sol saturé ou quasi saturé, la diffusion de l'oxygène est très faible, ce qui entraîne une oxygénation déficiente et la création d'un milieu anaérobie. Une aération insuffisante du sol diminue l'activité respiratoire des racines et modifie son métabolisme respiratoire. Elle réduit l'alimentation en eau de la plante, ainsi que sa transpiration et l'absorption des minéraux et leur transport des racines aux feuilles. La perturbation du cycle de Krebs entraîne la formation de produits toxiques comme l'éthanol et l'acide lactique.

En conditions anaérobies du sol, les bactéries aérobies cessent leurs activités, les bactéries anaérobies se développent et amènent la production de CO₂, CH₄, H₂S et d'autres substances toxiques pour les plantes. Les conditions anaérobies amènent aussi la réduction des métaux, la diminution de la décomposition de la matière organique et par le fait même, la réduction de l'azote assimilable et une croissance ralentie des plants. De plus, la faible diffusion des gaz dans l'eau amène l'accumulation des gaz toxiques dans le sol et accroît par le fait même la toxicité du sol.

II. Le sol : support physique de la plante

La diversité de la flore, donc celle des groupements végétaux, est directement liée à la diversité du substrat. En effet, l'occupation des sols est liée aux conditions écologiques telles : le climat, la topographie, la nature des sols, l'influence anthropique...etc.

Le sol constitue le support de la végétation. Parfois la présence et la dominance d'une flore ou d'un groupement végétal sur certains types de sols permet de déceler des relations qui peuvent exister entre ces deux composantes.

Grâce à ses racines, la plante est fixée au sol. L'ancrage est d'autant plus solide que l'enracinement est profond. La longueur des racines et la profondeur d'enracinement dépendent de la résistance du sol à la pénétration racinaire. Elle dépend :

- de la granulométrie : la résistance augmente avec la teneur en argile ;
- de l'humidité : la résistance diminue avec l'humidité ;
- de la porosité : plus la porosité est faible, plus la résistance à la pénétration racinaire est élevée.

Les racines cheminent dans les pores de diamètre supérieur ou égal aux leurs, et les particules du sol constituent un appui pour les racines. En contrepartie, par leur croissance et leur rôle de prospection du sol, les racines contribuent à augmenter la porosité du sol. Elles fragmentent les sols massifs en s'introduisant dans les fissures et les agrandissent.

De plus, dans le cas d'un peuplement pérenne à enracinement profond (prairie), les sécrétions racinaires jouent un rôle dans la cohésion des éléments structuraux.

III. Nutrition minérale de la plante

III.1. Les trois principaux éléments de la plante

Les trois éléments caractéristiques des substances organiques des plantes sont le carbone (C 45%), l'oxygène (O 45%), et l'hydrogène (H 6%), qui représentent plus de 90% du poids de matière sèche. Le dioxyde de carbone CO_2 de l'air prélevé par les feuilles et l'eau H_2O prélevée dans le sol sont les sources de ces trois éléments.

III.2. Les autres éléments minéraux

III.2.1. Les macro-éléments

a. Azote

Les plantes contiennent **1 à 3% d'azote**.

L'azote est le constituant principal des protéines, il s'unit aux acides dérivés des glucides pour donner des acides-aminés, unités des protéines. Il favorise :

- la multiplication cellulaire,
- la multiplication des chloroplastes,
- la constitution de réserves azotées dans les graines.

L'azote est **absorbé par les racines** de la plante **sous forme nitrique NO_3^- ou ammoniacale NH_4^+** .

Une déficience modérée en azote réduit la croissance, une déficience plus importante entraîne le jaunissement des feuilles les plus âgées, suivi d'une sénescence et d'une baisse de rendement. Les carences en azote peuvent être corrigées par l'apport d'engrais azotés.

En revanche, un excès d'azote entraîne un retard de maturité, une sensibilité aux maladies et au gel.

b. Potassium

La matière sèche végétale contient 2 à 4 % de potassium.

Le potassium est un cation libre dans les sucres cellulaires de la plante. Il sert de régulateur dans la fonction de croissance. Il est absorbé par les racines de la plante sous forme d'ions K^+ .

La carence en potassium, assez rare, se manifeste par une croissance réduite et un jaunissement des limbes. Cette carence peut être corrigée par l'apport d'engrais potassiques.

c. Calcium

La matière sèche végétale contient 2% de calcium.

Le calcium est un constituant des parois cellulaires et un sel dissous dans la plante. Il assure le développement normal du système racinaire. Il est absorbé par les racines de la plante sous forme d'ions Ca^{2+} .

Les carences en calcium sont rares. L'apport de calcium dans le sol se fait sous forme d'amendements calcaires.

d. Soufre

La matière sèche végétale contient 0,1 à 0,6% de soufre.

Le soufre est un constituant des acides aminés soufrés, des vitamines, et est catalyseur de réactions chimiques. Il est absorbé par les racines de la plante sous forme d'ions SO_4^{2-} .

Les carences en soufre sont rares. Dans des conditions extrêmes de pauvreté en matière organique, elles provoquent un rabougrissement et un jaunissement de toutes les parties de la plante. Elles peuvent être corrigées par des fumures sulfatées.

e. Phosphore

La matière sèche végétale contient 0,1 à 0,5% de phosphore.

Le phosphore est un des constituants cellulaires et transporteur d'énergie. Il intervient dans la croissance générale de la plante, notamment dans la croissance et le développement du système racinaire. Il favorise la mise à fleur, à fruit et à graine.

La carence en phosphore se manifeste par la petitesse des feuilles et des organes végétatifs. La tige est mince et le système racinaire peu développé. Cette carence peut être corrigée par l'apport d'engrais phosphatés.

III.2.2. Les oligo-éléments

Les oligo-éléments ou micro-éléments sont des éléments indispensables à la plante. Ils présentent les caractéristiques suivantes :

- les oligo-éléments sont nécessaires en très faibles quantités (quelques grammes pour une culture). Ils sont absorbés par les racines de la plante sous forme d'ions libres dans la solution, ou sous forme chélatée ;
- les oligo-éléments ont un rôle métabolique au sein de la plante, intervenant comme co-enzymes ;

- l'action des oligo-éléments sur la culture est très efficace.

a. Fer

Les besoins de la plante en fer sont assez importants : 1 à 2 kg/ha/an.

Il est absorbé par les racines sous forme Fe^{2+} .

La carence en fer est fréquente, provoquée par un pH élevé, ou des doses élevées de calcium. Elle se caractérise par une chlorose. Elle peut être corrigée par l'apport d'engrais.

c. Manganèse

Les besoins en manganèse sont de 150 à 700 g/ha/an. La carence en manganèse sensibilise les plantes aux infections bactériennes, des taches noires apparaissent sur les feuilles. Elle est provoquée par un pH élevé. Elle peut être corrigée par l'apport d'engrais.

d. Zinc

Les besoins en zinc sont de 100 à 300 g/ha/an. La carence en zinc, carence fréquente chez les arbres, provoque des perturbations dans la croissance. Elle est provoquée par un pH élevé. Elle peut être corrigée par l'apport d'engrais.

IV. Biodisponibilité des éléments et absorption racinaire

IV.1. Le potentiel alimentaire du sol

La teneur en nutriments des tissus végétaux est directement liée à la teneur en éléments nutritifs du sol et à sa capacité à favoriser l'échange des éléments nutritifs et de l'eau avec les racines des plantes.

Les éléments nutritifs se trouvent sous différents états dans le sol. Seules les formes échangeable, chélatée et libre dans la solution sont disponibles pour la plante.

La disponibilité d'un élément dans le sol pour la plante dépend de deux facteurs :

- la concentration de l'ion dans le sol ;
- son aptitude à passer à l'état dissous.

La biodisponibilité d'un élément est son aptitude à rejoindre la solution du sol en un temps compatible avec la vitesse d'absorption racinaire.

Le sol doit présenter une offre potentielle ou un potentiel alimentaire suffisant (aptitude à réalimenter sa phase liquide en éléments nutritifs) pour répondre aux besoins de la plante.

IV.2. Absorption des éléments nécessaires par les racines

IV.2.1. Absorption des éléments nécessaires à la plante

a. Absorption d'eau par les racines

L'eau dans la plante constitue un élément indispensable à la vie du végétal. Elle sert de véhicule aux substances minérales (l'ensemble formant la sève brute) des racines vers les feuilles ; elle est aussi source d' O_2 et de H_2 .

L'eau du sol est absorbée par les poils absorbants des racines. Ce phénomène d'absorption de l'eau est à la fois passif et actif :

- **passif** : il est dû à la demande en eau de la plante provoquée par l'évapotranspiration, transpiration des feuilles de la plante et évaporation du sol ;
- **actif** : il s'agit de la succion racinaire qui entraîne une dépense d'énergie avec respiration racinaire et combustion de glucides.

Les racines absorbent l'eau utilisable par la plante, eau retenue par le sol soit dans de fins canaux soit sous forme de films épais autour des éléments solides. En effet, les racines ne peuvent extraire l'eau formant autour des éléments solides que des films très minces. La force de succion racinaire est inférieure à la force de rétention de l'eau par les colloïdes.

Plus le sol est humide, moins la succion des colloïdes est élevée et donc moins l'eau est retenue par le sol. En revanche, plus le sol est desséché, plus la force de succion est élevée, moins l'eau est disponible pour la plante.

b. Absorption d'oxygène utile à la respiration racinaire

Les racines absorbent l'oxygène nécessaire à leur respiration qui conditionne l'absorption des éléments minéraux.

Le sol doit être suffisamment aéré pour offrir l'oxygène nécessaire à la respiration des racines.

c. Absorption des éléments minéraux solubles

Les racines absorbent les matières minérales solubles et dissociées en ions dans la solution du sol.

Certains éléments nutritifs sont rendus solubles par l'action combinée des sécrétions racinaires et des micro-organismes, du CO₂ dégagé par les fermentations, de l'acidité du sol et des acides humiques.

Les éléments absorbés sont des **macro-éléments** (carbone, hydrogène, oxygène, azote, phosphore, soufre, potassium, calcium, magnésium), et des **micro-éléments ou oligo-éléments** (fer, zinc, bore, manganèse, cuivre, molybdène).

IV.2.2. Mécanisme de l'absorption racinaire

a. Absorption des éléments minéraux au niveau de la zone pilifère

Les racines ancrées dans le sol sont en étroit contact avec le sol et sa solution. L'absorption racinaire se fait au niveau des poils absorbants situés à l'extrémité racinaire : la zone pilifère, appelée aussi zone d'absorption racinaire qui se déplace à mesure que croît la racine. Ce déplacement de la zone d'absorption permet à la plante de prospecter un important volume de sol. La croissance permet de plus d'augmenter la surface d'absorption.

Le processus d'absorption racinaire des éléments dissous dans la solution du sol se fait en deux phases :

- une **phase passive** suivant le degré de concentration : les éléments minéraux migrent de la solution du sol à forte concentration vers les poils absorbants à faible concentration ;
- une **phase active** : au sein de la racine, les éléments minéraux migrent grâce à une dépense d'énergie, des poils absorbants vers les vaisseaux conducteurs au centre de la racine.

b. Déplacement des éléments dissous de la solution du sol vers les racines

L'absorption racinaire des éléments minéraux se fait grâce à deux types de mouvements des éléments minéraux de la solution vers les racines :

- **le phénomène de convection ou mass/flow** : L'élément minéral est entraîné par le flux d'eau absorbée par les racines. Cette succion racinaire dépend de la demande en eau ou transpiration de la plante au niveau des feuilles ;
- **le phénomène de diffusion** : L'absorption d'un élément par les racines crée une différence de concentration qui est à l'origine du transfert de cet élément par diffusion à partir d'un point de concentration élevée vers un point de concentration plus faible (les racines).

c. Mobilisation des éléments minéraux dans la rhizosphère

Les racines et les microbes de la rhizosphère peuvent par les excréments acides, d'une part dissoudre les éléments minéraux, et d'autre part favoriser la minéralisation de la matière organique qui fournit des substances nutritives utilisables par la plante.

d. Développement des racines selon la structure du sol

La profondeur explorée par les racines peut être très importante : chez le blé d'hiver, elles dépassent en général 2m et peuvent atteindre 4m.

De plus, la ramification des racines et le nombre important de poils absorbants permettent d'augmenter la surface d'échange sol - racines, et de ce fait la surface d'absorption est importante. Une structure fragmentaire présentant des espaces ou fissures entre les éléments structuraux permet une bonne infiltration des racines et radicelles. En revanche, une structure compacte constitue un obstacle à la croissance racinaire et un sol creux n'offre aucun support aux racines. En sol sableux les racines sont plus longues et fines qu'en sol argileux.

e. Absorption sélective des éléments minéraux

Les racines n'absorbent pas indifféremment les ions. Cette sélectivité va à l'encontre de l'absorption de certains ions comme le sodium. En revanche, elles peuvent accumuler d'autres ions déjà présents en concentration suffisante, comme le potassium.

Les vitesses d'absorption des ions en ordre décroissant sont :

- pour les cations $\text{NH}_4^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+$
- pour les anions $\text{NO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{H}_2\text{PO}_4^- > \text{SO}_4^{2-}$

IV.2.3. Antagonismes d'absorption

Trois mécanismes expliquent les antagonismes d'absorption entre les ions de la solution :

- **la concurrence ionique** : quand la solution du sol est fortement concentrée en un ion, il sera absorbé en priorité aux dépens des autres ions présents dans la solution ;

- **l'appauvrissement du complexe en un ion** : suite à l'apport d'engrais potassiques, les ions K^+ de la solution sont échangés avec les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} du complexe argilo-humique. Ces

derniers sont ensuite lessivés. Ce phénomène est appelée action décalcifiante ou antimagnésienne des engrais potassiques ;

- **le blocage d'éléments dû à une modification du pH** : lorsque l'augmentation du pH est trop importante (suite à un chaulage trop important), certains oligo-éléments ne sont plus assimilables ; il y a « blocage des ions ».

Les principaux antagonismes dans l'absorption des cations :

- **l'absorption du potassium** : lorsque la concentration en potassium est élevée par rapport aux autres minéraux, l'absorption de l'ion K^+ est privilégiée aux dépens de celles des ions Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , B ;

- les **fumures phosphatées** peuvent diminuer l'absorption de Cu et de Zn ;

- les **fumures azotées** peuvent diminuer l'absorption de Cu et de B ;

- un **excès de calcium** entraîne le blocage des éléments Fe, Mn, B, Cu et Zn.

Face aux antagonismes, on comprend l'intérêt des engrais et des amendements organiques.

IV.2.4. Facteurs favorisant l'activité racinaire

a. Une bonne aération et une bonne humidité favorisent l'activité racinaire

L'activité racinaire est liée à la présence d'eau, à un bon contact sol - racines, et au renouvellement de l'atmosphère.

Lorsqu'il y a excès d'eau, le sol est mal oxygéné et par conséquent l'activité racinaire, nécessitant de l'oxygène pour la respiration des racines, diminue.

Un sol creux, comme un sol trop tassé, est peu favorable au fonctionnement du système racinaire et à une absorption racinaire efficace.

b. Absorption racinaire des éléments dépend du pH

Le maintien du pH du sol entre certaines limites proches de la neutralité, pH compris entre 6 et 7, est nécessaire pour que soient bien assimilés les éléments nutritifs du sol.

→ **Pour des pH < 6** : les éléments P, N, K, Ca, Mg, S, Mo sont difficilement absorbés par les racines et ce d'autant plus que le pH diminue ; les éléments Fe, Mn, Cu, Zn, Al deviennent de plus en plus solubles, il se passe alors un phénomène de toxicité. La correction du pH peut se faire par des amendements calcaires.

→ **Pour des pH > 7** : le phénomène de blocage se passe pour certains éléments suite à un excès de calcium : le phosphore cristallise, la carence en fer se traduit par une chlorose, il y a également carences en Mn et B.

c. Interaction entre activité racinaire et activité microbienne

L'activité microbienne et l'activité racinaire ont des influences réciproques :

Au niveau de la **zone de prolifération microbienne de décomposition**, les radicelles sont inactives et leur croissance est inhibée : la microflore de décomposition émet en effet des substances antibiotiques freinant le développement racinaire.

Au niveau de la **rhizosphère**, les racines se développent bien. La microflore associée, stimulée par les excréments racinaires (glucides) et de moins en moins freinée par la microflore de décomposition, mobilise les substances nutritives organiques et minérales du complexe argilo-humique au profit de la plante.

La microflore associée participe activement à l'assimilation des aliments par la plante au niveau des racines. Elle lui fournit en effet soit des matières azotées élaborées à partir de l'azote gazeux ; soit d'autres substances organiques et minérales issues de la dégradation d'humus ou de l'attaque de minéraux insolubles

Références bibliographiques.

- 1. Calvet R., 2013.** Le sol. 2^e Ed. France Agricole. Paris 667.
- 2. Duchaufour Ph., 1977.** Pédologie 1. Pédogenèse et classification. Ed. Masson, Paris, 477p.
- 3. Duchaufour Ph., 1988.** Pédologie. Ed. Masson, Paris, 224p.
- 4. Duchaufour Ph., 1995.** Pédologie. Sol, végétation, environnement. Ed. Masson, Paris, 317p.
- 1. Soltner D., 2011.** Les bases de la production végétale . Tome I : Le sol et son amélioration. 25^e Ed. 457p.

