

# UNIVERSITE DU BURUNDI



**Faculté d'Agronomie et de Bio-Ingénierie**  
**Département des Sciences et Productions végétales (SPV)**  
et  
**Département des Sciences et technologies de l'Environnement (STE)**  
**Baccalauréat III**  
&  
**Faculté des Lettres et Sciences Humaines**  
**Département de Géographie**  
**Filière Aménagement et Environnement**  
**Baccalauréat III**

## **Pédologie et classification des sols**

NOTES DE COURS

Par

**Prof. Dr Ir Séverin Nijimbere**

Année académique 2024 - 2025

## CONTENU DU COURS

Chapitre I : Définition des concepts .....	1
1.1. Le sol .....	1
1.2. La pédologie .....	1
1.3. Relation entre la pédologie et autres compartiments de l'environnement biophysique .....	1
1.4. Les grandes subdivisions de la science du sol .....	3
1.5. Les fonctions du sol .....	3
1.6. Constituants du sol .....	4
Chapitre II : Processus de formation des sols .....	7
2.1. Les facteurs de formation du sol .....	7
2.1.1. Le matériau parental .....	7
2.1.2. Le climat .....	8
2.1.3. Le relief – la topographie .....	8
2.1.4. Les facteurs biologiques .....	8
2.1.5. Le temps .....	8
2.2. Processus pédogénétiques .....	9
2.2.1. Les additions .....	10
2.2.2. Les pertes .....	10
2.2.3. Processus de transformations (ou altération des roches) .....	10
2.2.3.1. Désagrégation physique des roches .....	11
2.2.3.2. Altération chimique .....	12
2.2.4. Transferts dans le profil et le paysage .....	16
2.3. Influence du climat, de la topographie et de la roche mère sur la nature des argiles formées ...	18
2.4. Organisation des sols .....	19
2.4.1. Profil pédologique et horizons pédologiques .....	19
2.4.2. Dénomination des horizons (système FAO) .....	20
2.4.3. Quelques éléments de guide pour la description des sols .....	21
Chapitre III : La fraction minérale du sol .....	23
3.1. Les minéraux primaires .....	23
3.2. Les minéraux secondaires .....	24
3.3. Classification des silicates .....	24
3.3.1. Structure des phyllosilicates .....	27
3.3.2. Classification des minéraux argileux .....	29
3.4. Les composés non phylliteux associés aux argiles .....	29
3.4.1. Les oxydes et hydroxydes de fer, d'aluminium et de manganèse .....	29
3.4.2. Les allophanes et les imogolites .....	30
3.5. Méthodes d'indentification des argiles .....	31
3.6. Propriétés des minéraux argileux .....	34
Chapitre IV : Les constituants organiques du sol, la solution du sol et l'atmosphère du sol .....	37
3.0. Introduction .....	37
4.1. Sources de matières organiques génératrices d'humus .....	37
4.2. Agents et facteurs d'humification .....	37
4.3. Processus d'humification .....	39
4.3.1. Phases de décomposition – humification .....	39
4.3.2. Différence entre les processus de minéralisation et d'humification .....	39
4.4. Principales formes d'humus .....	40
4.5. Propriétés générales de l'humus .....	42
4.6. Fonctions de l'humus .....	43
4.7. Biologie des sols .....	44
4.8. Les complexes (organo-minéraux, argilo-humiques, organo-métalliques, pouvoir chélatant) .....	45
4.8.1. Complexes organo-minéraux, argilo-humiques .....	45
4.8.2. Complexes organo-métalliques .....	46
4.9. La solution du sol .....	48

4.10. L'atmosphère du sol, facteur de variation de la composition de l'air du sol.....	48
Chapitre V : Les propriétés globales du sol.....	51
5.1. Propriétés physiques.....	52
5.1.1. La profondeur.....	52
5.1.2. La couleur du sol.....	52
5.1.3. Texture.....	54
5.1.4. Structure.....	57
5.1.5. Consistance.....	65
5.1.6. Teneur en matière organique du sol.....	65
5.1.7. Autres propriétés physiques.....	66
5.2. Propriétés chimiques et physico-chimiques.....	66
5.2.1. Eléments nutritifs.....	66
5.2.1.1. Sources d'éléments nutritifs dans le sol.....	66
5.2.1.2. Le complexe absorbant.....	66
5.2.1.2.1. Définition.....	66
5.2.1.2.2. Valeurs caractéristiques.....	66
5.2.1.2.3. Origine de la capacité d'échange cationique du sol.....	68
5.2.1.2.4. Détermination de la CEC sur argile.....	73
5.2.1.2.5. Processus d'échange de cations : Adsorption sélective de cations.....	73
5.2.2. Acidité du sol et pH.....	74
5.2.2.1. Définition.....	74
5.2.2.2. Mesure et types d'acidité.....	74
5.2.2.3. pH et taux de saturation en bases.....	77
5.2.2.4. Le pH des sols calcaires.....	77
5.2.2.5. Pouvoir tampon du sol.....	77
5.2.2.6. Les causes de l'acidification des sols.....	78
5.2.2.7. Effet de l'acidité.....	81
5.2.3. Conductivité électrique.....	82
5.2.4. Potentiel d'oxydoréduction.....	82
Chapitre VI. La dégradation des sols.....	85
6.1. Les Catégories, types et sous-types de dégradation des sols.....	85
6.2. Les facteurs de dégradation des sols.....	86
6.3. Dégradation par déplacement du matériau sol.....	86
6.4. Dégradation interne du sol.....	88
6.6. Solution aux dégradations des sols.....	89
6.7. Stratégie opérationnelle de gestion agronomique des sols tropicaux.....	89
Chapitre VII. Classification des sols.....	91
7.1. Introduction.....	91
7.2. Critères des classifications génétiques.....	92
7.3. Classification américaine.....	93
7.4. Classification ISABU.....	99
7.4.1. Les niveaux du système.....	99
7.4.2. Matériaux, horizons et propriétés diagnostiques.....	99
7.4.2.1. Matériaux diagnostiques (pour toute la fraction minérale du sol).....	99
7.4.2.2. Horizons diagnostiques de surface.....	100
7.4.2.3. Horizons diagnostiques de profondeur.....	101
7.5.2.4. Propriétés diagnostiques.....	103
7.4.3. Clé de classification des ordres.....	103
7.4.3.1. Ordres, sous-ordres et grand groupes de sols développés sur matériau organique.....	103
7.4.3.2. Ordres, sous-ordres et grand groupes de sols développés sur matériau récent.....	103
7.4.3.3. Ordres, sous-ordres et grand groupes des sols développés sur matériaux kaolinitiques.....	104
7.5. Base de référence mondiale pour les ressources en sols - <i>World reference Base for Soil Resources</i> (WRB).....	106
7.5.1. Principes de base.....	106

7.5.2. Structure WRB-1998 .....	111
7.5.3. Clé pour les groupes de sols de référence .....	112
7.6. Corrélation approximative entre le système de l'INEAC, la USDA Soil Taxonomy et la FAO/WRB.....	115
7.7. Regards des groupes de sols de la WRB selon les facteurs pédogénétiques .....	117
7.7.1. L'homme et le sol .....	117
7.7.2. Sols et climat .....	118
7.7.3. Sols et relief.....	120
7.7.4. Sols et matériau parental .....	121
7.7.5. Sols et temps.....	122
7.7.6. Sol et organismes.....	122
7.7.3. Point sur les ferralsols .....	123
Quelques références bibliographiques.....	125

**Descriptif du cours de *Pédologie et classification des sols* de SAE III & SPV III ; 60 heures, 4 crédits**

PROCESSUS	PARAMETRES	DESCRIPTION
Elaboration	Thème	<b>Pédologie</b>
	Objectif général	Décrire les processus fondamentaux qui gèrent la dynamique du sol et sa fertilité
	Pré-requis	Géologie générale, Physique générale, Chimie générale, Chimie organique, Chimie analytique
	Objectifs spécifiques	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Décrire les constituants du sol et leur dynamique</li> <li>- Expliquer les processus à la base de la formation et de l'évolution des sols</li> <li>- Décrire les techniques d'analyse physico-chimique des sols</li> <li>- Identifier les qualités et les dégradations du sol</li> <li>- Réaliser une classification morphogénétique d'un sol,</li> <li>- Expliquer les propriétés particulières des sols tropicaux</li> </ul>
	Conditions générales	Moyens matériels requis : salle de cours équipée, projecteur, carte des sols du Burundi et du monde
	Bref contenu du cours	<ol style="list-style-type: none"> <li>1) Qu'est-ce que c'est le sol ?</li> <li>2) Les constituants minéraux du sol</li> <li>3) Les constituants organiques du sol</li> <li>4) Les propriétés globales du sol</li> <li>5) Les dégradations du sol</li> <li>6) Processus de formation des sols</li> <li>7) La classification des sols</li> </ol>
	Références bibliographiques	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. McCauley, A., Jones, C., Jacobsen, J., 2005. Basic soil properties. Soil and water Management Module I.</li> <li>2. Duchaufour et Souchier. 1979. Pédologie. 2. Constituants et propriétés du sol.</li> <li>3. Van Ranst, E., Verloo, M., Demeyer, A., Pauwels, J.M. 1999. Manual for the soil Chemistry and Fertility Laboratory. Analytical and Management of Consumables, University of Ghent, 243p</li> <li>4. Lindbo, D. L., Kozlowski, D. A., Robinson, C. 2012. Know soil, know life. Soil science society of America</li> </ol>
	Informations	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Références bibliographiques</li> <li>- Notes de cours</li> </ul>
	Activités	Etudes pratiques sur la description du profil pédologique, analyses du sol et exercices dirigés
Intervention	Déroulement	Cours magistral, projections power point, travaux pratiques pour développer les connaissances pratiques des méthodes analytiques du sol, exercices dirigés et devoirs, excursion pour renforcer la compréhension des concepts théoriques à la fin du cours
	Productions	Rapport des exercices Rapport des travaux pratiques Rapport des excursions
	Motivation	Le cours de pédologie dote les étudiants, futurs gestionnaires des plantes, une base scientifique de gestion durable des ressources en sols (fertilisation, gestion conservatoire des eaux et des sols, irrigation et drainage)
	Interactions	Discussions réciproques entre l'enseignant et les étudiants sur les notions théoriques et pratiques
Approbation	Evaluation	<ol style="list-style-type: none"> <li>1) Travaux dirigés et travaux pratiques (40%)</li> <li>2) Examen terminal (60%)</li> </ol>

## CHAPITRE I : DEFINITION DES CONCEPTS

### 1.1. Le sol

Le sol est la partie superficielle de la croûte terrestre, meuble et constitué de fragments de roches, de minéraux, de la matière organique, de l'air et de l'eau.

Sa limite supérieure est l'air ou l'eau peu profonde. Pour des cas extrêmes, elle est réduite à l'eau profonde ou aux blocs de roche ou à la glace. Sa limite inférieure correspond à celle de l'activité biologique, qui coïncide généralement avec la profondeur d'enracinement des plantes pérennes autochtones, la profondeur à laquelle le processus d'altération du sol a été efficace ou les deux.

### 1.2. La pédologie

Le terme pédologie vient de deux mots grecs *pedon* et *logos* qui signifient respectivement *sol* et *discours*. La pédologie est donc la science du sol qui étudie l'origine et les constituants des sols, mais aussi leurs propriétés et leurs classifications

Dans l'historique de la Pédologie, deux événements sont importants à signaler :

- 1) Au 19<sup>ème</sup> siècle, vers 1830, le « traité de chimie organique et de physiologie » de Liebig donne la naissance de la pédologie. On y parle de la différence de nature des sols, de la richesse en matière organique, en argiles... Seuls les sols cultivés y sont étudiés.
- 2) En 1890, Vassili Vissilievitch Dokoutchaiev est considéré comme le père de la pédologie. Il a étudié des sols spéciaux des sols de steppes de la Russie (les chernozems). A cette époque, il considérait déjà que les sols sont des corps naturels se formant sous l'effet d'un certain nombre de facteurs écologiques, climat et végétation. Dokoutchaiev a mis en place des règles de répartition des sols.

### 1.3. Relation entre la pédologie et autres compartiments de l'environnement biophysique

Le sol est un système ouvert. De la matière et de l'énergie s'échangent continuellement entre le sol et les autres entités de l'environnement biophysique (air, eau, biosphère, sous-sol) (Figure 1.1). Les afflux d'énergie incluent la radiation solaire, le transfert de chaleur et le transfert d'entropie en provenance d'un réservoir extérieur de chaleur. Les sorties d'énergie sont les radiations thermiques et les réflexions de lumière. Les afflux de matière impliquent les gaz qui entrent au sol par diffusion ou flux de masse (vent) ; l'eau à l'état liquide ou solide qui entre dans le sol à partir du dessus ou du dessous ou des côtés ; les particules solides dispersées ou dissoutes dans l'eau ; les particules dispersées et entraînées dans l'air (vent) ; les organismes qui immigrent dans l'écosystème. Toutes ces matières peuvent aussi sortir du sol pour constituer ainsi les flux sortants. La solifluxion et d'autres formes de mouvement de masse sont des cas spéciaux de flux sortants.

Le sol est donc avant tout un carrefour d'une grande complexité et aux multiples rôles. Toute approche scientifique du sol se doit d'être fonctionnelle. Des connaissances des notions de base d'une multitude de disciplines scientifiques est donc nécessaire pour la bonne compréhension du fonctionnement du sol (de la pédologie).

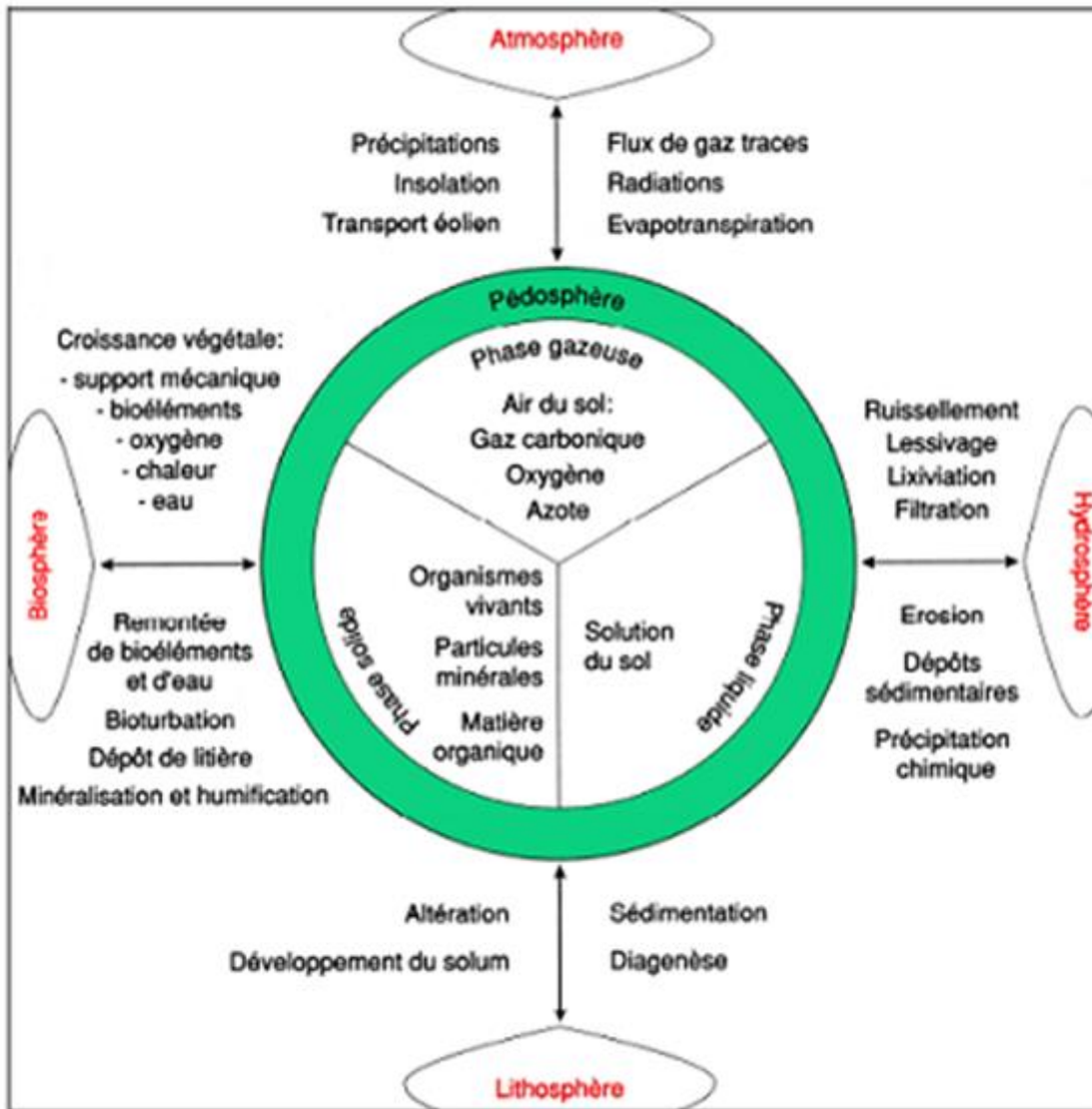


Figure 1. 1 : Le sol est un système écologique complexe (Gobat, 1998)

Ainsi, pour bien étudier la science du sol (ou la pédologie), il est impératif d'avoir des connaissances d'autres disciplines scientifiques. Des connaissances en physique, en chimie, en biologie, en géologie et en agronomie sont indispensables pour aborder ce cours. Ainsi :

- Les connaissances de la physique sont indispensables parce que le sol est un matériau meuble triphasique composé des éléments solides (matière minérale et matière organique) et des fluides (gaz et liquides) qui exercent des forces les uns sur les autres.
- La chimie est importante dans les études pédologiques parce que le sol est composé par des éléments chimiques et est le siège de nombreuses réactions chimiques.
- On doit recourir à la biologie parce que le sol est un milieu vivant où habite des plantes, des animaux et des microorganismes.
- La géologie est indispensable pour un pédologue pour bien comprendre la nature des roches et des minéraux en présence (minéralogie) et l'influence du relief sur les propriétés du sol (géomorphologie).
- Le rôle des activités agricoles dans l'évolution des sols, de même que l'influence des propriétés du sol sur la physiologie des plantes, ne peut être bien compris sans faire recours aux notions d'agronomie.

## 1.4. Les grandes subdivisions de la science du sol

La science du sol est subdivisée en deux branches principales : la pédologie générale et la pédologie appliquée.

La pédologie générale qui comprend :

- La description et le fonctionnement du sol (propriétés et comportement du sol),
- La genèse du sol (origine et développement du sol),
- La systématique des sols (classification selon des critères pédogénétiques, régionaux et fonctionnels),
- L'écologie des sols (sol en tant que composante de l'environnement des plantes, des animaux et de l'homme).

La pédologie appliquée qui traite :

- De l'aptitude agricole, sylvicole, pastorale, ou autre, des sols,
- Des facteurs et processus responsables de la fertilité physique et chimique des sols,
- De la gestion du sol comme partie de l'environnement, cadre du développement de la vie (protection du sol contre les dégradations, et utilisation comme filtre ou tampon vis-à-vis de la pollution qui résulte des activités humaines).

## 1.5. Les fonctions du sol

Dans la logique d'une vision centrée sur l'homme, l'IRD<sup>1</sup> résume les fonctions du sol en ces paragraphes suivants :

1°) Le sol nourrit le monde. Il produit, contient, accumule, tous les éléments nécessaires à la vie (azote, phosphore, calcium, potassium, fer, oligoéléments...), y compris l'air et l'eau. Le sol joue un rôle d'assurer la vie des plantes et des animaux. Les sociétés humaines sont totalement dépendantes des sols.

2°) Le sol est un composant fondamental du cycle des eaux continentales. Après une pluie, les sols poreux évitent le ruissellement ; ils contribuent donc à l'alimentation des nappes phréatiques. La porosité des sols détermine la proportion de l'eau qui ruisselle et de l'eau qui s'infiltre dans les sols. Le sol régule donc le régime des cours d'eau et le remplissage des nappes souterraines.

3°) Le sol filtre et épure les eaux qui le traversent. Il en influence la composition chimique et biologique. Cette capacité a cependant des limites : les sols gravement pollués (par des activités industrielles ou agricoles) transmettent une partie de leur pollution aux eaux qui les traversent.

4°) Le sol influence la composition de l'atmosphère. En particulier, il stocke et relâche des gaz à effet de serre. Le sol est un puits pour le carbone : certains modes de gestion des sols accumulent le carbone dans les sols. Or, accumuler du carbone dans les sols (principalement dans la matière organique) est généralement bénéfique pour la fertilité agricole des sols et pour diminuer la richesse en CO<sub>2</sub> de l'atmosphère : le sol est l'un des acteurs majeurs des évolutions climatiques.

5°) Le sol est un lieu de vie. C'est un passage obligé pour de nombreuses espèces animales et végétales; de nombreux cycles biologiques passent par le sol, qui est donc partie prenante de nombreux écosystèmes. Beaucoup d'antibiotiques sont produits par des champignons du sol.

6°) Le sol est une vaste réserve génétique. Il abrite et influence une grande partie de la biodiversité terrestre. Mais, à l'inverse, les activités biologiques sont essentielles à la construction des sols, à leur fonctionnement et à leur fertilité. La vie fait le sol et le sol fait la vie.

---

<sup>1</sup>Les sols, des milieux vivants très fragiles (<http://www.suds-en-ligne.ird.fr/sols/fonctions/fonctions.html>)

8°) Le sol fournit les matériaux que l'homme utilise pour construire routes et bâtiments et pour ses activités industrielles, artisanales, culturelles ... Il contient des ressources minérales (or, aluminium, fer...). Il fournit des colorants utilisés pour la peinture, des fibres, du carburant, etc.

9°) Le sol est un véritable livre d'histoire. Il conserve les traces de l'histoire, souvent très longues (jusqu'à plusieurs millions d'années), de sa formation : en étudiant les sols on peut y découvrir quelles furent certaines des conditions climatiques et biologiques du passé. Mais aussi, le sol conserve les témoins de l'histoire de l'humanité : c'est lui que l'on creuse en archéologie.

10°) Le sol, objet culturel et religieux, est un lien puissant entre les hommes et les milieux. Les services culturels liés aux sols recouvrent, en premier lieu, un aspect lié à *l'esthétique des paysages*. Les différences de couleur dominante de la surface des sols (noire, brune, rouge, jaune, blanche) et l'importance de la nature des sols dans le type de végétation contribuent aux caractéristiques visuelles des paysages. L'importance du sol dans l'art et sa place dans les conceptions philosophiques et religieuses sont parties intégrantes des fondements culturels des civilisations. Dans les religions, le sol est souvent représenté comme symbole de fécondité et de régénération de la vie, à l'image de l'expression de la Bible « *Tu es poussière et tu retourneras en poussière* ». Par ailleurs, le sol est utilisé comme source de couleurs et de pigments pour les peintures et les décorations des corps.

## 1.6. Constituants du sol

Le sol est constitué par trois fractions (Tableau 1.1):

- une fraction solide, composée de constituants minéraux (cailloux, graviers, sables, limon, argile) et de constituants organiques (animaux, végétaux, champignons, humus provenant de la transformation des organismes morts et de la litière par les décomposeurs vivants) ;
- une fraction liquide (appelée aussi solution du sol), composée d'eau contenant des substances solubles provenant à la fois de l'altération des roches, de la minéralisation des matières organiques et des apports par l'homme (engrais solubles par exemple).
- une fraction gazeuse, ou atmosphère du sol, composée des mêmes gaz que l'air et des gaz provenant de la décomposition des matières organiques.

La fraction minérale peut être étudiée sous deux aspects :

- l'aspect granulométrique va considérer les classes de différentes dimensions à savoir la terre fine (particules de diamètre moyen inférieur à 2 mm) et les éléments grossiers ou squelette (particules de diamètre moyen supérieur ou égal à 2 mm). Les éléments grossiers comprennent les graviers, les cailloux, les pierres et les blocs.
- L'aspect minéralogique aborde les constituants minéraux sous différentes natures de minéraux du sol à savoir les minéraux primaires et les minéraux secondaires.

Tableau 1. 1: Principaux constituants du sol (Soltner, 2005)

	Constituants solides		Constituants liquides (solution du sol)	Constituants gazeux (atmosphère du sol)
	Minéraux	Organiques		
<b>Origine</b>	Désagrégation physique et altération biochimique des roches	Décomposition des êtres vivants	Précipitations, nappes, ruissellement	Air hors sol, matières en décomposition, respiration
<b>Critères de classement</b>	Taille (granulométrie) Qualité (minéralogie)	Etat (vivants, morts) Qualité chimique (originelle, transformée)	Origine (météorique, phréatique) Etat physique (potentiel hydrique) Qualité chimique	Origine (air, organismes) Qualité chimique
<b>Catégories</b>	Selon granulométrie <ul style="list-style-type: none"> <li>• squelette (&gt; 2 mm)</li> <li>• terre fine (&lt; 2 mm)</li> </ul> Selon minéralogie <ul style="list-style-type: none"> <li>• quartz</li> <li>• minéraux silicatés</li> <li>• min. carbonatés</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• organismes vivants</li> <li>• organismes morts</li> <li>• matières organiques héritées: cellulose, lignine, résines</li> <li>• matières organiques humifiées: acides fulviques et humiques, humines</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• eau</li> <li>• substances dissoutes: glucides, alcools, acides organiques et minéraux, cations et anions</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• gaz de l'air: N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub></li> <li>• gaz issus de la respiration et de la décomposition des organismes: CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, NH<sub>3</sub></li> </ul>



## CHAPITRE II : PROCESSUS DE FORMATION DES SOLS

Le sol est un milieu en évolution continue. Comme les êtres-vivants, on peut dire qu'il naît, grandit, mûrit, vieillit et meurt. L'évolution d'un sol commence par un événement géologique, un dépôt de laves consécutif à un volcanisme par exemple. La genèse d'un sol commence quand les matériaux rocheux sont soumis aux conditions qui favorisent l'enclenchement de processus physiques, chimiques et biologiques.

### 2.1. Les facteurs de formation du sol

Les propriétés du sol résultent des actions combinées des facteurs responsables de l'altération de la roche-mère. Ces facteurs sont :

- Le matériau parental (rm),
- Le climat (c),
- La végétation et les organismes du sol (b),
- La topographie (p),
- Le temps (t).

Le sol se forme donc par actions combinées de ces cinq facteurs ; ce qui peut se résumer sous la formule :  $Sol = f(rm, c, p, b, t)$

#### 2.1.1. Le matériau parental

Le matériau parental ou roche mère pédologique, est un sédiment meuble qui peut contenir de diverses sources qu'on peut classer en deux groupes : les dépôts autochtones et les dépôts allochtones.

**Les dépôts autochtones** : ils résultent de l'altération sur place de la roche-mère géologique sans transport subséquent notable des matériaux meubles. Ce matériau est appelé *saprolithe* (matériau riche en argile) ou *régolithe* (s'il est riche en sable).

**Les dépôts allochtones** : ce sont des matériaux "importés" :

- Par les eaux : alluvions ;
- Par les glaces : solifluxion, moraines ;
- Par les vents : dépôts éoliens, dunes, lœss ;
- Par gravité : talus et cônes d'éboulis (sans eau), cônes de déjection (avec eau), glissement de terrain ;
- Par érosion de ruissellement : colluvions

Les matériaux emportés par les eaux, le vent ou par érosion de ruissellement montrent habituellement un bon triage granulométrique entre le point de départ et le point de dépôt le plus éloigné.

Dans de nombreux cas, le matériau parental est constitué d'un mélange d'éléments autochtones et d'éléments allochtones. Il est possible qu'un sol se développe dans des couches superposées de matériaux originels différents. L'analyse granulométrique du profil permet souvent de détecter une hétérogénéité de matériaux originels. Une variation verticale des teneurs en sable fin (très peu altérable) est un bon indice d'hétérogénéité. Les variations d'argile n'ont aucune signification à ce point de vue car, d'une part, cette fraction granulométrique est constituée surtout de minéraux secondaires et, d'autre part, elle résulte le plus souvent des phénomènes de migration.

### 2.1.2. Le climat

Le climat agit à travers ses trois composantes : la température, les précipitations et le vent.

La température affecte les vitesses et les modes d'évolution des minéraux et de la matière organique. La température d'un sol dépend bien sûr du climat, du microclimat local, mais aussi de sa texture, de son humidité, de sa couleur, de la profondeur envisagée, du couvert végétal, ...

La pluviométrie conditionne le régime hydrique du sol, le ruissellement, l'érosion, ... sans eau, très peu de processus de pédogenèse sont possibles.

Le vent joue un rôle important dans l'érosion et surtout dans le bilan hydrique (transpiration, évaporation).

### 2.1.3. Le relief – la topographie

L'altitude et l'exposition sont des facteurs pédogénétiques indirects qui affectent les facteurs climatiques. L'altitude exerce un effet significatif sur le climat en entraînant une diminution de la température avec l'élévation (environ 0,65°C tous les 100m), une augmentation des précipitations (pluie et neige) grâce à la condensation de l'air plus froid, une diminution de la pression atmosphérique et des niveaux d'oxygène, et une modification des vents et de l'exposition au soleil qui influencent la température locale et l'enneigement.

Pour l'exposition, les versants exposés au soleil (adret) sont plus chauds que les versants ombragés (ubac), ce qui affecte la végétation et l'enneigement dans les régions tempérées.

Le modelé du paysage affecte surtout les processus de migration au sens large (des ions aux particules grossières). Dans tout paysage à l'exclusion des surfaces planes (plaines, sommets de plateaux), on peut identifier :

- Une zone de départ (les sommets) où se produit une altération intense. Cette zone s'appauvrit.
- Une zone de translation (les versants) qui s'appauvrit également.
- Une zone de dépôt (bas des versants, dépressions) qui s'enrichit à condition que les facteurs qui ont provoqué la translation cessent à cet endroit, sinon les éléments transférés peuvent être emportés par le réseau hydrographique.

### 2.1.4. Les facteurs biologiques

Les facteurs biologiques recouvrent l'influence de la faune, de la microfaune, de la flore, de la microflore et de l'homme. Ces organismes interviennent surtout dans la fixation, le transport et la transformation de l'énergie solaire.

L'impact pédogénétique des facteurs biologiques est complexe. On peut citer les exemples suivants :

- La végétation agit sur le microclimat, sur le type et la quantité de matière organique qui retourne au sol ; les racines créent dans leur environnement immédiat des conditions physico-chimiques très différentes de celles qui règnent dans la masse du sol (pH, aération, richesse chimique, microorganismes rhizosphériques, ...).
- La microfaune et la faune influencent le mode de décomposition de la matière organique et son incorporation à la matière minérale ;
- L'influence humaine peut revêtir différentes formes : aménagements fonciers (drainage, irrigation, fertilisation), pratiques phytotechniques, déforestation ou reforestation, pollutions, ...

### 2.1.5. Le temps

La formation d'un horizon du sol ou du sol lui-même prend du temps. La formation des sols est toujours lente et nécessite des milliers ou des dizaines de milliers d'années pour générer quelques décimètres de sol.

Si une surface du sol a été exposée pendant longtemps aux agents de formation des sols comme la pluie et les plantes en croissance, plus important est le développement du profil de ce sol.

Les sols issus des matériaux récents (alluviaux ou apportés par le vent) ou les sols aux pentes abruptes (où l'érosion a été active) peuvent présenter un moindre développement des horizons et du profil pédologique. Par contre, les sols développés sur des surfaces plus anciennes et stables ont généralement des horizons bien définis car la vitesse de formation des sols a dépassé celle de l'érosion ou de dépôt géologique.

À mesure que les sols vieillissent, de nombreux minéraux originaux sont détruits. De nombreux nouveaux sont formés. Les sols deviennent ainsi plus lessivés et lixiviés, plus acides et plus argileux. Le facteur temps explique en partie la différence marquée entre les sols tropicaux et les sols tempérés. En effet, l'évolution des sols des zones tempérées et froides ont connu une interruption pendant la glaciation de Würm (période ayant débuté il y a environ 100000 ans et achevée il y a 10000 à 12000 ans). Pendant cette période glaciaire, les sols tropicaux continuaient à s'altérer sous l'effet des conditions de température et de précipitations efficaces. On trouvera donc en général, dans les régions tropicales humides, des sols à profils très développés, avec une acidité prononcée, et une dominance des minéraux caractéristique du niveau avancé d'altération (kaolinite et oxyhydroxydes de fer et d'aluminium). De l'autre côté, en milieu tempéré, les sols sont moins altérés que les sols tropicaux et sont dominés par des minéraux argileux 2/1 (illite, vermiculite, etc).

Si l'action des quatre facteurs pédogénétiques précédents ne se modifie pas, le temps fera qu'un équilibre stable sol-végétation s'établira (Nom de cet équilibre : *climax*). Une telle évolution est qualifiée de « *progressive* ». Cet équilibre peut être rompu par la modification d'un des 4 facteurs (par ex. la déforestation, cataclysme, action humaine inadéquate). Le sol entame alors une évolution à rebours, dite « *régressive* », qui se manifeste par un décapage plus ou moins profond des horizons formés précédemment (érosion), ou au contraire par un dépôt de matériaux nouveaux (alluvions, colluvions, ...) qui enterrent les sols préexistants.

Ces modifications de facteurs pédogénétiques au cours du temps expliquent l'existence des sols particuliers suivants :

- Les *paléosols* : sols anciens plus ou moins rajeunis par l'érosion mais présentant uniquement des caractères hérités de phases climatiques anciennes ;
- Les *sols fossiles* : sols anciens enfouis sous des dépôts plus récents ;
- Les sols *polycycliques* ou *polygénétiques* : sols qui montrent des caractères hérités de plusieurs phases climatiques dont la phase actuelle, chacune d'elles ayant laissé son empreinte dans le profil.

## 2.2. Processus pédogénétiques

Les séquences de l'altération des minéraux et la géochimie sont combinés à des divers phénomènes physiques pour constituer le processus de formation des sols. Un processus de formation du sol est une séquence de réactions, qui incluent celles complexes et compliquées mais aussi de simples réarrangements de matière, qui affectent le sol dans lequel ils s'opèrent.

Plusieurs événements peuvent prendre place simultanément ou en séquence pour se renforcer mutuellement ou se contredire.

Les processus de formation des sols incluent :

- i. les additions,
- ii. les pertes,
- iii. les translocations d'éléments fins,
- iv. les transformations.

### 2.2.1. Les additions

Le processus d'addition concerne en premier lieu l'incorporation de la matière organique. La matière organique commence à s'accumuler au sein de la matrice minérale avec le début de la colonisation du matériau parental par les plantes (algues, mousses, lichen, etc). La matière organique confère au sol la couleur noire ou foncée à la partie superficielle du sol (horizon A).

D'autres additions proviennent des transports et dépôts dus aux forces des eaux de précipitation ou du vent qui provoquent des déplacements des matériaux de diverses natures comme les sédiments (matériaux allochtones):

- Apports par diffusion/convection dans les pores du sol ( $O_2$ ,  $CO_2$ ,  $H_2O$ , sels dissouts, ...);
- Apports par précipitations atmosphériques ( $H_2O$ , poussières, composés ammoniacaux et nitriques, retombées industrielles, ...);
- Apports dépendant des facteurs biologiques : matières organiques animales et végétales, apports – pertes anthropiques (engrais, sous-produits industriels, ...).

### 2.2.2. Les pertes

La plupart des pertes se produisent par lessivage. L'eau qui circule dans le sol dissout certains minéraux et transportent les sels solubles dans les horizons de profondeur. Quelques matériaux spécialement le sodium, les sels, le gypse et les carbonates de calcium sont relativement solubles dans le sol. Ils sont ôtés du sol dans les premiers stades de développement du sol. En conséquence, les sols des régions humides contiennent de faibles (à très faibles) teneurs en carbonates de calcium dans les horizons de surface. Par contre, le quartz, l'aluminium, l'oxyde de fer et la kaolinite dominent dans ces horizons.

Les fertilisants minéraux sont relativement solubles et certains comme l'azote et le potassium sont facilement perdus par lessivage avec les eaux des pluies ou d'irrigation. L'usage perpétuel des engrais à base d'ammonium peut acidifier le sol et contribuer aux pertes des carbonates dans certains endroits.

L'oxygène est rejeté dans l'atmosphère par les plantes lors de la réaction de la photosynthèse. En même temps le dioxyde de carbone est consommé pour cette réaction de la croissance végétale, mais celui-ci est perdu dans le sol sous forme de matière organique humifiée.

Les particules minérales et organiques, surtout celles des dimensions fines sont perdues par érosion.

### 2.2.3. Processus de transformations (ou altération des roches)

L'altération des minéraux (et des roches) est l'ensemble des modifications des propriétés physico-chimiques des minéraux (et des roches), par des réactions abiotiques induites par les agents du climatiques (agents atmosphériques, la température, les eaux souterraines et les eaux thermales) et par des réactions biologiques induites par les racines des plantes participant à la microdivision ou encore les communautés microbiennes telluriques spécifiques.

Elle dépend en particulier du climat, de la température des eaux, de la nature des roches et de leur degré de fracturation, ainsi que de l'interaction entre plantes, champignons mycorhiziens et communautés bactériennes.

Ainsi, *les agents d'altération des roches* sont :

- Chaleur solaire et variation de température ;

- Atmosphère : foudre, vent chargé de particules minérales, humidité, oxygène ;
- Eau : Action des glaciers (moraines)  
Action des eaux courantes et des vagues littorales,  
Action d'imbibition (éclatement par gel),  
Action dissolvante,  
Action chimique et physico-chimique (hydratation, oxydation, réduction)
- Agents biologiques :  
Action physique (élargissement des fentes par racines),  
Action chimique (attaque des roches par des acides d'origine biologique).

La vitesse de décomposition variera alors en fonction des paramètres suivants :

- Le climat
- La profondeur
- La texture et la composition chimique de la roche,
- La préparation mécanique à la décomposition (broyage tectonique)

Au cours de l'altération, deux types de mécanismes entrent en jeu, avec le plus souvent des effets synergiques : les processus physiques ou mécaniques et les processus chimiques.

### 2.2.3.1. Désagrégation physique des roches

La désagrégation va être soit dynamique, soit statique.

#### a) Désagrégation dynamique

Il s'agit d'une désagrégation des matériaux qui s'opère au cours de leur déplacement soit par les cours d'eau soit par le vent. Les blocs de roches sont ainsi fragmentés en multitude de petits grains de calibre réduit.

L'intensité de cette désagrégation dépend de la nature de la roche. Ainsi, il faudra un parcours (par l'eau) double pour un granite pour avoir les mêmes effets sur un bloc de gneiss.

Pour le sable, on trouvera le transport éolien qui est abrasif.

#### b) Désagrégation statique

L'alternance des températures de jour avec celles de la nuit va provoquer la desquamation des roches. En milieu tempérée et polaire, cette desquamation est provoquée en réalité par les phases de gel et de dégel qui vont faire travailler les roches. Par contre, en milieu tropical, les variations de températures diurnes et nocturnes sont responsables de ces cassures des roches. On peut également avoir l'action des racines des plantes qui vont s'insérer dans les roches et en provoquer des cassures.

Des processus suivants participent à la désagrégation physique des roches :

**i) La cryoclastie** : processus mécaniques géomorphologique de réduction élémentaire des roches et des minéraux provoqués par l'alternance de phases de gel et de dégel. L'augmentation du volume de l'eau des fissures de l'ordre de 10 % (passage de la phase liquide à la phase solide) va exercer des pressions disruptives importantes au sein de la roche et, il s'en suit une fragmentation de la roche en débris anguleux. Ce phénomène est plus important dans les zones polaires.

**ii) L'haloclastie** : c'est un processus lié à la cristallisation de sels. Les solutions salines ayant pénétré dans les fissures des roches et dans les pores. Par évaporation, les sels cristallisent et les cristaux ainsi formés exercent une pression importante sur les parois des pores. Après plusieurs cycles de cristallisation, la roche peut se rompre soit grain à grain (*alvéolisation*), soit par plaques (*desquamation*). Les sels les plus associés à ce processus sont, entre autres :

- Halite (sel de table ou de mer) apportée par les embruns dans les zones côtières,

- Gypse (sulfate de calcium  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) issu de l'oxydation de la pyrite (sulfure de fer :  $\text{FeS}_2$ )

Cette action d'haloclastie dissocie surtout les roches poreuses ou fissurées

**iii) La thermoclastie** : Ce processus de désagrégation est lié aux variations de la température (alternance de périodes chaudes et froides : jour/nuit ou face au soleil/face à l'ombre). Son action est très importante dans les déserts chauds.

**iv) Alternance de phases d'humidification/sécheresse** : C'est la création des fissures due aux cycles saisonniers d'humidification/sécheresse. L'eau qui s'emmagasiné en particulier dans les roches argileuses provoque des fissures de retrait en séchant.

**v) Actions biologiques** : Action mécanique des racines des végétaux ou des animaux (terriers des animaux fouisseurs...) sur les roches.

### 2.2.3.2. Altération chimique

L'altération chimique d'une roche est sa décomposition causée par des réactions chimiques avec l'eau, les acides ou d'autres agents, menant à la formation de nouveaux minéraux ou à la dissolution d'éléments dans l'eau, transformant ainsi la composition initiale de la roche mère.

#### i) Altération par simple dissolution ou simple solution

C'est une réaction simple qui fait intervenir l'eau et/ou un acide et pour laquelle un minéral est décomposé en ses ions constitutifs.

Exemples :

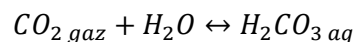
Le quartz :  $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_4\text{SiO}_4$  (faible solubilité du quartz : 6 ppm dans les eaux de surface)

La calcite :  $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$  (grande solubilité de la calcite, même sous l'eau de pluie)

La halite :  $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$  (sel extrêmement soluble : dissolution complète dans l'eau)

#### ii) Altération par dissolution assistée par les gaz dissous

Ce mécanisme s'applique particulièrement sur les roches carbonatées. Le  $\text{CO}_2$ , constamment présent en quantité variable en équilibre avec le solvant  $\text{H}_2\text{O}$  est transformé en gaz carbonique qui en son tour dissout la calcite.

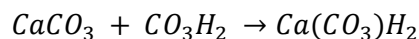


La solubilité de la calcite dépend donc de la capacité de  $\text{H}_2\text{O}$  à dissoudre  $\text{CO}_2_{\text{gaz}}$ , c'est-à-dire de la pression du  $\text{CO}_2$  et de la température.

#### Note : La décarbonatation

C'est la dissolution du carbonate du matériau originel. Cette action concerne le matériau ou le sol (horizon supérieur).

La décarbonatation a lieu grâce à des acides organiques ( $\text{CO}_2$  dissout) :



$\text{Ca}(\text{CO}_3)\text{H}_2$  est soluble, donc entraîné par les eaux, hors du profil de sol.

C'est principalement le calcaire actif (en fines particules de 50 à 100 $\mu\text{m}$  de  $\text{CaCO}_3$ ) qui est susceptible d'être facilement solubilisé. Les blocs sont bien moins actifs.

L'azote nitrique peut aussi agir ; il vient de la minéralisation de composés organiques, mais aussi des acides organiques fournis par certaines litières.

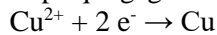
Généralement ce qu'il reste sont des « argiles de décarbonatation ». Ces derniers ont tendance à rester sur place. On a donc une couche argileuse qui surmonte la couche calcaire. Les dolines sont des dépressions où s'accumulent les argiles.

La décarbonatation est majoritaire sur les calcaires durs ou sur les dolomies : la roche mère est donc souvent décarbonatée.

### iii) Altération par oxydation/réduction

Une **oxydation** est une perte d'électrons (donc une augmentation du nombre d'oxydation). Par exemple :  $\text{Na} \rightarrow \text{Na}^+ + e^-$

Cette perte d'électrons ne se produit que s'il existe un autre corps susceptible d'accepter ce don. Ce dernier corps qui gagne les électrons est alors réduit. On parle de réaction de **réduction**.



Le meilleur agent oxydant (qui capte les électrons) est l'oxygène tandis que le réducteur majeur est le plus souvent la matière organique.

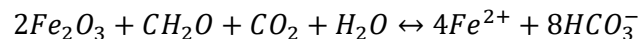
Exemple de réaction d'oxydation :  $\text{FeS}_2 + \text{O}_2 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{S}$   
(Pyrite) (hématite)

$\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + 6\text{O}_2 \rightarrow 6\text{CO}_2 + 6\text{H}_2\text{O}$   
(matière organique)

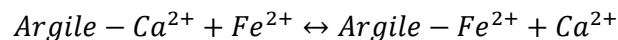
L'oxydation de la matière organique (également représentée le plus souvent par  $\text{CH}_2\text{O}$ ) aboutit à la production de l'eau et du  $\text{CO}_2$  dont le rôle dans les processus de dissolution est déjà évoqué.

Dans les sols, le phénomène d'oxydation le plus connu est la transformation du fer ferreux ( $\text{Fe}^{2+}$ ) en fer ferrique ( $\text{Fe}^{3+}$ ) de couleur rouge – orange. Ce mécanisme, appelé *ferrolyse*, est particulier aux argiles de sols périodiquement inondés.

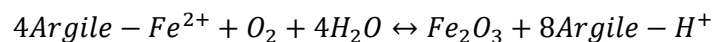
En condition d'hydromorphie, la pénurie de l' $\text{O}_2$  crée par contre un milieu réducteur où le fer ferrique insoluble ( $\text{Fe}^{3+}$ ) est réduit en fer ferreux soluble ( $\text{Fe}^{2+}$ ). Le fer ferrique passe à l'état de fer ferreux suivant la réaction :



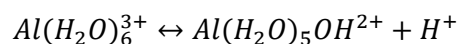
Ce fer réduit peut migrer latéralement ou verticalement. Il se fixe sur les argiles suivant la réaction d'échange :



Lors du retour des conditions d'aérobie (milieu oxydant), le fer ferreux adsorbé sur l'argile s'oxyde et précipite sous forme oxydé alors que sa place sur les sites d'échange est occupée par les ions  $\text{H}^+$  :



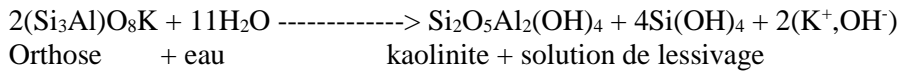
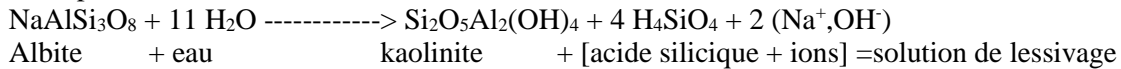
Le groupe Argile- $\text{H}^+$  a tendance à se décomposer, parce que les protons  $\text{H}^+$  pénètrent dans les couches octaédriques et prennent la place des ions  $\text{Al}^{3+}$  qui sortent du réseau de l'argile et sont adsorbés en surface. En même temps les couches tétraédriques n'étant plus liées par les ions  $\text{Al}^{3+}$  sont brisées et de la silice est libérée. La répétition de ce processus entraîne la dégradation des argiles et l'acidification du sol en raison de la présence d'ions  $\text{Al}^{3+}$  susceptibles de libérer les ions  $\text{H}^+$  suivant la réaction :



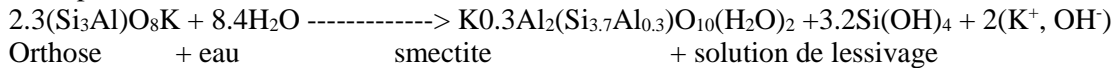


avec l'alumine pour former un nouveau minéral qui peut être une argile 1/1 (la kaolinite par exemple et on parle de **monosiallisation**) ou une argile 2/1 de type smectite (**bisiallisation**).

Exemple 1 : Monosiallisation



Exemple 2 : Bisiallisation



On constate facilement qu'en fonction de la quantité d'eau disponible, l'hydrolyse de l'orthose, par exemple, peut conduire à la formation d'argiles de nature différente.

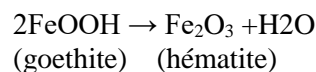
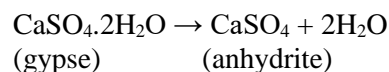
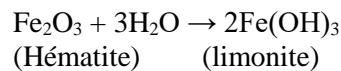
#### v) Altération par acidolyse

C'est un type d'hydrolyse qui ne se produit qu'en milieu acide ( $\text{pH} < 4$ ). L'acidolyse est une hydrolyse qui, lorsqu'elle est totale, conduit à la mise en solution de tous les constituants du minéral y compris l'aluminium. Les constituants libérés peuvent être dissociés sous forme ionique ou non dissociés (complexes, surtout organo-minéraux). C'est pour cette raison que l'on parle aussi d'acidocomplexolyse.

#### vi) Altération par hydratation / déshydratation

C'est le gain de molécules d'eau pour former un minéral hydraté ou le processus inverse (perte de molécules d'eau par un minéral pour former un autre minéral et de l'eau).

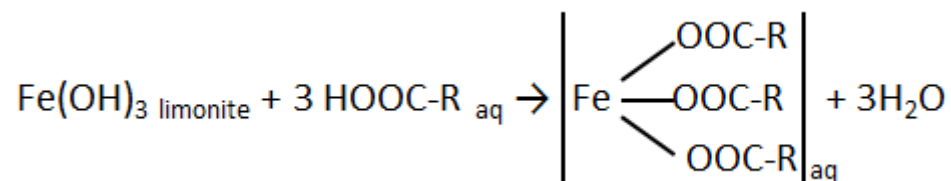
Exemples :



#### vii) Altération par complexation (ou par chélation)

Dans ce mécanisme, l'eau liquide dissout les acides organiques complexants provenant soit de la décomposition de la matière organique (de la surface du sol), soit du métabolisme des organismes vivants (exsudats racinaires ou d'organismes divers).

Exemple :



Où  $\text{HCOO-R}$  est un acide organique de faible (Ex : acide citrique, acide oxalique) ou de fort (acide humique) poids moléculaire. Le complexe formé est d'autant plus soluble et mobile que son poids moléculaire est plus faible.

La particularité de ce mécanisme est qu'il agit surtout aux deux extrêmes de l'altération :

- i) lors des premiers stades de la colonisation des roches nues par la végétation (c'est-à-dire par les mousses et les lichens qui excrètent les acides complexants).
- ii) sur des manteaux d'altération qui ne contiennent plus que des minéraux résistants ou peu sensibles à l'hydrolyse. A ce stade, il mobilise des éléments comme l'aluminium et le fer c'est-à-dire des éléments qui généralement sont inclus dans les minéraux résiduels produits par hydrolyse (oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium et alumino-silicates argileux).

### viii) Conséquences de l'altération chimique

1. L'altération chimique contribue à ameublir les roches cohérentes. Cet ameublissement conduit à la formation du **manteau d'altération** où peuvent coexister des éléments aussi différents comme des blocs ou des minéraux individuels comme les grains de quartz ou de feldspath élémentaires de la roche initiale.
2. Par altération des roches, certains minéraux disparaissent tandis que d'autres apparaissent. Ces modifications minéralogiques sont essentiellement dues aux soustractions d'éléments qui accompagnent l'altération chimique.
3. L'altération chimique est le point de départ des transports en solution et la cause du triage géochimique des éléments sur le continent. Les éléments les plus mobiles (ex :  $\text{Na}^+_{\text{aq}}$ ) sont emportés par l'eau jusqu'à l'océan et, les moins mobiles (ex :  $\text{Al}^{3+}$ ) s'accumulent dans le manteau d'altération. Les éléments moyennement mobiles (ex :  $\text{Ca}^{2+}$ ) ou peu mobiles (fer surtout forme ferrique et le silicium sous forme de silice) peuvent participer à des réactions d'altération inverse (*reverse weathering* en anglais) aboutissant à la formation des latérites, des encroûtements calcaires, des silicifications continentales, etc.

## 2.2.4. Transferts dans le profil et le paysage

Les processus de transfert contrôlent la différenciation des sols en horizons éluviaux et illuviaux et leur distribution dans le paysage ; ils impliquent la mobilisation (dans le sens de rendre mobile), le transport et l'immobilisation de certains éléments.

Les espèces, dont la migration présente le plus d'importance en pédogénèse, sont la silice, le fer, l'aluminium, la matière organique et l'argile.

### 2.2.4.1. La silice

La silice peut migrer dans le profil sous forme monomère  $\text{Si}(\text{OH})_4$ . La solubilité de la silice est indépendante du pH (sauf à des pH très élevés). Elle dépend de la nature des minéraux silicatés. Cette solubilité est fonction de la température : 120 ppm à 25°C, 160 ppm à 40°C (pour la silice amorphe). Lorsque le degré de cristallinité du silicate augmente (opale → calcédoine → Quartz), la solubilité de la silice décroît (→ 7 ppm).

Dans les sols tempérés, la plus grande partie de la silice entraînée sous forme soluble est éliminée du profil et se retrouve dans les eaux de drainage profond. La néoformation d'argiles secondaires, à partir de cette silice, est peu importante étant donné l'abondance habituelle de matières organiques dans ces sols (complexolyse qui soustrait Al et Fe à une réaction possible avec la silice).

Dans les sols tropicaux, sous climat très humide, la dissolution de la silice est beaucoup plus importante qu'en climat tempéré. Par contre, son élimination du profil est limitée par la néoformation d'argile, rendue possible par la pauvreté de ces sols en matières organiques.

### 2.2.4.2. L'aluminium

L'aluminium est soluble en milieu acide et en milieu basique. En milieu neutre, il précipite en hydroxyde  $\text{Al}(\text{OH})_3$  (Figure 2.1).

En théorie, l'aluminium peut migrer en milieu acide sous forme ionique. Cependant, à cause de sa charge positive, il sera retenu sur les complexe d'échange argilo-humique et son lessivage sera limité. Son action floculante (liée à sa valence élevée) sur les argiles et son rôle de pont entre argile et humus font que l'aluminium est plutôt un facteur qui empêche les mouvements dans le profil.

Une possibilité de migration pour l'Al est la formation de complexes ou chélates avec de petites molécules organiques (podzols) : cette forme de migration est appelée **chéluviation** (chélates-éluviation).

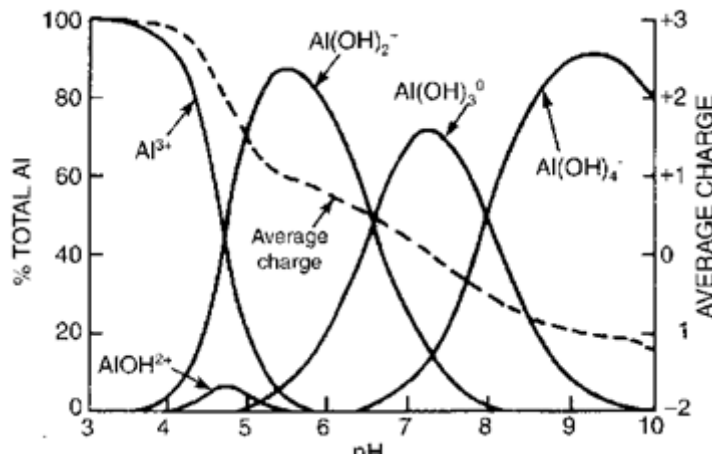


Figure 2. 1: Spéciation de l'aluminium en milieu aquatique en fonction du pH (Cooke et al., 2005)

#### 2.2.4.3. Le fer

La solubilité du fer dépend notamment de son état d'oxydation. Au pH habituels des sols, la seule possibilité de migration du fer sous forme ionique est la forme réduite  $Fe^{2+}$ .

Cependant, comme l'Al, le  $Fe^{2+}$  peut être retenu sur les complexes d'échange. Son action floculante et son rôle de pont argilo-humique sont toutefois beaucoup moins marqué que pour l'Al.

Par contre, le  $Fe^{3+}$  peut aussi former des complexes argile-fer-humus très stables. Cette évolution de l'humus est appelée **brunification**.

Comme l'Al, le principal mode de déplacement du fer se produit sous forme de complexes ou chélates de  $Fe^{III}$  et  $Fe^{II}$  avec de petites molécules organiques (podzols) = **chéluviation**.

#### 2.2.4.4. La matière organique

Les migrations « chimiques » de matières organiques sont limitées aux molécules de faibles poids moléculaires, précurseurs humiques et acides fulviques surtout, qui ont un pouvoir complexant élevé vis-à-vis des cations multivalents tels que  $Fe^{3+}$  et  $Al^{3+}$ .

La solubilité de ces complexes organo-métalliques diminue à mesure que le rapport cation/anion augmente ; c'est-à-dire à mesure que les anions organiques se chargent en cations (venant de l'altération) au cours de leur transfert dans le profil et que d'autre part, la biodégradation réduit le caractère anionique de ces molécules (décarboxylation :  $-COO^- \rightarrow CO_{2gaz}$ ). Cette double cause est responsable de l'immobilisation de la matière organique au sein de l'horizon Bh podzolique.

Les humus de type **moder** et surtout **mor**, pauvres en cations, sont les seuls capables à la mobilisation chimique de la matière organique. Elle est immédiatement insolubilisée dans les humus de type **mull**, formés de matériaux riches en cations (fer et autres).

Une autre possibilité complémentaire d'insolubilisation des molécules organiques anioniques est leur adsorption sur les argiles et les oxyhydroxydes, soit directement sur les charges positives de ces minéraux (à pH faible), soit par l'intermédiaire de ponts cationiques entre les charges négatives minérales et organiques.

Une manière de migration mécanique est celle rendue par la faune du sol (lombrics) et le développement des racines.

#### 2.2.4.5. Les argiles

Le transport mécanique des particules fines d'argiles à l'état dispersé par les eaux de gravité est à la base de la formation d'un horizon B enrichi en argile et d'un horizon E appauvri en argile.

Le mouvement des argiles dans le profil se fait au travers les pores moyens et grossiers ; la formation de fissures, de fentes de rétraction, de clivages bien marqués entre les éléments structuraux, de canaux d'origine biologique (faune, racines) favorise bien sûr la migration d'argile.

D'autres facteurs favorisent la mobilisation de l'argile. Il s'agit notamment de :

i) la **peptisation** (individualisation de microcristaux, jusqu'aux feuillets individuels dans le cas de smectites). Elle est plus marquée en cas d'appauvrissement en cations di et trivalents et en cas d'enrichissement en cations monovalents ( $\text{Na}^+$ ). Certains types d'argiles comme les argiles gonflantes sont plus sensibles à la peptisation.

ii) la matière organique. Dans les sols à faible teneur en matière organique, surtout dans les sols acides, le haut pouvoir complexant des quelques molécules organiques présentes (vis-à-vis de l'Al notamment) va anéantir le pouvoir complexant de ce cation.

Les argiles ainsi entraînées vont se déposer après ralentissement de l'eau à sa rencontre avec un horizon plus dense et à microporosité réduite. Elles se déposeront aussi dans les endroits du profil où les conditions physico-chimiques provoquent la floculation, par exemple au contact du calcaire.

#### 2.2.4.6. Les sels solubles

La migration sous forme ionique soluble (**lixiviation**) concerne surtout les cations dits basiques ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ). La mobilisation de ces cations entraîne une désaturation des complexes d'échange (au profit de  $\text{H}^+$  et  $\text{Al}^{3+}$ ), si ce sol ne contient pas de constituants susceptibles de régénérer ces cations assez rapidement tels que la calcite, la dolomite et le gypse.

### 2.3. Influence du climat, de la topographie et de la roche mère sur la nature des argiles formées

Les argiles formées par altération dépendent de trois facteurs à savoir la nature de la roche-mère, le climat et la topographie (Figures 2.2 et 2.3).

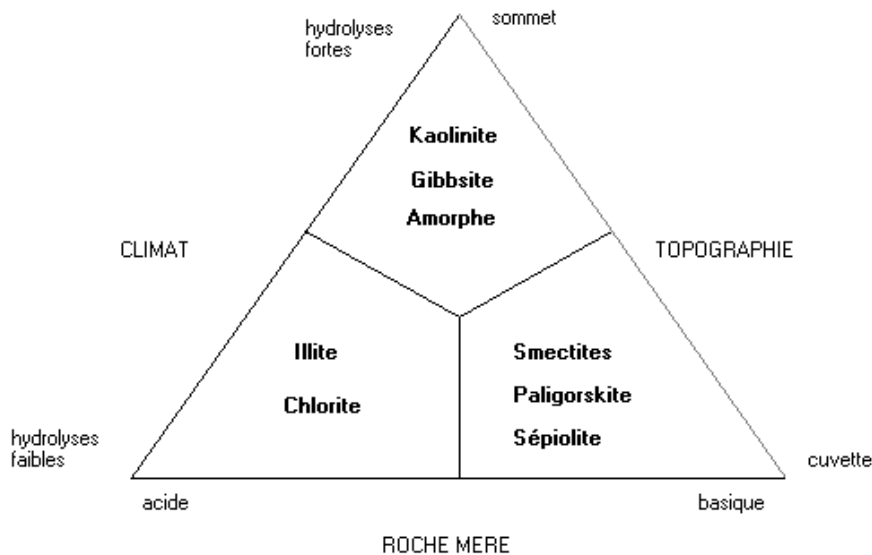


Figure 2. 2: Facteurs dont dépend la nature de l'argile formée (Source : <https://www.u-picardie.fr/beauchamp/mst/argiles.htm>)

- **La nature de la roche-mère** : l'altération d'une roche acide (ex : granite) aboutit à la formation de l'illite ou de la kaolinite alors que celle d'une roche basique (ex : basalte) donne plutôt des smectites.

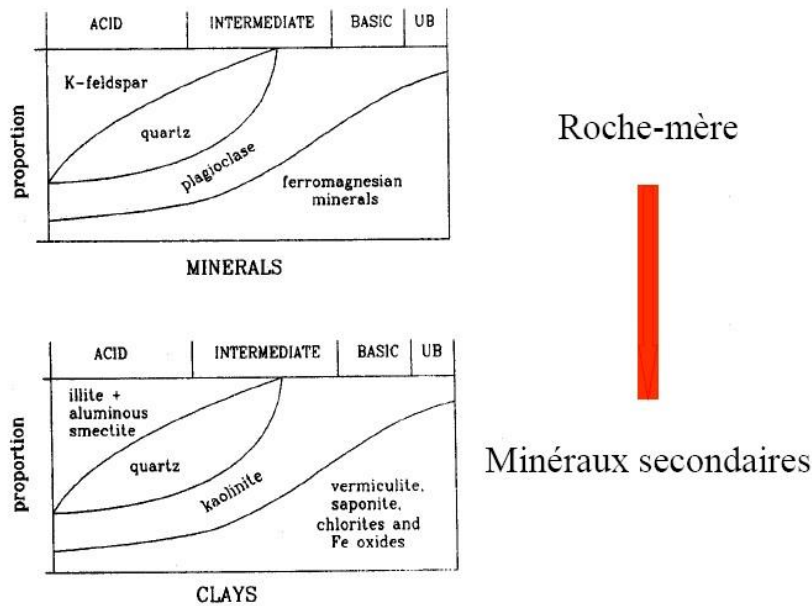


Figure 2. 3: Influence de la nature de la roche-mère sur la composition des minéraux secondaires (Source : <http://eduterre.ens-lyon.fr/thematiques/hydro/erosion/hydrolyse>)

A côté de l'influence de la nature de la roche-mère, les minéraux ne se prêtent pas de la même façon à l'altération et ne donnent pas les mêmes sortes d'argiles. Ainsi :

- L'olivine, et les péridots en général, sont les plus fragiles et s'altèrent fréquemment en *serpentine* (silicate hydraté de Mg et Fe) ;
- Les pyroxènes (ex : l'augite) donne une *amphibole verte*, l'ouralite ;
- Les amphiboles (ex : l'hornblende) se transforment en minéraux fibreux dont l'*amiante* ;
- La biotite peut donner plusieurs minéraux d'altération dont *les chlorites*, silicate d'Al et Mg hydraté, de couleur verte ;
- La muscovite est moins altérable mais, par hydrolyse, donne des *vermiculites* ou hydromicas ;
- Le quartz est quasi inaltérable, cependant il peut être légèrement soluble dans l'eau, surtout si elle est alcaline.

- **Le climat** : facteur qui conditionnant la présence plus ou moins abondante de l'eau et de la température.

- **La topographie** commande le drainage : sur une pente (drainage et lessivage bons), la formation de la kaolinite est favorisée ; dans une cuvette (milieu confiné où se concentrent les solutions), se forment plutôt des smectites.

Pour une altération et un lessivage faible, des argiles de type 2/1 (ex : illites, montmorillonites) se forment. Avec l'augmentation de l'intensité de ces paramètres, ce sont les argiles de type 1/1 (ex : kaolinite) qui sont synthétisées. Pour un fort lessivage, les cations solubles sont entraînés et les phyllosilicates ne peuvent plus se former : il reste alors sur place le quartz et les oxydes de fer et d'aluminium.

## 2.4. Organisation des sols

### 2.4.1. Profil pédologique et horizons pédologiques

L'altération des roches s'effectue par les **processus physiques** et **chimiques**. Les processus physiques s'opèrent essentiellement par microdivision de particules grossières, par exemple micas-argiles). Les processus physiques mettent en jeu un ou plusieurs agents d'altération : l'eau

La décomposition de la roche en place (**roche-mère géologique**) fournit un matériau, plus ou moins meuble (**roche-mère pédologique**), colonisé progressivement par une végétation de plus en plus différenciée. Celle-ci ramène sur le sol une quantité, plus ou moins importante, de

résidus, dont la transformation donne naissance à l'humus. Certains composés de l'humus, en association avec les mouvements d'eau au sein du sol, peuvent provoquer des déplacements de substances (migrations), conduisant à l'apparition de couches superposées, plus ou moins distinctes, certaines appauvries, d'autres enrichies en ces substances (Figure 2.4). L'ensemble de ces **horizons** constitue le **profil**.

Le déroulement de ces phénomènes est plus ou moins rapide, plus ou moins complet, sous l'influence de divers facteurs (facteurs pédogénétiques) : en un endroit donné, le sol est la résultante de l'action combinée des facteurs pédogénétiques : climat, roche-mère, géomorphologie, organismes vivants, temps.

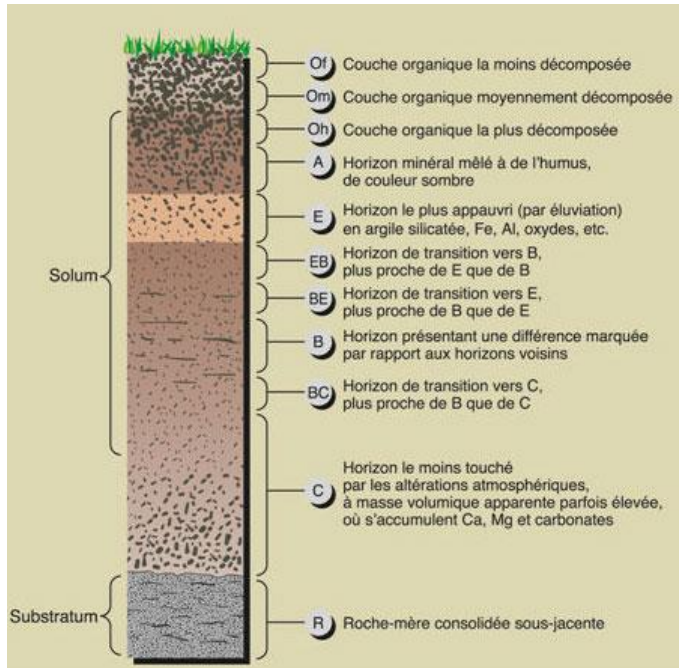


Figure 2. 4: illustration de l'organisation du sol en horizons du profil pédologique (Source : [http://unt.unice.fr/uoh/degsol/img/exemple\\_profil\\_podologique.jpg](http://unt.unice.fr/uoh/degsol/img/exemple_profil_podologique.jpg))

#### 2.4.2. Dénomination des horizons (système FAO)

Les horizons sont désignés par des sigles, constitués de lettres et des chiffres selon les principes suivants :

- Le sigle principal est formé par un ou deux des lettres majuscules O, H, A, E, B, C et R qui montre le caractère principal de l'horizon.

Tableau 2. 1. Dénomination des horizons du sol avec des lettres majuscules

Désignation	Caractéristiques de l'horizon
O	Horizon holorganique non tourbeux (anciennement noté Ao)
H	Horizon holorganique tourbeux
A	Horizon de surface enrichi en MO (horizon humifère ou hémiorganique) ou ne présentant de caractère d'un E ou d'un B (anciennement noté A1)
E	Horizon éluvial appauvri en argile et/ou humus et/ou sesquioxydes, etc (anciennement noté A2)
B	Horizon illuvial enrichi en éléments provenant de l'horizon E ou horizon d'altération
C	Roche-mère, plus ou moins meuble, permettant encore un développement significatif du système racinaire
R	Roche-mère dure, continue, plus ou moins fissurée mais ne permettant pas le développement significatif du système racinaire.

Dans certains profils pédologiques, des combinaisons de ces dernières lettres servent à désigner les horizons de transition. Par exemple AB, BE, etc

- un suffixe alphabétique, de une ou deux lettres minuscules, servant à préciser le caractère de l'horizon. Les principaux suffixes sont :

**Tableau 2. 2. Utilisation des suffixes dans la dénomination des horizons des sols**

Suffixe	Caractère désigné
c	Accumulation concrétionnaire, souvent utilisé en combinaison avec une autre lettre : cs : accumulation de sesquioxydes ck : accumulation de calcaire ...
l	Présence de matière organique non décomposée (ex : Ol = couche L)
f	Présence de matière organique semi-décomposée (ex : Of = couche F)
h	Présence de matière organique décomposée (ex : Oh = couche H, Ah, Bh)
g	Présence de taches d'oxydo-réduction ou pseudo-gley
m	Horizon plus ou moins cimenté ou induré (mk = cimenté par calcaire)
p	Horizon humifère remanié par les façons culturales (ex : Ap = couche arable des sols cultivés)
r	Horizons à sesquioxydes entièrement réduits, sous l'influence d'une nappe aquifère (quasi-) permanent (gley)
s	Accumulation de sesquioxydes (Fe et Al) (ex : Bs)
t	Accumulation d'argile (ex : Bt = horizon B textural)
w	Caractérise un horizon B apparent, se différenciant de ses voisins par un enrichissement en argile formée sur place, par la structure ou par la couleur : Bw (anciennement noté (B))

Un suffixe numérique peut servir à désigner des sous-horizons se différenciant par d'autres caractères que ceux qui susmentionnés : importance du système racinaire, du système grossier, etc. Ex : Bt1, Bt2

- éventuellement, un préfixe numérique servant à désigner plusieurs roches-mères qui seraient présentes dans un profil. Le préfixe 1 désigne la roche-mère la plus superficielle, il est négligé dans le sigle.

### 5.4.3. Quelques éléments de guide pour la description des sols

**Le choix des points d'observation** est d'une première importance. Il est fonction de l'étendue du paysage à étudier (grand ou petit territoire), emplacement imposé ou non (anomalie culturelle par exemple). Dans tous les cas, il faut éviter les points dont l'influence de l'homme crée une particularité évidente ou des zones fortement perturbées (termitières par exemple, vieux chemin, ...).

**Creusement d'une fosse pédologique.** La préparation des observations commence par le creusement d'une fosse pédologique. Sa forme présente une paroi bien verticale soigneusement préparée pour les observations et descriptions. Les dimensions et profondeur doivent permettre une observation de tous les horizons constituant le solum de la surface jusqu'au matériau originel.

**Description de l'environnement du solum.** Antécédent climatique, situation géomorphologique et topographique, contexte géologique local, occupation du sol-végétation naturelle ou plante cultivée, aspect de la surface du terrain (affleurement de roches, porosité de surface), interventions humaines.

Grosso modo, les éléments essentiels auxquels on se base pour la description d'un profil pédologique sont repris dans le tableau ci-après.

Tableau 2. 3. Eléments de description du profil pédologique

Observation et description des sols	
<p>1. Découpage du solum en horizon</p> <p>a. Limites entre les horizons :</p> <p>i. contrastes,</p> <p>ii. transitions : très nette, nette, distincte, graduelle, diffuse</p> <p>iii. formes des limites : régulière, ondulée, irrégulière, interrompues</p> <p>b. Profondeurs et épaisseurs des horizons</p> <p>c. Taches ou horizons discontinus</p> <p>d. Langues</p> <p>2. Hétérogénéité des horizons : éléments grossiers, taches, revêtements, galeries, fissures, ...</p> <p>3. Etat d'humidité :</p> <p>a. sec, frais, humide, très humide, saturé,</p> <p>b. suintement,</p> <p>4. Couleur</p> <p>5. Texture</p> <p>6. Éléments grossiers :</p> <p>a. Abondance au sein de l'horizon, répartition</p> <p>b. Types d'éléments grossiers : graviers, cailloux, pierres, blocs</p> <p>c. Durété ou gélivité</p> <p>d. État d'altération, forme, disposition, dimension</p> <p>e. Discontinuité entre deux horizons : cas de <b>stonelines</b>,</p> <p>7. Structure des horizons</p> <p>a. Structures sans agrégats</p> <p>i. Structures lithiques</p> <p>ii. Structures massiques</p> <p>iii. Structures particulières</p> <p>b. Structures en agrégats</p> <p>i. Grenue</p> <p>ii. Microgrumeleuse</p> <p>iii. Lamellaire</p> <p>iv. Prismatique</p> <p>v. Cubique</p> <p>vi. En colonnes</p>	<p>8. Revêtements et traits pédologiques liés aux faces des agrégats</p> <p>a. Nature des revêtements</p> <p>i. Humifères</p> <p>ii. Argileux</p> <p>iii. Argilo-humifères</p> <p>iv. Humo-ferrugineux</p> <p>v. Oxydes</p> <p>vi. Sels solubles</p> <p>vii. Calcaires, ....</p> <p>b. Couleur</p> <p>c. abondance</p> <p>9. Porosité, vides : inter-agrégats, intra-agrégats, forme, continuité, régularité, abondance, dimension</p> <p>10. Propriétés mécaniques</p> <p>a. Compacité : meuble, peu compact, compact, très compact</p> <p>b. Adhésivité</p> <p>c. Plasticité</p> <p>d. Friabilité</p> <p>e. Fragilité, dureté, cimentation</p> <p>11. Racines : dimension, abondance, localisation, orientation, pénétration, nature et état des racines, forme, état sanitaire,</p> <p>12. Effervescence à l'HCl : calcaire (<math>\text{CaCO}_3 + 2\text{HCl} \rightarrow \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \uparrow</math>)</p> <p>13. Éléments dits secondaires : calcaires, nodules, ...</p> <p>14. Mesures et tests complémentaires sur le terrain</p> <p>a. pH, potentiel rédox</p> <p>b. test de salinité par léchage</p> <p>15. Matière organique</p> <p>16. Trace d'activités biologiques ou humaines</p> <p>17. Roche sous-jacente : nature et état</p> <p>a. Roche dure</p> <p>b. Roche meuble</p> <p>c. Roche fragmentée</p>

## CHAPITRE III : LA FRACTION MINERALE DU SOL

La fraction minérale du sol est composée en majeure partie de fragments de roches et de minéraux qui en sont issus. Ce sont donc des minéraux originels inaltérés ou des minéraux originels plus ou moins profondément transformés par les processus d'altération, auxquels peuvent s'ajouter des minéraux de néoformation, spécifiques du milieu édaphique. L'ensemble de ces minéraux est distribué dans les différentes fractions granulométriques du sol, déterminant sa texture.

A côté des fragments de roches et des minéraux issus de leur altération, le sol, surtout volcanique, contient aussi une proportion plus ou moins importante de constituants minéraux amorphes (c'est-à-dire non cristallins), dont le rôle au point de vue pédologique n'est pas à négliger.

Une partie des éléments minéraux du sol est présente sous forme d'ions (cations et anions), soit à l'état dissout dans la solution du sol, soit adsorbés à la surface des colloïdes organo-minéraux (éléments dits "échangeables").

La nature des différents minéraux présents dans un sol et leur distribution verticale en son sein, sont déterminées par :

- 1) La composition de la roche-mère dont sont issus les principaux minéraux du sol (minéraux hérités).
- 2) Les processus pédogénétiques qui peuvent détruire certains minéraux, modifier plus ou moins profondément d'autres minéraux (altération) ou en engendrer de nouveaux (processus de néoformation). Par ailleurs, les minéraux les plus résistants à l'altération peuvent s'accumuler sous forme résiduelle (c'est le cas du quartz) alors que les minéraux de petite taille ( $< 2 \mu\text{m}$ ) peuvent éventuellement être mobilisés et se concentrer préférentiellement dans certains horizons d'accumulation (phénomène de lessivage des argiles). Les minéraux ne s'altèrent donc pas à une même vitesse même s'ils sont soumis aux mêmes conditions environnementales. Il y en a qui s'altèrent facilement et rapidement et d'autres lentement (Figure 3.1).

Dans la fraction inorganique cristallisée, on distingue deux types principaux de constituants : les minéraux primaires et les minéraux secondaires.

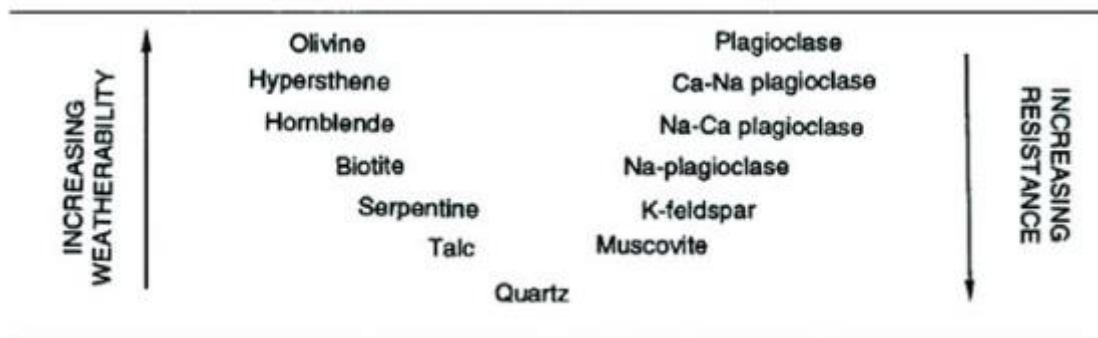


Figure 3. 1. Echelle d'altérabilité des minéraux (Source : Amat et al., 2015)

### 3.1. Les minéraux primaires

Il existe une dizaine de minéraux primaires essentiels. Ils proviennent des minéraux constitutifs des roches magmatiques, c'est-à-dire ceux qui se sont formés lors de la cristallisation des magmas, dans des conditions de température et de pression totalement différentes de celles qui prévalent à la surface de la lithosphère. Ils sont en conséquence plus ou moins instables dans les couvertures pédologiques où l'ambiance physico-chimique est plus oxydante et le milieu plus hydraté ; ils peuvent alors s'y

transformer en minéraux dits « secondaires », à l'issue de processus d'altération plus ou moins intenses et plus ou moins complets.

Les minéraux primaires peuvent soit être hérités directement de roches magmatiques ou métamorphiques, soit provenir de roches sédimentaires où leur présence est liée au cycle géologique.

Presque tous les minéraux primaires sont des silicates ou des aluminosilicates de composition chimique variée. **Quartz, feldspaths et micas** sont les minéraux majeurs (constituants qualifiés d'essentiels en pétrographie) ; **les péridots, les pyroxènes et les amphiboles** sont des minéraux accessoires.

### 3.2. Les minéraux secondaires

Ce sont essentiellement des phyllosilicates (minéraux argileux), des oxyhydroxydes (de fer, d'aluminium, de manganèse,...), des carbonates (de calcium, de magnésium), des sulfates (de calcium : gypse) et des chlorures (de sodium : halite).

Les minéraux argileux et les oxyhydroxydes constituent le **complexe d'altération** des sols.

Les minéraux primaires sont, dans la plupart des sols, principalement distribués dans les fractions granulométriques grossières (sableuse : 2.000 à 50 $\mu$ m et limoneuse : 50 à 2  $\mu$ m). A l'opposé, les minéraux secondaires et particulièrement les argiles minéralogiques et les oxyhydroxydes sont dominants dans la fraction fine du sol, c'est-à-dire celle dont la taille est < 2  $\mu$ m (= argile granulométrique).

Il convient toutefois de noter que si les fractions sableuses et limoneuses des sols sont en règle générale dominées par le quartz et les silicates primaires, dans certains sols des régions tropicales, ces mêmes fractions granulométriques peuvent être composées en ordre principal d'oxyhydroxydes de fer et d'aluminium, donc de minéraux secondaires. En région aride également, les fractions grossières peuvent s'enrichir en calcite ( $\text{CaCO}_3$ ) et/ou en gypse ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ).

Inversement, si les minéraux primaires sont généralement absents des fractions < 2  $\mu$ m des sols ayant subi une forte altération (exception faite des moins altérables d'entre eux et notamment le quartz), ils peuvent par contre être présents dans la fraction argileuse des sols jeunes et encore peu altérés, surtout lorsqu'ils sont formés sur sédiments dont la granulométrie fine est due à des processus de division mécanique, comme c'est le cas par exemple pour les sédiments morainiques et les lœss.

Les minéraux les plus fréquents des roches métamorphiques sont ceux des roches magmatiques (quartz, feldspaths, micas, pyroxènes et amphiboles).

### 3.3. Classification des silicates

C'est le groupe le plus largement important des minéraux de l'écorce terrestre ; il représente à lui seul les 9/10 des minéraux. Leur classification repose sur le mode d'arrangement des tétraèdres siliciques les uns par rapport aux autres. On distingue alors six classes de silicates :

#### 1. Les tétraèdres isolés (nésosilicates)

Dans ce groupe, les tétraèdres  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  sont reliés entre eux par des cations comme  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ . Un exemple : L'olivine,  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ , est un minéral à structure fragile, facilement altérable, que l'on retrouve dans les roches ignées mafiques (basiques) et ultramafiques (ultrabasiqes), notamment dans les péridotites (roche plutonique) et le basalte (roche volcanique).

Un autre exemple de nésosilicate est le grénat.

## 2. Les tétraèdres en paires (sorosilicates)

Les tétraèdres sont reliés deux à deux partageant en commun un même atome d'oxygène et formant des groupes  $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ . Ils sont moins répandus. L'exemple – type est l'épidote.

## 3. Les tétraèdres en cercle (cyclosilicates)

Ces tétraèdres s'associent par deux sommets pour former des anneaux à trois maillons  $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$ , quatre maillons  $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$ , ou six maillons  $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$ . Ces silicates sont également rares. Les exemples types sont le béryl ( $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ : 6 maillons), la tourmaline (6 maillons).

## 4. Les tétraèdres en chaîne (inosilicates)

Ces tétraèdres sont associés linéairement pour former des chaînes simples ou doubles de longueur indéfinie, reliées entre elles par des cations. Ces minéraux généralement ferro-magnésiens sont peu résistants à l'altération.

**a) chaînes simples** : exemple - type: les pyroxènes (ex. l'augite)

Les tétraèdres ont deux sommets communs, ce qui donne la composition  $[\text{SiO}_3^{2-}]_n$ .

Les cations qui compensent ces charges et assurent ainsi la liaison entre les chaînes sont surtout  $\text{Fe}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  avec des proportions variables de  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Na}^+$ . On les retrouve notamment dans les roches ignées mafiques : gabbro (roche plutonique) et basalte (roche volcanique) et dans les roches métamorphiques.

**b) Chaînes doubles** : exemple – type : les amphiboles (par exemple : l'hornblende)

Deux chaînes simples sont unies entre elles par les sommets de tétraèdres, ce qui donne un réseau longitudinal de tétraèdres partageant chacun trois de leurs quatre oxygènes. La composition de cette double chaîne est donc  $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_n^{6-}$ .

Les cations qui unissent ces fibres sont aussi Mg, Fe, Ca, Na en proportions variables.

Les amphiboles sont communes dans les roches métamorphiques. On les retrouve aussi dans les roches ignées, moins basiques toutefois que celles qui sont riches en pyroxène.

NB : Les amphiboles peuvent avoir une structure fibreuse comme dans l'amiante ou asbeste.

## 5. Tétraèdres en feuillets (phyllosilicates)

Les phyllosilicates sont minéraux argileux *stricto sensu*. Chaque tétraèdre a en commun trois oxygènes avec les trois tétraèdres voisins. Ces oxygènes communs dessinent dans un plan des hexagones. La composition de ce plan est  $[(\text{Si}_2\text{O}_5)^{2-}]_n$ .

Les cations (Al, Fe, Mg, ...) qui alternent avec les feuillets tétraédriques sont hexacoordonnés, ce qui entraîne la superposition de couches d'octaèdres et de couches de tétraèdres.

Exemples – types : les micas

- Micas noirs ferromagnésiens : la biotite est très commune dans les roches ignées et métamorphiques, elle s'altère facilement. Formule :  $(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{Mg}, \text{Fe}^{\text{II}})_3(\text{OH})_2\text{K}$ .

- Micas blancs alumineux : la muscovite est fréquente dans les roches ignées plutoniques acides (granites), et les roches métamorphiques (micaschistes). Elle est difficilement altérable. Formule :  $(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}\text{Al}_2(\text{OH})_2\text{K}$ .

## 6. Les tétraèdres en réseau tridimensionnel (tectosilicates)

### a) Silice

Les tétraèdres sont liés par leurs quatre sommets ; chaque oxygène est donc partagé entre deux tétraèdres voisins. On a la composition  $(\text{SiO}_2)_n$ , formule qui ne fait pas apparaître de charge électrique non compensée. C'est la formule du quartz. D'autres variétés de silice (calcédoine, opale) sont mal cristallisées ou amorphes. Le quartz est un minéral fréquent des roches ignées acides plutoniques (granite) et volcaniques (ryolite), de même que les roches métamorphiques saturées en silice (quartzite). La dureté et la très faible solubilité du quartz en font un minéral très résistant à l'altération, très fréquent dans les roches sédimentaires (sables, grès, ...).

### b) Feldspaths

Si, par substitution isomorphique, certains tétraèdres ont leur centre occupé par  $\text{Al}^{3+}$ , il apparaît des charges électriques qui sont compensées par des cations (K, Na, Ca), se logeant dans les interstices du réseau. Cette structure est typique des feldspaths.

#### - Feldspaths potassiques (orthose ou orthoclase)

La compensation des charges est réalisée par  $\text{K}^+$ , avec de faibles proportions de  $\text{Na}^+$ .

Formule :  $(\text{SiO}_2)_3(\text{AlO}_2)\cdot\text{K}^+$  ou  $\text{KSi}_3\text{AlO}_8$ .

Le feldspath potassique se trouve en proportion importante dans les granites et granodiorite (roches ignées plutoniques), dans les rhyolites (roches ignées volcaniques), dans certaines roches métamorphiques (gneiss) et dans les grès feldspathiques (roches sédimentaires).

#### - Feldspaths sodico-potassiques (anorthose)

Ils sont plus riches en Na que les précédents et sont intermédiaires entre l'orthose ( $\text{KSi}_3\text{AlO}_8$ ) et l'albite ( $\text{NaSi}_3\text{AlO}_8$ ). L'anorthose est constitué de 60 % d'orthose et 40 % d'albite, ce que l'on note  $\text{Or}_{60} - \text{Ab}_{40}$ .

#### - Feldspaths sodico-calciques ou plagioclases



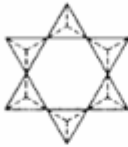
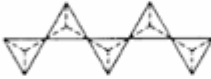
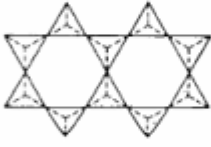
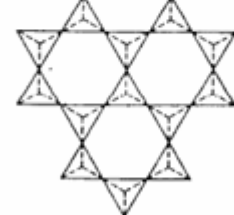
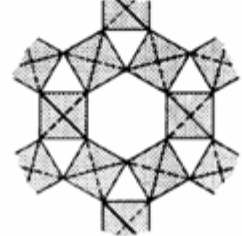
La compensation des charges inhérentes est réalisée par des proportions variables de  $\text{Na}^+$  et  $\text{Ca}^{2+}$ . Les plagioclases représentent une série continue (dite isomorphe) allant de l'albite ( $\text{NaSi}_3\text{AlO}_8$ , 100 % de Na) à l'anorthite ( $\text{CaSi}_2\text{Al}_2\text{O}_8$ , 100 % de Ca).

Dans cette série, la proportion de  $\text{SiO}_2$  varie puisque dans l'albite, la substitution de Si par Al se produit dans un tétraèdre sur quatre, alors que dans l'anorthite, cette substitution se produit dans deux tétraèdres sur quatre.

Les plagioclases se retrouvent surtout dans les roches ignées plutoniques (du granite au gabbro) et dans les roches ignées volcaniques correspondantes (des rhyolithes aux basaltes). Dans les roches volcaniques, les plagioclases sont plus importants à eux seuls (plus de 60 %) que tous les autres minéraux réunis.

Les feldspaths sont des minéraux altérables. Des ions  $H^+$  remplacent progressivement les ions  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ , ou  $K^+$  en pénétrant dans le réseau qui se déforme. La silice et l'alumine passent en solution ou s'accumulent dans une fraction insoluble selon les conditions du milieu. L'altération des feldspaths peut contribuer à la genèse des minéraux argileux, ainsi qu'à la production d'ions  $K^+$  essentiels à la nutrition des plantes.

Tableau 3. 1. Représentations schématiques des minéraux silicatés (Wilding *et al.*, 1983)

Silicate class	Arrangement of tetrahedra <sup>a</sup>	Structural group	T:O <sup>b</sup> ratio	Examples	Structural formula <sup>c</sup>
Nesosilicates		Independent Tetrahedra	1:4	Olivine Zircon Garnet Sphene Epidote	$(Mg,Fe)_2SiO_4$ $ZrSiO_4$ $R_1^2 R_2^2 (SiO_4)^d$ $CaTi(SiO_4)O$ $Ca_2(Al,Fe)_2(SiO_4)_2(OH)$
Sorosilicates		Double Tetrahedra	2:7	Hemimorphite	$Zn_4(Si_2O_7)(OH)_2 \cdot H_2O$
Cyclosilicates		Hexagonal rings of Tetrahedra	1:3	Tourmaline	$Na(Mg,Fe)_3Al_3BO_3Si_3O_{12}$
Inosilicates		Continuous single Tetrahedral chains	1:3	<i>Pyroxenes:</i> Augite Hypersthene	$Ca(Mg,Fe,Al)[(Si,Al)_2O_6]$ $(Mg,Fe)_2(Si_2O_6)$
Inosilicates		Continuous double Tetrahedral chains	4:11	<i>Amphibole:</i> Hornblende Actinolite	$Ca_2Na(Mg,Fe)_5(Al,Si)_7O_{22}(OH,F)_2$ $Ca_7(Mg,Fe)_3Si_8O_{22}(OH)_2$
Phyllosilicates		Continuous Tetrahedral Sheets	2:5	<i>Pyrophyllite</i> Talc <i>Micas:</i> Muscovite Illite Biotite Vermiculite Smectite <sup>e</sup> Kaolinite Serpentine	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ $KAl_2(Si_2Al)O_{10}(OH)_2$ $K_xAl_2(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_2$ $K(Mg,Fe)_2(Si_2Al)O_{10}(OH)_2$ $(Mg,Fe)_2(Si_{2-x}Al_x)O_{10}(OH)_2$ $(Al_{2-x}Mg_x)Si_4O_{10}(OH)_2$ $Al_2Si_2O_7(OH)_4$ $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$
Tectosilicates		Three-dimensional Tetrahedral framework	1:2	Quartz Opal <i>Feldspars:</i> Orthoclase Albite Anorthite <i>Feldspathoid:</i> Nepheline <i>Zeolite:</i> Analcite	$SiO_2$ $SiO_2 \cdot nH_2O$ $KAlSi_3O_8$ $NaAlSi_3O_8$ $CaAl_2Si_2O_8$ $NaAlSi_3O_8$ $NaAlSi_3O_8 \cdot H_2O$

$\beta$ -quartz projected on 0001

### 3.3.1. Structure des phyllosilicates

La structure dite phylliteuse implique la présence de feuillets qui sont constitués de deux « briques » élémentaires, représentées par les tétraèdres de silice (Figure 3.2, à gauche) et les octaèdres (Figure 3.2, à droite). Tétraèdres et octaèdres sont formés d'une « carcasse » anionique d'oxygène ou d'hydroxyle

(OH<sup>-</sup>) disposés en plans parallèles. La superposition de trois atomes d'oxygène situés dans un plan, à un autre d'oxygène situé dans un autre plan, forme un tétraèdre : les quatre atomes d'oxygène qui sont de grande taille (rayon 1,4 Å) laisse au centre une cavité tétraédrique où se placent les cations de petite taille comme Si ou Al. Trois des 4 atomes d'oxygène de chaque tétraèdre sont partagés avec d'autres tétraèdres ; ce qui aboutit à la formule de base Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub><sup>2-</sup> (Figure 3.2, à gauche). La plupart de phyllosilicates contiennent l'anion hydroxyl OH<sup>-</sup> localisé au centre des six tétraèdres (Figure 3.2, au centre) ; la formule devient alors Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>(OH)<sup>3-</sup>. Si d'autres cations sont liés aux feuillet SiO<sub>4</sub>, ils partagent les atomes d'oxygènes apicaux et les ions OH<sup>-</sup> liés aux autres cations en coordinence octaédrique. Ce qui forme une couche de cations (Fe<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Al<sup>3+</sup>), qui se produit en coordinence octaédrique, avec les ions O<sup>2-</sup> et OH<sup>-</sup> de la couche tétraédrique.

L'octaèdre est ainsi formé de la superposition de trois atomes d'oxygène situés dans un plan, à trois autres oxygènes dans un autre plan. Ces anions laissent des cavités dites octaédriques où viennent se mettre des cations de rayon important (Al, Fe, Mg, Mn, Cr, Ni, etc).

Les feuillets sont constitués par la superposition de tétraèdres (groupés en couches tétraédriques) et d'octaèdres (qui constituent la couche octaédrique). Ainsi une maille élémentaire correspond à la superposition de deux tétraèdres à trois octaèdres. Selon que ces trois octaèdres seront occupés par trois cations divalents, ou deux cations trivalents, on parlera d'argile trioctaédrique ou dioctaédrique. Une subdivision importante de la classification des argiles correspond donc au mode d'occupation octaédrique de leurs feuillets par les cations di ou trivalents.

Dans la couche trioctaédrique, l'anion O ou OH est entouré par 3 cations divalents (comme Mg<sup>2+</sup> et Fe<sup>2+</sup>) alors que dans la couche dioctaédrique, cet anion est entouré par deux cations trivalents (Al<sup>3+</sup> généralement).

On distingue deux grands groupes de feuillets auxquels correspondent les principaux types d'argiles, formés d'une ou deux couches tétraédriques pour une couche octaédrique. La combinaison des couches tétraédriques et octaédriques se fait de deux manières :

1°) Les feuillets constitués d'une association d'une couche tétraédrique et d'une couche octaédrique. Ce sont les feuillets à deux couches, nommés T-O ou Te-Oc ou 1/1. Les minéraux caractérisés par cette combinaison sont appelés minéraux de type 1/1.

2°) Les feuillets constitués à 3 couches dont deux tétraédriques et une octaédrique. Ils sont nommés T-O-T ou Te-Oc-Te ou 2/1. Les minéraux argileux qui présente une telle structure sont appelés minéraux de type 2/1.

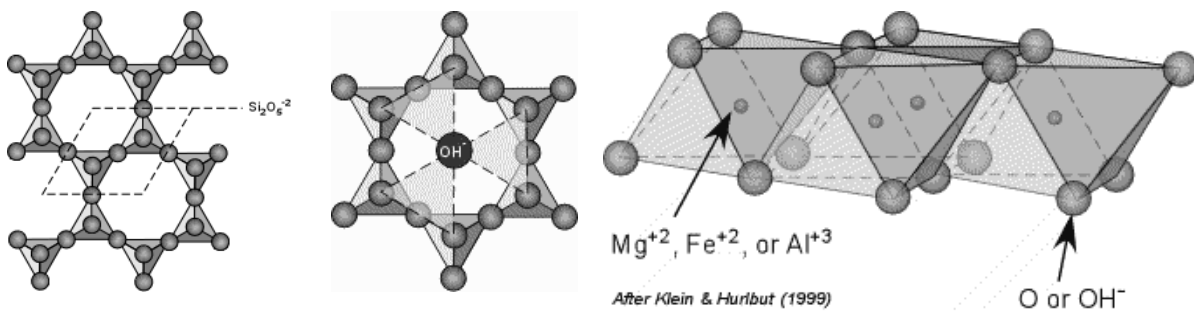


Figure 3. 2. Couche tétraédrique et octaédrique argileuses

Source : <http://www.tulane.edu/~sanelson/eens211/phyllsilicates.htm>

Dans la famille des minéraux 2/1, il existe des minéraux dont l'espace interfoliaire est occupé par une couche octaédrique d'hydroxyde. Ces minéraux sont souvent appelés des minéraux de type 2/1/1 (mais classés dans la famille des 2/1).

Entre les feuillets successifs se trouve un espace interfoliaire dont l'épaisseur varie selon le type d'argile. Dans cette espace se trouvent des cations interfoliaires en opposition avec les cations intrafoliaires qui sont à l'intérieur des feuillets.

### **3.3.2. Classification des minéraux argileux**

Les critères adoptés par l'Association Internationale pour l'Etude des Argiles (AIPEA) sont les suivants :

- Le type de feuillet (1:1, 2:1, 2:1:1), déterminant son épaisseur (équidistance d001).
- La charge globale du feuillet (exprimée généralement pour la demi-maille élémentaire).
- La nature des cations compensateurs interfoliaires.
- L'appartenance à la série dioctaédrique ou trioctaédrique.
- La nature du cation occupant les sites octaédriques.

On distingue 5 groupes parmi les minéraux argileux :

1. Groupe de la kaolinite
2. Groupe des illites (= argiles micacées)
3. Groupe des vermiculites
4. Groupe des smectites
5. Groupe des chlorites

Les groupes 3 et 4 (vermiculites et smectites) correspondent à des minéraux argileux dits "expansibles", c'est-à-dire dont l'espacement interfoliaire - et donc l'équidistance d001 - sont variables en fonction de la nature des cations compensateurs et de leur degré d'hydratation. Ces argiles expansibles sont donc des microcristaux pourvus d'une très importante surface de contact (surface externe + surface interne) et d'une grande accessibilité de l'espace interfoliaire.

A ces 5 groupes de minéraux argileux, il convient d'adjoindre le groupe plus particulier des argiles fibreuses (groupe sépiolite-attapulgite).

## **3.4. Les composés non phylliteux associés aux argiles**

### **3.4.1. Les oxydes et hydroxydes de fer, d'aluminium, de silice et de manganèse**

Avec les minéraux argileux, les oxyhydroxydes (sesquioxydes ou oxydes hydratés) composent l'essentiel du complexe d'altération des sols. Ce sont des constituants omniprésents dans les fractions fines du sol et notamment la fraction argileuse ; ils peuvent également être présents dans des fractions granulométriques plus grossières : limons et sables.

Ce sont des composés toujours présents dans les sols généralement à faible quantité (< 5 %) dans les sols des régions tempérées mais qui peuvent être des constituants majoritaires dans les sols tropicaux. Ils servent à définir les processus de la pédogenèse, donnent la couleur au sol et interviennent dans les propriétés physiques et chimiques des sols. Leur structure est basée sur l'empilement d'octaèdres et le degré de remplissage des cavités octaédriques par le fer ferrique (rayon 0,64 Å) ou l'aluminium (rayon 0,51 Å). Le tableau 3.2 donne les oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium les plus fréquents. Les oxydes de manganèse présentent aussi des propriétés de charges et de surfaces. Leur apparition dans les sols est comme le fer liée aux processus d'oxydo-réduction du milieu.

**Tableau 3. 2. Composition des principaux oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium (Lindbo et al., 2012)**

			Hydroxydes			
Groupes	Sesquioxydes		Oxyhydroxydes		Orthohydroxydes	Hydrates
Cations	Cubique	Rhomboédrique	Orthorhombique		Monoclinique	Amorphe
Fe <sup>3+</sup>	γFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Maghémite	αFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Hématite	γFeOOH Lépidocrocite	αFeO <sub>2</sub> H Goethite		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . xH <sub>2</sub> O
						Stilpnosidérite Ferrihydrite
Al <sup>3+</sup>	γAl <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	αAl <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Corindon	AlOOH Boehmite	AlO <sub>2</sub> H Diaspore	Al(OH) <sub>3</sub>	AlO.xH <sub>2</sub> O
					gibbsite	Cliachite

**i) Le fer**

Dans les conditions habituelles de pH des sols, le fer n'est soluble – échangeable que sous la forme réduite Fe<sup>2+</sup>. L'ion ferrique Fe<sup>3+</sup> n'est significativement soluble qu'en dessous de pH3. Toutefois, dans les sols tempérés ou froids, riches en matière organique acide, Fe<sup>3+</sup> peut être complexé par de petites molécules organiques, susceptibles de se déplacer dans le profil (cfr Chap de pédogenèse).

En dehors de ces deux possibilités de mobilité, l'évolution normale du fer est la formation des gels amorphes (souvent liés aux argiles) et puis de formes cryptocristallines et cristallines.

Les deux formes de fer cristallin les plus courantes dans les sols sont :

- La goethite (αFeO<sub>2</sub>H) de couleur ocre, qui domine dans les sols sous climat tempéré humide,
- L'hématite, αFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, de couleur rouge, qui domine dans les sols sous climat plus chaud, tropicaux et méditerranéens.

Parmi les autres oxyhydroxydes de fer, il faut citer :

- La lépidocrocite, γFeOOH, de couleur orangée, caractéristique des sols hydromorphes,
- La magnétite, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> c'est-à-dire Fe<sup>II</sup>Fe<sup>III</sup>O<sub>3</sub>, caractéristique des sols formés dans des matériaux volcaniques et dans les roches métamorphiques.

**ii) L'aluminium**

L'ion aluminique Al<sup>3+</sup> (hydraté avec 6H<sub>2</sub>O n'est significativement soluble qu'en dessous de pH 4-4,5. A ces faibles pH, Al<sup>3+</sup> occupe avec H<sup>+</sup> une part importante du complexe d'échange (avec une possible toxicité pour les végétaux).

Tout comme le fer, l'Al forme des complexes avec des molécules organiques, plus ou moins mobiles selon leur poids moléculaire. L'évolution ultérieure habituelle de l'Al est aussi de former des polymères hydroxylés qui précipitent sous forme de gels amorphes avant de se cristalliser.

La forme cristalline la plus courante dans les sols est :

- La gibbsite, Al(OH)<sub>3</sub>, qui n'est stable qu'en milieu modérément acide (pH>4,2), peu organique, pauvre en silice soluble (milieu bien drainé).
- La Boehmite, AlOOH, et le diaspore, AlO<sub>2</sub>H, sont d'autres formes cristallines beaucoup plus rares.

**iii) La silice**

La solution du sol contient toujours du silicium sous forme d'acide monosilicique H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>.

Le sol contient aussi de la silice amorphe qui provient :

- Soit des phytolithes ( $\text{SiO}_2$ ), opale, accumulée dans les organes foliaires des végétaux (parois cellulaires) et que l'on retrouve ensuite dans les litières ;
- Soit de l'insolubilisation de la silice soluble : l'acide  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  se polymérise et forme de gels amorphes. Cette formation est bien sûr favorisée par la dessiccation du sol qui augmente la concentration en  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  dans la solution du sol. Les gels de silice sont le plus souvent associés à des grains de quartz et surtout à d'autres gels préexistants tels que  $\text{Al}(\text{OH})_3$  ou  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  (formation d'allophane).

La forme cristalline de silice la plus répandue est le quartz, dans une moindre mesure, la calcédoine (moins cristalline).

#### iv) Le manganèse

Le manganèse est surtout concentré dans les litières organiques. La biodégradation le libère sous forme  $\text{Mn}^{2+}$ . Selon les conditions du milieu, le Mn peut s'insolubiliser par oxydation en  $\text{Mn}^{3+}$  ou  $\text{Mn}^{4+}$ . L'oxydation  $\text{Mn}^{2+} \rightarrow \text{Mn}^{4+}$  nécessite toutefois un milieu plus oxydant que la réaction  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ , l'étape d'oxydation moyen du Mn dans le sol est 3 à 4.

En milieu très aéré à pH élevé, apparaît la forme cristalline  $\text{MnO}_2$  ou **pyrolusite**.

Dans un milieu avec des successions brutales d'hydromorphie et de dessiccation (pseudogley), on observe une coprécipitation des oxydes de fer et de Mn qui donnent des concrétions noirs typiques.

#### 3.4.2. Les allophanes et les imogolites

Les imogolites sont des aluminosilicates hydratés avec une organisation cristalline à courte distance (en fibre).

Les allophanes sont des *alumino-silicates amorphes* (ou très mal cristallisés) et *hydratés*, de formule générale  $x\text{Al}_2\text{O}_3y\text{SiO}_2z\text{H}_2\text{O}$ , avec généralement  $x > y$  et  $y = 1$  à 2,  $z = 2$  à 3. Ils se présentent sous forme de sphères creuses de 35 à 50 Å de diamètre. Le rapport (molaire)  $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$  est fréquemment compris entre 0,5 et 1,3. L'hydratation des allophanes est généralement importante : 20 % d'eau d'hydratation et souvent plus de 20 % d'eau de composition.

Les allophanes et les imogolites sont abondants dans les matériaux d'altération des roches éruptives basiques en région tropicale et possèdent de très grandes surfaces spécifiques et les sols riches en ces composés (*Andosols*) ont des propriétés exceptionnelles de fixation des composés chimiques et rétention de l'eau.

Les sols à allophanes (andosols) sont connus pour leur forte fixation des phosphates (anions  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ ,  $\text{HPO}_4^{2-}$ ). Cela s'explique facilement par la présence de charges positives de bordure. Pour cette raison analogue, ces sols ont un haut pouvoir de stabilisation de la matière organique (macroanion).

### 3.5. Méthodes d'identification des argiles

L'identification des argiles peut se faire par plusieurs méthodes. On notera les méthodes suivantes :

- Analyse chimique,
- Analyse par diffraction des rayons X,
- Analyse thermique différentielle
- Dans ce cours, on détaillera l'analyse par diffraction des rayons X.

#### 1) Analyse chimique

Elle se réalise par fusion ( $\text{HF}$  ou  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ) ou par des méthodes spectroscopiques telles que la fluorescence X. A partir des données de l'analyse, on tente de reconstituer la formule chimique de la maille. Le plus grand problème de cette méthode est qu'il nécessite parfois de connaître la distance

basale (7, 10 ou 14 Å) et que l'échantillon doit être pur (un seul type d'argile), ce qui n'est jamais le cas dans le sol.

## 2) Analyse par diffraction des rayons X

Le principe de cette méthode est illustré à la figure 3.3. Les rayons X sont diffractés par un réseau de fentes extrêmement fines. Les plans réticulaires d'un cristal peuvent constituer ce réseau à condition que la longueur d'onde  $\lambda$  du rayonnement soit du même ordre de grandeur que les espaces interatomiques, c'est-à-dire de l'ordre de 1 Å.

La loi de Bragg donne la relation entre l'interdistance réticulaire,  $d$ , et l'angle d'incidence,  $\Theta$ , d'un faisceau de RX qui frappe les plans réticulaires concernés et qui est diffracté en concordance de phase. Cette loi peut se démontrer par analogie avec des plants miroirs.

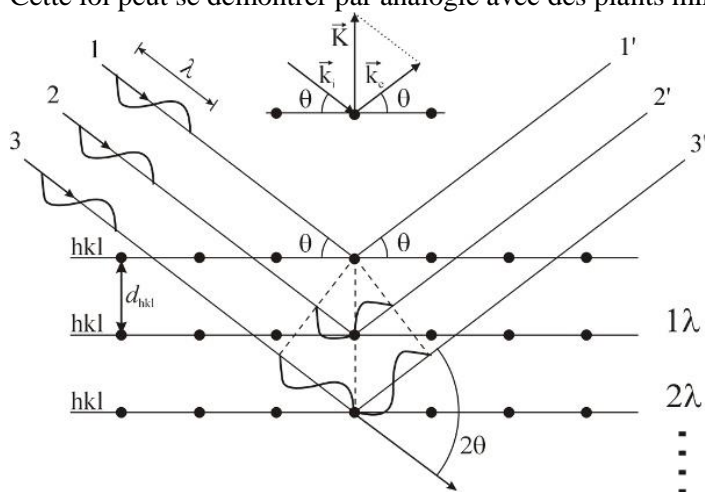


Figure 3. 3. Illustration de la diffraction des rayons X

Source : <https://fys.kuleuven.be/iks/nvsf/experimental-facilities/x-ray-diffraction-2013-bruker-d8-discover>

Les rayons 1 et 2 frappent les plans 1 et 2 avec un angle  $\Theta$  et sont réfléchis avec le même angle. Si la différence de chemin parcouru entre les rayons 1 et 2 (c'est-à-dire  $a+b$ ) est un nombre entier de longueurs d'onde,  $n\lambda$ , ces rayons ressortent en concordance de phase et peuvent être détectés en D. D'où la loi de Bragg :

$$N\lambda = 2d \sin \theta$$

Connaissant  $\lambda$  et  $\Theta$ , on peut calculer  $d/n$  :

$$d/n = \lambda / 2 \sin \theta$$

Pour une même distance réticulaire, on aura une série de réflexions selon que  $n = 1, 2, 3, \dots$  on parle de réflexion de 1<sup>er</sup>, 2<sup>e</sup>, 3<sup>e</sup>, ... ordre.

En minéralogie des argiles, on utilise le plus souvent la raie  $K\alpha$  du cuivre ( $\lambda = 1,54 \text{ \AA}$ ) comme source de RX.

La distance réticulaire la plus intéressante à connaître pour identifier une argile est bien sûr la distance  $d_{001}$ . Une technique simple permet de présenter un échantillon d'argile orientée au faisceau RX. On laisse évaporer quelques gouttes de suspension d'argile sur un porte-objet de sorte que les feuillets argileux se disposent à plat sur la surface de verre.

La plupart du temps, ce seul traitement (séchage à l'air) sera insuffisant pour identifier le type d'argile ; par exemple si on observe une raie à  $2\Theta = 6,3$ , c'est-à-dire  $d=14 \text{ \AA}$ , ce peut être une vemiculite, ou une chlorite ou une smectite.

Au moins deux autres traitements sont presque toujours nécessaires :

- Un traitement au gonflement qui permet de détecter les minéraux dont l'interdistance est variable, traitement par corps polaires (par exemple Ethylène glycol  $\text{OHCH}_2\text{-CH}_2\text{OH}$ ) qui s'adsorbe dans les espaces interfoliaires en solvatant les cations échangeables. Dans l'exemple cité, le traitement à l'EG fera passer la raie de la smectite à environ  $17 \text{ \AA}$  mais n'affectera pas la raie de la vermiculite et de la chlorite.

- Un traitement thermique (par exemple 2 h à  $550^\circ\text{C}$ ) permet de refermer les feuillets de tous les minéraux 2/1. De plus, ce traitement déshydroxyle la kaolinite qui s'amorphise et perd ainsi sa raie caractéristique ( $2\theta = 12.3$ ,  $d=7\text{\AA}$ ). S'il reste une raie à  $7\text{\AA}$ , c'est une réflexion de 2<sup>ème</sup> ordre de la chlorite. Dans l'exemple ci-dessus, les raies de la smectite et de la vermiculite se rabattront à  $10 \text{ \AA}$  ( $2\theta = 8.8$ ), alors que la raie de premier ordre de la chlorite restera à  $14 \text{ \AA}$ .

La figure 3.4 est un exemple de diagramme de diffraction X. Le tableau 3.3 donne les normes pour identification des argiles par les trois traitements.

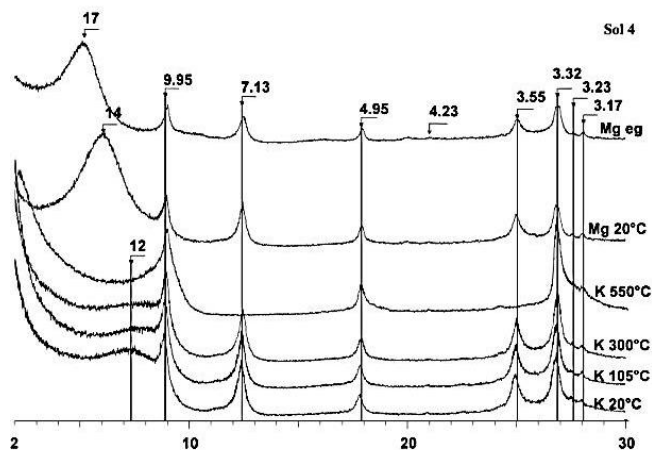


Figure 3. 4. Diagramme de diffraction des rayons X de la fraction argileuse d'un sol de l'Imbo-Centre (Nijimbere, 2014)

Tableau 3. 3. Norme pour identification des argiles par diffraction des rayons X après les trois traitements

	Å°											
	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
Kaolinite	N EG											
Illite				N EG 550°C								
Smectite				550°C		N	N	N	N			EG
Vermiculite				550°C				N EG				
Chlorite								N EG 550°C				
Chlorite gonflante								N 550°C				EG
I-Chl.						N EG 550°C						
I-Ver.				550°C				N EG				

### 3.6. Propriétés des minéraux argileux

Les propriétés bien particulières des minéraux argileux sont dues à la petite taille, la structure en feuillets et la charge négative des particules.

#### 1. Pouvoir sorbant ou capacité de sorption ou pouvoir adsorbant ou capacité d'échange cationique

Les minéraux argileux portent des charges électriques négatives (origine voir propriétés des sols) qui leur permettent de fixer, plus ou moins énergiquement, les éléments à charges positives (cations :  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{H}^+$ , etc). Dans les argiles 1/1, cette fixation (sorption ou adsorption) se fait uniquement en périphérie des cristallites. Dans les argiles 2/1, cette fixation peut se faire également dans les espaces interfoliaires, surtout pour les argiles gonflantes. Cette propriété des argiles s'appelle le **pouvoir sorbant ou capacité d'échange cationique**. Il s'exprime en milliéquivalents, meq. Le tableau 3.4 résume les propriétés générales de quelques types d'argiles.

Tableau 3. 4. Propriétés générales des minéraux argileux

Minéral	Surface interne (m <sup>2</sup> /g)	Surface externe (m <sup>2</sup> /g)	Surface totale (m <sup>2</sup> /g)	C.E.C. (meq/100g)	Gonflement
Kaolinite	0	10-30	10-30	5-15	-
Illite	20-55	80-120	100-175	10-40	-
Smectites	600-700	80	700-800	80-150	++
Vermiculite	700	40-70	760	100-150	+
Chlorite	-	100-175	100-175	10-40	-

#### 2. Propriétés colloïdales : Peptisation - Flocculation

Le caractère colloïdal lié à la finesse des particules fait que les argiles peuvent avoir les caractères différents suivant le milieu. En milieu alcalin, faiblement ionisé, les forces de répulsion électrostatique maintiennent à plus grande distance les particules argileuses. Dans ce cas, les minéraux argileux forment une solution colloïdale dans laquelle les particules sont dispersées. C'est ce qu'on appelle **peptisation**. Inversement, en milieu acide, saturé par des cations, le nuage d'ions de la surface argileuse est contracté et la distance entre 2 feuillets est réduite permettant même une association des feuillets par les forces de Van Der Waals. C'est la **flocculation**.

#### 3. Propriétés physiques

##### a) La thixotropie

La thixotropie est la capacité de certains gels à se liquéfier sous agitation constante et se restructurer au repos. Ainsi, les argiles se caractérisent par une diminution de la viscosité en cas d'agitation ou de cisaillement et par une augmentation progressive de la viscosité au repos. Il s'agit d'une propriété souhaitable dans de nombreux produits et applications, car elle permet d'appliquer et d'étaler facilement le matériau lorsqu'il est agité ou qu'une force est appliquée, tout en garantissant une plus grande stabilité et une meilleure résistance à l'écoulement lorsqu'il est au repos

##### b) Pouvoir de rétention de l'eau

Les argiles fixent l'eau par adsorption à leur surface et augmentent de volume par gonflement. Elles constituent ainsi une réserve d'eau. L'argile sèche développe une tension de succion importante pour l'eau qui peut s'opposer à celle des racines des plantes. Avec adjonction croissante d'eau, la tension de succion diminue, l'ensemble eau-argile devient plastique, puis visqueux et finalement les particules

d'argile se dispersent dans l'eau en formant une solution colloïdale. L'argile imprégnée d'eau qui se dessèche se rétracte et se casse par des fentes de retrait.

Certains types d'argile notamment la *montmorillonite* (comme l'**argile noire tropicale**, présente dans la plaine de la Rusizi) possèdent des propriétés de gonflement. Pour ces minéraux, des molécules d'eau peuvent s'introduire entre les lamelles et provoquer un élargissement de l'espace interfoliaire.

### c) Fixation des molécules organiques

Les argiles fixent les molécules organiques par des mécanismes variés, principalement grâce à des liaisons électrostatiques, mais aussi par des ponts d'hydrogène et des interactions cationiques. Les charges négatives de surface des argiles attirent les cations positifs (comme  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{NH}_4^+$ ) qui, à leur tour, font le lien avec les molécules organiques, formant ainsi le complexe argilo-humique.

On connaît trois modalités d'agrégation pour ce processus :

- i) La formation de ponts cationiques entre les colloïdes d'argiles et d'humus. Ces liaisons mettent en jeu, selon les conditions du sol, des cations bivalents hydratés tels que  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ . Les complexes les plus solides qu'on observe sont basés sur des ponts calciques formés dans les sols calcaires ou dans les sols chaulés.
- ii) La liaison par l'intermédiaire des hydroxydes de fer ou d'aluminium chargés positivement en milieu acide. Ce mode de fixation, moins stable que le pont calcique, met en jeu des cations trivalents hydratés tels que  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$  (cations issus essentiellement de l'altération des minéraux ferromagnésiens)
- iii) L'adsorption par fixation directe des colloïdes d'humus chargés négativement sur des sites chargés positivement obtenus aux points de rupture des feuillettes d'argile, quand la fracture d'un feuillet de silice ou d'un feuillet d'alumine fait apparaître une charge positive. Ces sites de fixation sont moins nombreux que les précédents.

### d). Facteur de structuration du sol

Les argiles confèrent au sol sa structure et ses propriétés mécaniques. Elles sont associées aux autres composants et constituent les complexes argilo-humiques (ou organo-minéral); leur teneur peut atteindre 50%. Elles sont généralement à l'état floculé, généralement par l'action des ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{H}^+$ , ce qui donne au sol ses qualités agronomiques: bonne aération entre les agrégats, retrait modéré à la dessiccation, bonne perméabilité à l'air et l'eau. En revanche, les sols dont les argiles sont dispersées, et non floculées, présentent des caractères défavorables à la culture: mauvais état structural, mauvaise circulation de l'air et de l'eau, retrait important à la dessiccation, forte adhérence aux outils travaillant le sol. Les mêmes inconvénients se retrouvent dans les sols saturés par l'ion sodium, comme dans les polders; leur mise en culture exige au préalable un lessivage du sol par les eaux douces, de façon à éliminer le  $\text{Na}^+$  qui est remplacé par l'ion  $\text{Ca}^{2+}$  fourni sous forme de sulfate (gypse).

### e) Plasticité

Les argiles subissent une déformation souple sous l'effet des contraintes, rôle de couche savon pour glissements des matériaux à toute échelle (glissement de terrain, nappe tectonique).

### f) Compaction importante

En cas de compaction, les argiles expulsent une grande quantité d'eau. Les pores diminuent et les argiles, devenant des argilites (ou shales) compactes et imperméables.

**Note :** argilites signifie argiles compactées, tandis que shales signifie argiles compactées fissiles

### Intérêt économique des argiles

A partir des particules d'argiles, on en fabrique des objets de grande utilité. C'est notamment :

- le ciment (avec calcaire),
- les céramiques: poteries, briques, tuiles,
- la pharmacie, cosmétique: excipient neutre, absorbant,
- les pigments: ocres (argiles + oxydes de fer).



## CHAPITRE IV : LES CONSTITUANTS ORGANIQUES DU SOL, LA SOLUTION DU SOL ET L'ATMOSPHERE DU SOL

### 3.0. Introduction

La matière organique du sol représente un indicateur important de la qualité des sols, à la fois pour les fonctions agricoles mais aussi pour les fonctions environnementales comme la séquestration du carbone dans le sol.

La quantité globale de MO du sol est évaluée de manière approximative par l'analyse de carbone organique (CO). La MO étant constituée d'une teneur approximative de 58% du carbone, son pourcentage dans le sol est ainsi calculé à l'aide de la formule :

$$MO = C.O \times 1,72$$

La MO du sol comprend une fraction encore peu transformée dite MO fraîche d'origine végétale et animale, par opposition à une fraction organique colloïdale dite humus. Les sols contiennent environ 0.5 à 5% du CO dans les horizons de surface des sols minéraux jusqu'à 100% pour les sols organiques (histosols).

Le stock de carbone organique présent dans les sols naturels présente un équilibre dynamique entre les apports de débris végétaux et la perte due à leur décomposition (minéralisation).

### 4.1. Sources de matières organiques génératrices d'humus

Comme montré au tableau 1.1 du premier chapitre, la matière organique du sol provient des sources animale et végétale. Elle provient à 95 % ou plus des substances végétales retombant sur le sol à partir des plantes ; les excréments et les cadavres d'animaux en sont des constituants accessoires.

Les forêts sont naturellement les meilleurs pourvoyeurs de la matière organique au sol. La région intertropicale humide est réputée pour sa grande production de la biomasse comparativement aux forêts tempérées (Tableau 4.1). En effet, les conditions de température accélèrent la croissance végétale sous le climat intertropicale. Cependant, c'est dans les sols tropicaux que les teneurs en matière organique sont plus faibles que dans les sols tempérés. En effet, en milieu tropical, après son dépôt au sol, la matière organique est rapidement minéralisée suite aux températures relativement plus élevées que dans la région tempérée.

Tableau 4. 1. Quantités de matières végétales retournées au sol annuellement

Type de forêt	Quantité de matière organique
Forêt de feuillue tempérée	3- 9 t/ha (en matière sèche)
Forêt résineuse tempérée	3- 6
Forêt subtropicale	20
Forêt équatoriale	25

### 4.2. Agents et facteurs d'humification

Les agents d'humification sont des microbes et des animaux (Figure 4.1), tandis que les facteurs agissant sur l'humification sont internes (composition des débris organiques (substances toxiques, etc)) et externes (climat et au microclimat, à l'aération, à la richesse chimique du sol, etc).

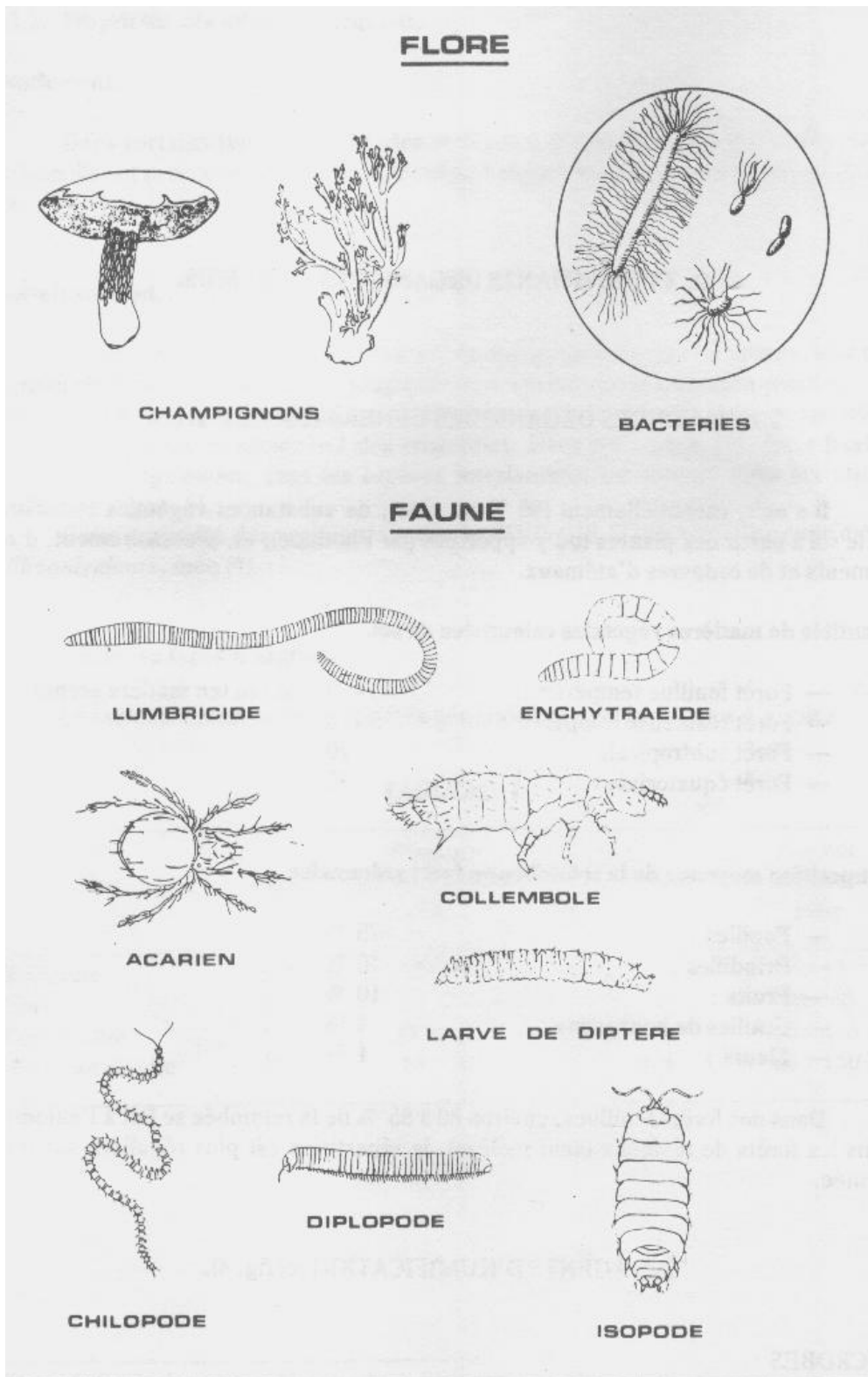


Figure 4. 1. Organismes impliqués dans l'humification

Source : <http://users.skynet.be/the.fly/htm/P%E9dologie/contituants%20organiques.htm>

Les microbes :

Bactéries : du sol ou dans le tube digestif des animaux

Champignons : \* supérieurs (Basidiomycètes) qui décomposent la lignine

\*inférieurs dont le rôle est important en conditions défavorables

Les animaux :

1. Protozoaires,
2. Vers inférieurs,
3. Vers annélides
  - Enchytréides- activités diverses
  - Lombriques : réalisent le mélange intime de colloïdes minéraux et organiques avec formation de complexes argilo-humiques, important pour la structuration du sol
4. Mollusques,
5. Insectes : larves de diptères, Collemboles, ...
6. Acariens : actifs surtout dans les amas denses de matières végétales,
7. Myriapodes : chilopodes, pauropodes, gloméridermes,...
8. Crustacés : cloportes,
9. Mammifères : taupes : actions mécaniques d'ameublissement

### 4.3. Processus d'humification

#### 4.3.1. Phases de décomposition – humification

Il existe diverses phases de décomposition - humification qui s'enchaînent l'une après l'autre mais avec de nombreuses interférences dans l'espace et dans le temps. Le tableau 4.2 montre succinctement ces phases.

**Tableau 4. 2. Les phases de décomposition de la matière organique du sol ainsi que les agents et les phénomènes impliqués**

Phases	Agents	Actions, effets
Lessivage	Eaux météoriques	Dissolution de composés solubles
Désagrégation	Faune	Pulvérisation des débris organiques
Bioréduction	Microbes Enzymes (tube digestif)	Dégradation de la cellulose, de la lignine, des protéines Production des substances pré-humiques
Synthèse	Microbes	Apparition des acides humiques et fulviques
Complexation	Lombriques	Formation de complexes organo-minérales (humines)
Minéralisation	Microbes	Production de CO <sub>2</sub> , NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , SO <sub>2</sub> , etc

#### 4.3.2. Différence entre les processus de minéralisation et d'humification

Au sens large, l'humification correspond à l'ensemble des processus de transformation de la matière organique restituée au sol

Ces processus de transformation sont de deux types : *minéralisation* et *humification* au sens strict.

Le processus de minéralisation consiste en un recyclage des éléments contenus majoritairement dans la fraction organique : azote (formes minérales : NO<sub>3</sub><sup>-</sup> et NH<sub>4</sub><sup>+</sup>) et éléments associés (phosphore, soufre, oligoéléments) les rendant disponibles pour la végétation.

A terme, la minéralisation aboutit à la libération de composés minéraux simples et solubles (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NO<sub>2</sub><sup>2-</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, H<sub>2</sub>PO<sub>4</sub><sup>-</sup>, HPO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>,...) ou libérés à l'état gazeux (NH<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub>).

La libération de CO<sub>2</sub> correspond à ce que l'on appelle la « *respiration du sol* » ; elle est le reflet de son activité biologique et microbiologique.

Le processus d'humification est la formation de substances humiques, polymères de poids moléculaires élevés et plus stables que les produits de départ.

Ces deux processus (schématisés à la figure 4.2), sont dans une certaine mesure, « antagonistes », puisque la minéralisation entraîne la décroissance du taux de matière organique du sol alors qu'à l'opposé, l'humification, en rendant les composés organiques plus résistants à la biodégradation, a tendance à stabiliser le taux humique.

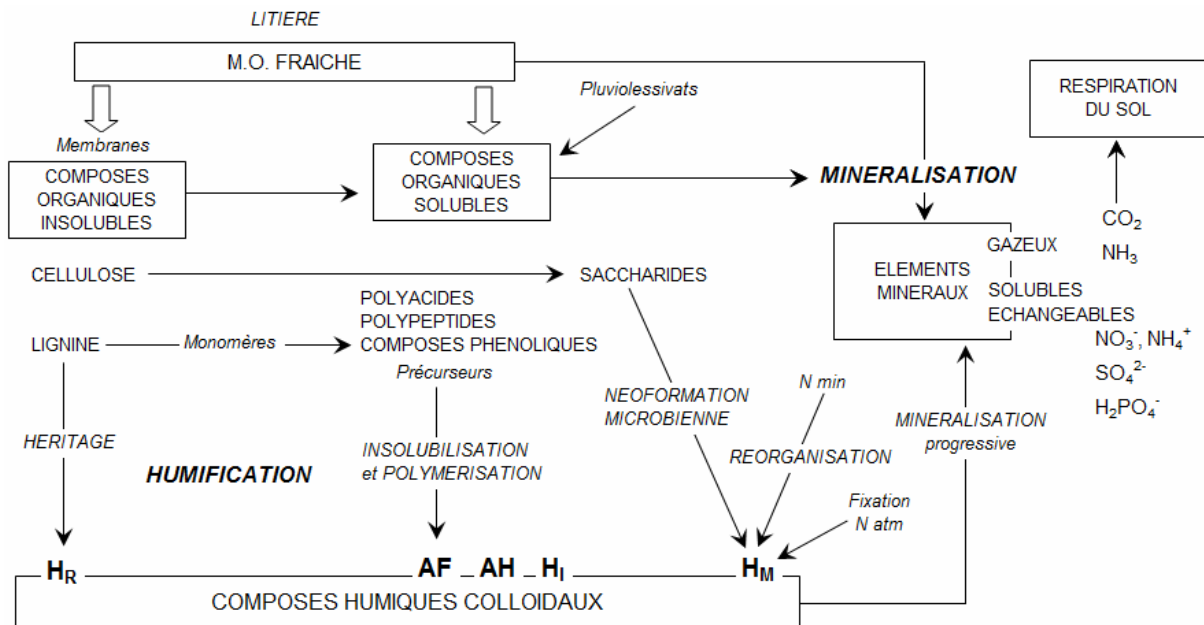


Figure 4. 2. Processus d'humification et de minéralisation

(HR = humine résiduelle ; HI = humine d'insolubilisation ; HM = humine microbienne : explications dans le texte)

#### 4.4. Principales formes d'humus

La **forme d'humus** est un **reflet** fidèle de l'ensemble des activités biologiques, elles-mêmes conditionnées par l'ensemble des facteurs écologiques. C'est pourquoi la *forme d'humus constitue un très intéressant critère de classification* des stations naturelles.

Suivant les conditions de saturation par l'eau, on distingue trois **ordres** d'humus :

- Les humus submergés,
- Les humus semi-terrestres,
- Les humus terrestres.

Les subdivisions de ces trois groupes se basent sur l'importance relative des périodes d'aération ou d'engorgement par l'eau, de la nature des matières humifiantes (type de végétation) et de l'acidité du sol.

Les **humus terrestres** sont de loin les plus répandus. Ils se rattachent à trois grandes familles (Tableau 4.3, Figure 4.3) : **mull, Moder ou mor**.

**-le mull ou humus doux** : provient d'une litière complètement décomposée de steppe ou de forêts riches en feuillus et en herbes. Cette litière est facilement minéralisée et nourrissante pour les organismes ce qui favorise l'activité organique. C'est un humus de bonne qualité des forêts feuillues sur sol suffisamment riche et peu acide (aussi des bonnes terres de culture et des prairies). Disparition rapide des débris organiques apportés en surface. Formation abondante de complexe argilo-humiques (vers de terre). Minéralisation rapide.

**-le moder** : humus intermédiaire formé à partir d'une litière forestière de sapins pauvre en herbe et résulte d'une activité organique plus forte. Cet humus est dû, essentiellement, à l'action de petites espèces fauniques (larves d'insectes, vers Enchytréides, vers non fousseurs). La masse de l'humus est constituée de fins débris coprogènes, plus ou moins remaniés. Plus riche en acides fulviques. Peu de complexes argilo-humiques. Les processus de décomposition – humification sont nettement ralentis et il y a formation d'horizons holorganiques (litière) : couches L, F et H en proportion variables.

**-le Mor** : humus brut en climat frais et humide provenant d'une litière difficilement décomposable et peu nutritive et résultant d'une faible activité organique ou animale.

C'est un humus formé en conditions climatiques et chimiques défavorables. L'action des champignons inférieurs est très importante. Peu de produits humiques de synthèse. La décomposition est très lente et il y a accumulation importante de litière brute : dominance de la couche F. Le Tableau 4.3 montre quelques valeurs caractéristiques de ces trois formes principales.

**Tableau 4. 3. Valeurs caractéristiques des formes d'humus terrestres**

Forme d'humus	Poids de la litière	Vitesse d'humification
Mull	2-10 t/ha	1-2 ans
Moder	15-10 t/ha	5-15 ans
mor	>50 t/ha	Plusieurs décennies

Les **humus semi-terrestres** peuvent se classer en deux familles :

**Anmoor** : humus formé en conditions semi-permanentes de saturation par l'eau et dû à l'activité alternée d'une microflore aérobie et anaérobie, d'une faune aquatique et terrestre. La décomposition est lente mais l'incorporation des substances fines au substrat minéral est très forte. Il n'y a pratiquement pas de litière : un peu de L. L'anmoor est gris foncé à noir ; gorgé d'eau, il présente un aspect boueux ; il paraît terreux à l'état modérément humide (frais).

**Tourbe** : Humus formé en conditions de saturation (sub)permanente, à partir de végétations à base de mousses, de laiches, de roseaux, ... La décomposition et l'humification sont extrêmement lentes et très incomplètes. Débris et résidus s'accumulent en couches épaisses (plusieurs mètres, parfois), constamment imbibées d'eau, à structure fibreuse.

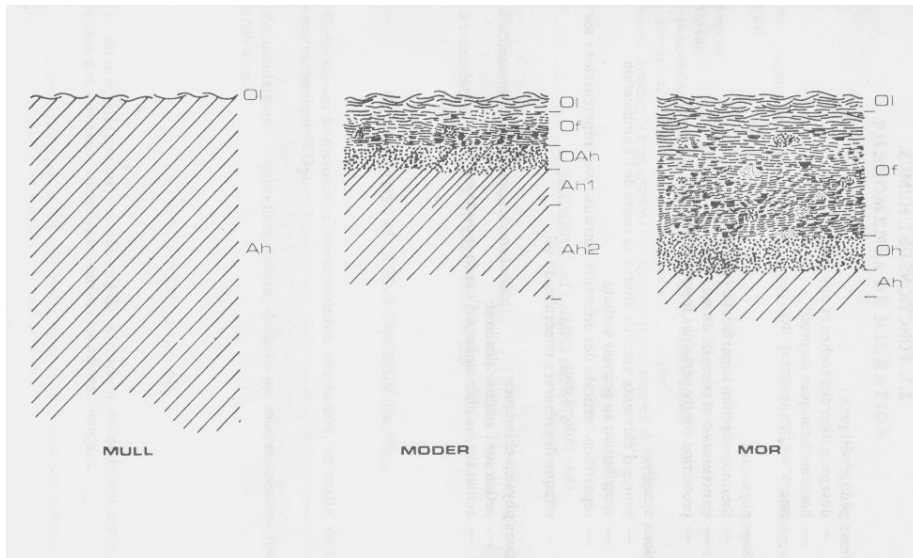


Figure 4. 3. Illustrations des types d'humus terrestres

Source : <http://users.skynet.be/the.fly/htm/P%E9dologie/contituants%20organiques.htm>

## 4.5. Propriétés générales de l'humus

### 4.5.1. Morphologie

Dans les couches organiques et humifères, on peut distinguer trois grandes catégories de matériaux, dont l'importance relative permet de définir diverses couches, c'est-à-dire les **horizons holorganiques** ou litière et les **horizons humifères** ou **hemiorganiques**.

Ces horizons sont constitués par les débris, les résidus et les substances fines.

#### Débris

Organes végétaux très peu modifiés, non fragmentés et ne portant d'autres traces de décomposition que quelques déchirures et des taches plus ou moins colorées ou décolorées.

#### Résidus

Les organes végétaux en voie de transformation, plus ou moins fragmentés, déchiquetés, décolorés, compactés en couches feutrés mais toujours identifiables à l'œil nu.

#### Substances fines

Les matières très colorées (brun foncé – noir) ayant perdu toute trace, visible à l'œil nu, d'organisation végétale ; elles peuvent, suivant les cas, s'accumuler en surface, en couches distinctes, ou être plus ou moins incorporées au substrat minéral.

Les horizons holorganiques peuvent comporter diverses couches que l'on peut définir comme suit :

- L : essentiellement, débris végétaux, avec proportions insignifiantes de substances fines (maximum 10 %). C'est la litière entière.
- F : essentiellement, résidus mélangés à des proportions plus ou moins grandes (10 - 70 %) de substances fines. C'est la litière fragmentée.
- H : essentiellement, substances fines mélangées à des résidus (maximum 30%) très fragmentés. C'est la litière humifiée.

Les horizons humifères (ou hémiorganiques) sont constitués de substances fines, plus ou moins intimement incorporées aux constituants minéraux.

#### 4.5.2. Fractions humiques

L'utilisation de réactifs alcalins (soude caustique, pyrophosphate ou fluorure de sodium) utilisés en succession, permet de réaliser un *fractionnement de l'humus*.

Celui-ci fournit un certain nombre de fractions, se rattachant à l'un des groupes suivants :

##### Acides fulviques

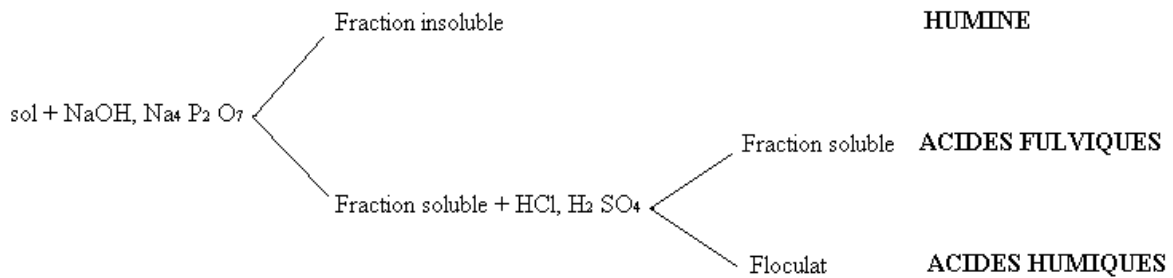
Solubles dans les réactifs alcalins et dans les acides. Très acides, à poids moléculaire relativement faible, ils peuvent percoler, plus ou moins facilement, à travers le sol, en entraînant, parfois, l'argile et les sesquioxydes (oxydes de Fe et Al).

##### Acides humiques

Solubles dans les réactifs alcalins mais insolubles dans les acides. Peu acides, à poids moléculaires élevé (pouvant dépasser 1 000 000) plus riches en azote, peuvent former des complexes avec des colloïdes argileux.

##### Humines

Complexe de substances humiques fortement évoluées, résistant aux réactifs alcalins, à cause de leur grande énergie de liaison avec les colloïdes minéraux.



Source : <https://www.u-picardie.fr/beauchamp/mst/humus.htm>

#### 4.6. Fonctions de l'humus

##### Fonctions pédogénétiques

- Désagrégation des roches et minéraux
- Horizons humiques du profil
- Migration des sesquioxydes, des argiles, etc

##### Fonctions physiques

- Thermoprotection superficielle (mulch)
- Structuration et porosité du sol
- Protection contre certaines formes d'érosion
- Pouvoir de rétention de l'eau plus élevée que celui de l'argile (peut retenir 15 fois son poids en eau tout en restant perméable,

##### Fonctions nutritives

- Source d'éléments nutritifs libérés au cours de l'humification
- Contribution au pouvoir adsorbant (le pouvoir de fixation des ions est plus élevé que celui des minéraux argileux)
- Répartition verticale des éléments nutritifs, avec répercussions sur les activités racinaires
- Attaque des réserves minérales du sol,

##### Fonctions physico-chimiques

- Action sur l'acidité/alcalinité
- Action sur les phénomènes d'oxydo-réduction.

#### 4.7. Biologie des sols

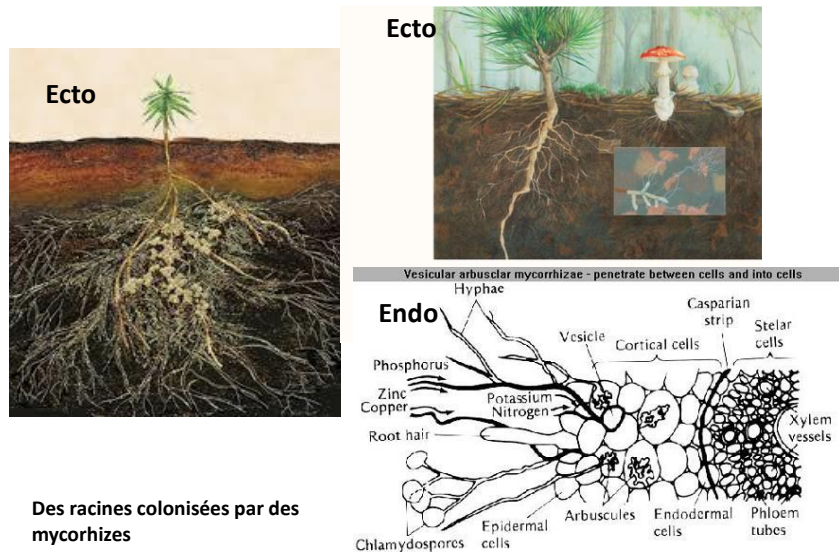
Le sol est un milieu vivant dans lequel des macroorganismes (racines des plantes supérieures, animaux comme les taupes) et des microorganismes vivent et y jouent un rôle important dans la transformation de la MO mais aussi dans l'édification des structures. On parle de biomasse microbienne par opposition à la biomasse racinaire.

Les **plantes supérieures** fournissent aux sols des quantités considérables de MO sous formes de biomasse racinaire ou de feuilles mortes. Les racines des plantes interagissent avec les autres constituants du sol : elles consomment l'oxygène, l'eau et les nutriments et rejettent du CO<sub>2</sub> et des exsudats sous forme de mélange de sucres, acides organiques, et autres produits solubles. Ces interactions sol-racine des plantes influencent les propriétés du sol (appauvrissement en éléments minéraux et modification de pH) et l'activité microbiologique dans la **rhizosphère** (zone qui entoure directement la racine).

**Les microorganismes** du sol sont très nombreux et très variés en espèces. On peut citer les champignons, actinomycètes, bactéries (un g de sol peut contenir jusqu'à 20.000 espèces), algues, levures, vers de terre, nématodes, protozoaires, arthropodes inférieurs (acariens, collemboles), termites, etc. La biomasse microbienne représente environ 2 à 5% de la MO totale du sol. Les microorganismes du sol jouent des rôles différents suivant leur nature. On peut parler par exemple des :

- Bactéries qui interviennent dans le cycle de l'azote :
  - dans le processus de nitrification: les *nitrosomonas* qui oxydent le NH<sub>4</sub><sup>+</sup> en NO<sub>2</sub><sup>-</sup> et les *nitrobacter* qui transforment le NO<sub>2</sub><sup>-</sup> en NO<sub>3</sub><sup>-</sup>.
  - dans la dénitrification : toute une série de bactéries sont susceptibles de réduire les nitrates par étapes successives jusqu'à l'azote gazeux comme le *Thiobacillus denitrificans* qui utilise l'oxygène des nitrates pour oxyder les sulfures.
  - Dans la fixation de l'azote atmosphérique par (1) fixation libre non symbiotique par les *Azotobacter* et par (2) fixation symbiotique par des *Rhizobium* qui vivent en symbiose avec les racines des légumineuses au sein des nodosités caractéristiques.
- Bactéries du cycle du soufre : certaines strictement anaérobiques réduisent les sulfates dans les milieux tourbeux en libérant les H<sub>2</sub>S (comme les *Desulfovibrio*), pendant que d'autres par contre vivent dans les milieux aérés et oxydent les sulfures en sulfates (comme les *Thiobacillus*);
- Champignons symbiotiques qui vivent associés aux racines des plantes supérieures pour lesquelles ils facilitent la nutrition minérale surtout celle du phosphore: les **mycorrhizes**. Ils se répartissent en deux groupes : les **endomycorhizes** qui sont des vésiculo-arbusculaires endotrophes qui pénètrent à l'intérieur des cellules corticales des racines et les **ectomycorhizes** qui sont des ectotrophes qui forment des manchons mycéliens autour des racelles absorbantes de la plante hôte. Les autres champignons jouent aussi un rôle important dans la dynamique des sols surtout dans la phase de décomposition de la MO fraîche qui précède l'humification.
- Lombrics ou **vers de terre** sont des détritivores qui jouent un rôle important dans le processus d'humification. Ils creusent des galeries qui facilitent l'infiltration de l'eau et mélangent les sols et les MO pour former des agrégats.
- Les nématodes

- Dans les régions tropicales, les **termites** jouent un rôle important dans l'évolution des sols, à la fois d'ordre mécanique par des remontées des terres fines en surface mais aussi d'ordre biochimique par la formation d'agrégats argilo-humiques assurant au sol une structure aérée.



#### 4.8. Les complexes (organo-minéraux, argilo-humiques, organo-métalliques, pouvoir chélatant)

##### 4.8.1. Complexes organo-minéraux, argilo-humiques

Les composés humiques forment avec des minéraux du sol des complexes organo-minéraux qui jouent un rôle important dans l'édification des structures du sol par la formation des agrégats.

Les composés humiques solubles ou à petite molécule favorisent le processus d'entraînement soit par la formation des **complexes argilo-humiques** mobiles qui favorisent la dispersion des argiles suivie de leur lessivage. La Figure 4.4. illustre l'aspect du complexe argilo-humique. Ces argiles sont ainsi déposées dans l'horizon Bt (B textural = horizon d'accumulation en argile), caractéristique des Alfisols (sols lessivés) et Ultisols (sols rouges fersialitiques et sols ferrugineux acides).

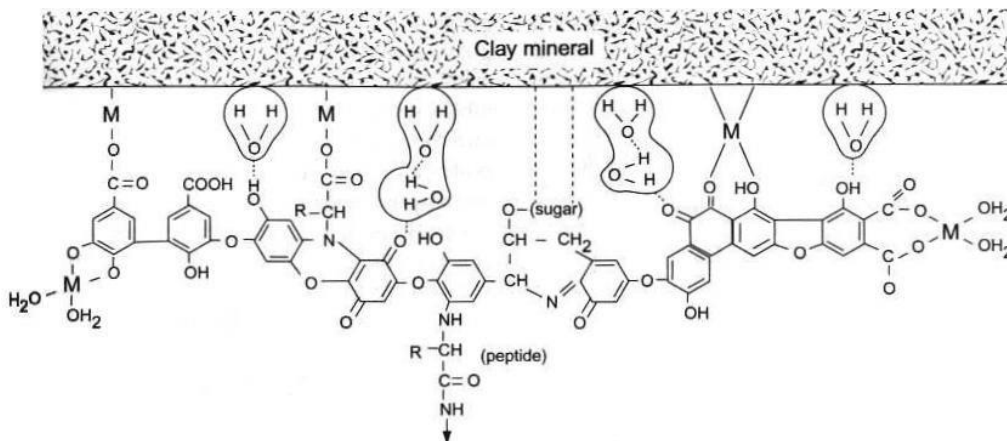


Figure 4. 4. Représentation schématique du complexe argilo-humique du sol (in Stevenson, 1982)

Plusieurs mécanismes interviennent et déterminent la nature de liaisons (Figure 4.5) :

- Attraction électrostatique par le biais de ponts cationiques ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ) ou hydroxydiques [ $\text{Fe}(\text{OH})^{n+}$ ,  $\text{Al}(\text{OH})^{n+}$ ] entre groupes carboxyles, phénoliques, ... et le feuillet argileux.
- Liaison par ponts hydrogène.
- Adsorption physique (forces de van der Waals).
- Complexes de coordination-pont cationique (voir, *Complexes organo-métalliques*).
- Pont par des oxyhydroxydes de Fe et de Al

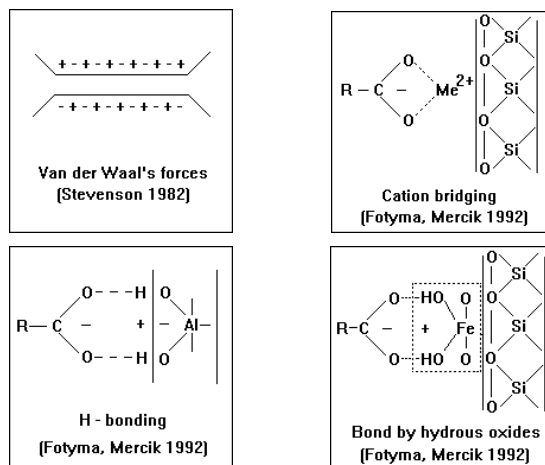
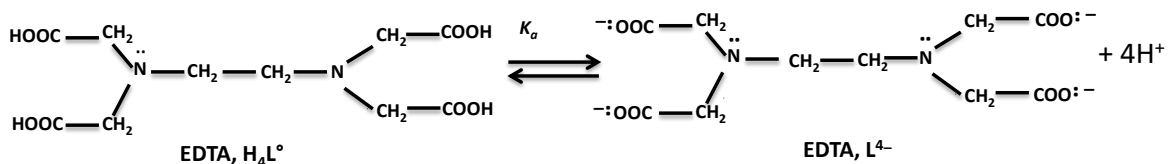


Figure 4. 5. Nature des liaisons

#### 4.8.2. Complexes organo-métalliques

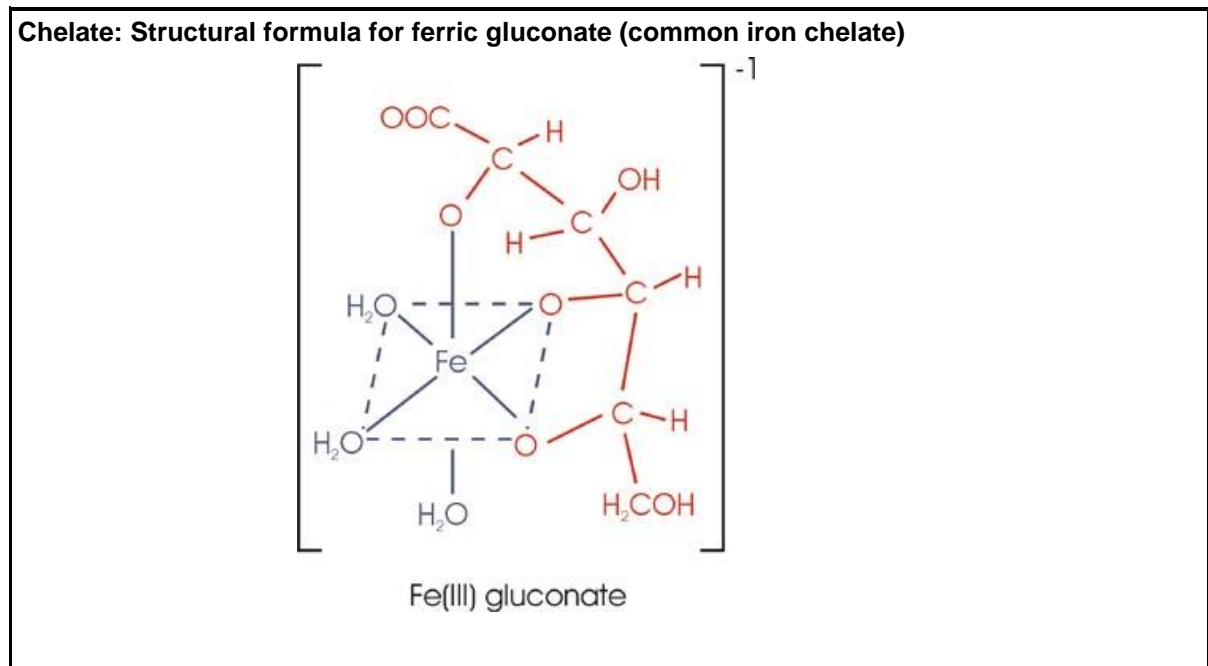
Des cations polyvalents tels que  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Co}^{2+}$  (oligoéléments), mais aussi  $\text{Fe}^{2+}$  (probablement aussi  $\text{Fe}^{3+}$ ) et  $\text{Al}^{3+}$  ont la possibilité de former avec des composés organiques des *liens de coordination*. La liaison cation métallique-constituant organique s'effectue par le biais d'un *complexe de coordination* dans lequel les anions oxygène entourent le cation métallique (covalence coordinative). Les composés humiques forment avec des ions métalliques des complexes aussi dits **chélates organo-métalliques** mobiles qui favorisent la migration des cations tels que le  $\text{Fe}^{3+}$  et l' $\text{Al}^{3+}$  (chéluviation caractéristique des processus de podzolisation) (*on parle de chélate quand deux ou plusieurs groupes fonctionnels dans un seul ligand sont liés à un cation métallique pour former un complexe*).

Exemple : chélate FeEDTA<sup>-</sup>

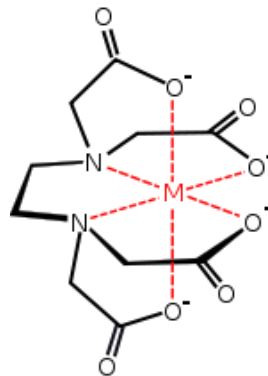


Le composé humique qui agit dans la réaction de complexation s'appelle le **ligand** ou chélatant (ou chélateur) ou complexant.

Un chélate est un complexe chimique stable formé par la liaison d'un ion métallique à une molécule organique appelée ligand chélatant, qui l'enserme comme une pince de crabe. Ce processus, la chélation, est utilisé pour améliorer la biodisponibilité des minéraux (pour l'absorption par l'organisme) ou pour éliminer des métaux lourds toxiques.

**Exemple 1:** gluconate

**Exemple 2 :** Le ligand EDTA (éthylènediaminetetraacide acétique) a six paires d'électrons qu'il peut partager avec un ion métallique (M) comme le  $\text{Fe}^{3+}$ , selon le schéma général suivant :



**Fig.** Une représentation à trois dimensions d'un chélate métal-EDTA



Les chélates organiques jouent un rôle important dans la solubilisation (pédogenèse) et la biodisponibilité des éléments insolubles ou faiblement solubles dans les conditions normales de sol. Par contre, les composés humiques insolubles ou à grosses molécules jouent le rôle de ciment entre les particules minérales et favorisent ainsi la formation d'agrégats. Du fait que les argiles et la MO sont toutes négativement chargées, la présence de cations flocculants ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})^n$  et  $\text{Al}^{3+}$ ) en quantité suffisante est nécessaire.

#### 4.9. La solution du sol

La solution du sol est la phase liquide du sol qui peut être considérée comme étant un compartiment au centre des interactions entre les différents constituants du sol.

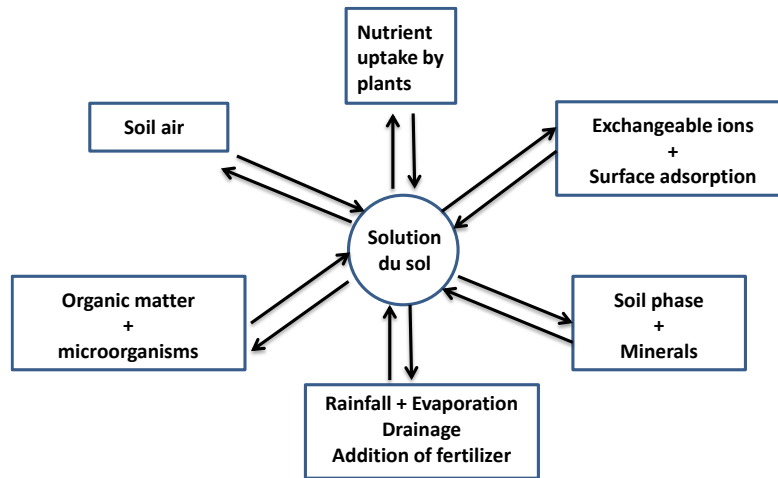


Figure 4. 6. Interactions dynamiques entre les différents constituants du sol (Source : Lindsay, 1979. *Chemical equilibria in soils*)

La solution du sol est composée des éléments organiques et inorganiques solubles (appelés **solutés**) comprenant des ions hydratés libres (comme  $\text{Al}^{3+}$  qui se présente sous la forme  $\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_6^{3+}$ ), des complexes variés avec des ligands organiques ou minéraux et des gaz en équilibre dynamique avec les autres phases constituant le sol. Les principaux ions qui constituent les solutés sont :  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ ,  $\text{HPO}_4^{2-}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ;  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{MoO}_4^{2-}$ ,  $\text{H}_2\text{BO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ .

Il existe deux propriétés importantes pour un sol donné :

- Le **facteur intensité** : la concentration d'un ion particulier dans la solution du sol
- Le **facteur capacité** : le pouvoir des constituants solides du sol à remplacer un ion qui est soustrait (par exemple par absorption) de la solution du sol

#### 4.10. L'atmosphère du sol, facteur de variation de la composition de l'air du sol

Les gaz du sol proviennent des équilibres entre l'air du sol et l'air atmosphérique, de la respiration des organismes vivants dans le sol et des produits de décomposition de matières minérales et surtout organiques.

Dans le sol, les gaz peuvent se retrouver dans les phases suivantes :

- Phase libre
- Phase dissoute dans la solution du sol

L'air d'un sol bien aéré est en équilibre avec l'air atmosphérique, c'est-à-dire que les deux compartiments sont de composition identique sur le plan qualitatif quoique les teneurs puissent être différentes.

Ex : oxygène



**Tableau 4. 4. Teneur relative (pourcentage v/v) de quelques gaz de l'air du sol comparée à celle de l'air atmosphérique**

	<b>Air atmosphérique</b>	<b>Air du sol</b>
N <sub>2</sub>	78	78-80
O <sub>2</sub>	21	< 21
CO <sub>2</sub>	0,03	0,2 à quelques %
Autres gaz	1%	1%
Vapeur d'eau	Variable	Variable ou proche de la saturation

La caractérisation de la phase gazeuse du sol se fait :

- en terme de teneur en air volumique (ou fraction volumique)

$$\varepsilon_a = V_a/V_{tot} = \text{Volume air du sol/volume total du sol}$$

$$\varepsilon_a = \varnothing - \theta \text{ (où } \varnothing = \text{ la porosité et } \theta = \text{ la teneur en eau volumique)}$$

- en termes de concentration

$$C_a = M_a/V_{tot} \text{ en kg/m}^3 \text{ (} M_a = \text{ masse d'air du sol)}$$

De tous les gaz du sol, deux jouent un rôle important dans les échanges gazeux qui règnent dans le sol : l'oxygène et le gaz carbonique. L'**oxygène** conditionne la respiration des racines des plantes et des organismes vivant dans le sol. Il intervient aussi dans les réactions d'oxydation des minéraux, essentielles pour la pédogenèse. Le **gaz carbonique** est essentiellement produit par l'activité respiratoire des organismes du sol.

En général, l'atmosphère du sol contient un peu moins d'oxygène que l'atmosphère extérieure, alors qu'il contient beaucoup de CO<sub>2</sub>, par contre, deux fois plus en moyenne et parfois même jusqu'à 5% dans les sols à très fortes activités biologiques ou dans les horizons minéraux profonds mal structurés.

Dans les milieux pauvres en oxygène libre, les réserves d'oxygène y compris celles sous forme de composés chimiques susceptibles d'en céder une partie, comme les nitrates, les oxyhydroxydes de fer, sont mises en jeu. La mesure du potentiel **d'oxydo-réduction (Eh)** dit aussi **potentiel rédox** permet d'apprécier l'état du sol (voir section précédente).



## CHAPITRE V : LES PROPRIETES GLOBALES DU SOL

### 5.0. Eléments d'une étude pédologique

L'étude pédologique d'un terrain doit commencer par une description du milieu. Celle-ci aide à l'interprétation de la description et porte sur les informations en rapport avec:

- La situation géographique (localisation administrative, coordonnées géographiques)
- le climat (nom de la station de référence la plus proche, classification de *Köppen*)
- Géomorphologie (échelle et type de surface, pente, exposition,...)
- Géologie (nature de la roche-mère,...)
- Végétation (action de l'homme, type de formation végétale, recouvrement, espèces dominantes)
- Environnement humain (types d'occupation des terres, ancienneté d'utilisation, assainissement, irrigation, clôtures et protection, nature de l'érosion et/ou des apports...).

Elle se poursuit ensuite avec l'étude pédologique proprement dite. Celle-ci comprend la description des propriétés des échantillons de surface et la description des profils pédologiques.

#### Note : Classification climatique de Köppen

Köppen a fourni une procédure de classification du climat en utilisant les paramètres température et précipitations. Cette classification, montrée au Tableau 5.1, comprend 11 classes climatiques.

Tableau 5. 1. Eléments de la classification climatique selon Köppen

		Précipitations			
		Réparties sur toute l'année	Précipitation en été	Précipitation en hiver	Insuffisant sur toute l'année
Régimes thermiques	$T1 > 18^{\circ}\text{C}$	Af	Aw	As	B
	$T12 > 10^{\circ}\text{C}$ $-3 < t1 < 18^{\circ}\text{C}$	Cf	Cw	Cs	
	$T12 > 10^{\circ}\text{C}$ $T1 < -3^{\circ}\text{C}$	Df	Dw	Ds	
	$0^{\circ}\text{C} < t12 < 10^{\circ}\text{C}$	ET (climat de toundra)			
	$T12 < 0^{\circ}\text{C}$	EF (climat d'inlandsis : Groenland)( <i>F : flost</i> )			

Où

t1=température du mois le plus froid

t12=température du mois le plus chaud

A= climats tropicaux humides

B=Climats secs

C=Climats tempérés humides chauds

D=Climats tempérés humides frais

E=Climats polaires

**Exemple** : Le climat de la région de la Basse Rusizi est un climat tropical semi-aride et est du type (AW<sub>4</sub>)S suivant la classification de Köppen ; c'est-à-dire qu'il y a quatre mois de sécheresse (de juin à septembre) pendant lesquels il tombe moins de 50 mm d'eau. Il s'agit des mois d'hiver (w). Le S signifie que l'on se trouve dans l'hémisphère sud.

## 5.1. Propriétés physiques

### 5.1.1. La profondeur

La profondeur d'un sol est l'épaisseur de sol exploitable par les racines d'une culture à enracinement profond (des céréales par exemple). La connaissance de ce paramètre est nécessaire parce que la disponibilité de l'eau et des éléments nutritifs aux racines des plantes en dépend. Donc, plus un sol est profond, plus il peut mettre d'eau ou d'éléments nutritifs à disposition des racines des cultures et, plus il a de potentiel agronomique.

### 5.1.2. La couleur du sol

C'est probablement la caractéristique du sol la plus immédiatement perceptible et la facile à déterminer. Elle donne des indications sur les autres propriétés du site comme l'état de drainage, le degré d'altération minérale et la teneur en eau. Les couleurs du sol aident aussi à la distinction des différents horizons du sol.

Dans les horizons de surface, la matière organique est la cause principale de la couleur foncée et masque l'expression des autres agents colorants. Dans les horizons de profondeur, le fer (Fe) est le principal agent colorant. La couleur brun orange claire répartie uniformément dans l'horizon, souvent associée à un bon drainage du sol, résulte des oxydes de fer qui forment des revêtements des particules minérales.

Les sols avec une nappe phréatique fluctuante sont généralement marbrés ou tachetés de nodules grises, jaunes, et / ou de couleur orange. Les sols submergés en permanence présentent généralement une couleur très grise. Le manganèse (Mn) est présent sous forme d'oxydes de manganèse dans quelques sols auxquels il confère une couleur noire foncée ou des taches noires violacées.

Divers autres minéraux du sol possèdent des couleurs caractéristiques (Tableau 5). Par exemple, la glauconite (courant dans les sables verts) a une couleur verte, le quartz (courant dans les granites) peut prendre des couleurs variées mais il est souvent blanc. Les feldspaths (courants dans les granites) ont une couleur qui varie de la blanche à la grise. Les micas (dans les granites et autres roches ignées) peuvent être blancs, noir brunâtre, ou dorés. La couleur de la kaolinite (minéral secondaire) varie du gris au blanc. Le granite est souvent constitué par le quartz, les feldspaths et les micas.

Divers processus contribuent à donner la couleur au sol :

1. Les processus **d'altération** : sur les silicates ferrifères ou ferromagnésiens, l'altération libère des éléments chromogènes (composés de fer ou de manganèse sous forme minérale (hématite, goethite, bioxyde de Mn, etc)
2. La **rubéfaction** : ensemble des processus qui consistent à donner au sol des teintes nettement rouges, parfois très intenses. Cette coloration est fréquemment en rapport avec la présence d'oxydes ferrique non hydraté, l'hématite par conséquent ; et d'hydroxydes ferriques imprégnés d'oxyde ferrique le plus souvent.
3. La **lutéfaction** : Ensemble des processus contribuant à donner au sol la couleur jaune ou jaunâtre. (sols souvent qualifiés de « ocre »). L'élément chromogène des sols ocres est notamment la goethite.
4. La **mélanisation** : processus de coloration du sol en noir, gris-noir ou brun-noir par accumulation de matière humique ou par des composés minéraux (oxydes ou hydroxydes de manganèse, sulfures de fer)

5. La **brunification** : processus de coloration des sols en brun. La couleur brune est due à l'association de la teinte noire ou brun-noir de l'humus et de la teinte rouge ou orangée des composés du fer ; elle est d'autant plus prononcée que ces complexes sont riches en fer et surtout en humus.
6. La **cinérisation** : coloration grise des sols, en relation avec la couleur naturelle du matériau parental (lithochromie), une légère infiltration d'humus dans le matériau clair ou un phénomène d'hydromorphie.
7. La **verdification** : coloration verte, en relation avec la présence de fer ferreux suite à une hydromorphie ou à des conditions de réduction.
8. La **décoloration** : elle est de nature diverse. L'appauvrissement en humus en est un des plus fréquents ; le lessivage est un autre processus répandu de décoloration des sols (car élimination de l'humus et du fer)

Afin d'éviter l'attribution subjective des couleurs au sol, les pédologues utilisent un référentiel (charte ou code de couleurs : *Munsell color system*). La charte Munsell pour les sols se présente comme un livre avec des pages (ou planches) qui se succèdent graduellement du rouge très vif (R) jusqu'au jaune (Y) en passant par l'orangé (YR). Sur ces planches sont collées des "pastilles" rectangulaires de différentes nuances de couleurs de référence. Ces pastilles sont disposées selon un espace à trois dimensions et coordonnées cylindriques dont les trois axes peuvent être décrits comme :

- Un hue (teinte de base) pour chaque planche ; les différentes planches se succèdent depuis le rouge vers le jaune, symbolisées par un chiffre et 1 ou 2 lettres ;
- En ordonnée, la valeur (clarté) notée de 2 à 8 au-dessus d'une barre de fraction oblique ; par exemple 4/ ou 7/ ;
- En abscisse, le chroma (pureté ou intensité ou saturation) ; indice noté de 0 à 8 sous une barre de fraction oblique ; par exemple /5 ou /8.

Ces trois éléments doivent être indiqués dans l'ordre hue, valeur, chroma. Par exemple : 10 YR 5/4 ou 7,5 YR 7/2.

La couleur du sol peut avoir comme origine les fragments de roches, des nodules d'altération, des concrétions, des nodules, des ciments, des terriers d'animaux remplis, ou des canaux radiculaires.

En bref, les couleurs peuvent servir :

- Reconnaître directement la présence, l'abondance relative, les déplacements ou l'accumulation des 5 constituants colorés que sont les matières organiques, le calcaire, le fer, le manganèse et l'argile (par l'intermédiaire des oxydes de fer qui lui sont liés) ;
- Observer l'état oxydé ou réduit du fer ou bien déceler certains minéraux hérités particuliers (glauconie, orthose rose, etc.) ;
- Visualiser la dynamique de l'eau à travers celle du fer et du manganèse.

Tableau 5. 2. Formules chimiques et couleur des minéraux (Lindbo et al., 2012)

Minéral	Formule chimique	Couleur
<b>Primaire</b>		
Quartz	SiO <sub>2</sub>	Gris clair
Muscovite (mica)	KAl <sub>2</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(F,OH) <sub>2</sub>	argenté blanc ou gris
Biotite (mica)	K(Mg,Fe) <sub>3</sub> AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (F,OH) <sub>2</sub>	Noir
Feldspath (orthoclase)	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	jaune grisâtre au blanc
Feldspath (albite)	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	Blanc à gris pâle
Feldspath (anorthite)	CaAlSi <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	Blanc à gris
<b>Primaire et secondaire</b>		
Calcite	CaCO <sub>3</sub>	Blanc
Dolomite	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Blanc
Gypse	CaSO <sub>4</sub> .H <sub>2</sub> O	Brun très pâle
<b>Secondaire</b>		
Goethite	FeOOH	Jaune
Hématite	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Rouge
Lépidocrocite	FeOOH	Jaune rougeâtre
Ferrihydrite	Fe(OH) <sub>3</sub>	Rouge foncé au jaune
Sulfure de fer	FeS	Noir
Jarosite	KFe(OH) <sub>6</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	Jaune pâle
Todorokite	MnO <sub>4</sub>	Noir
Humus		Noir au noir foncé

### 5.1.3. Texture

#### 5.1.3.1. Définition

La texture du sol peut se définir par les proportions relatives de particules de dimensions différentes. La texture peut s'apprécier sur le terrain ou être déduite de l'analyse granulométrique qui permet, précisément, de déterminer les proportions de diverses particules, réparties en classes de dimensions.

#### 5.1.3.2. Fractions granulométriques

Les classes granulométriques le plus couramment utilisées correspondent aux limites montrées au tableau 5.3. Les particules d'argile, de limon et de sable constituent la **terre fine**, par opposition au **squelette grossier** qui comporte les fractions les graviers (diamètre compris entre 0,2 et 2 cm), les cailloux (diamètre compris entre 2 et 7,5 cm), les pierres (diamètre compris entre 7,5 et 25 cm) et les blocs (diamètre compris supérieur à 25 cm).

Tableau 5. 3. Répartition des fractions granulométriques selon le système international

Type de particule	Diamètre	Classes granulométriques
Argile	0-2 μ (< 0,002 mm)	argile
Limon	2 – 10 μ (0,002 – 0,01 mm)	Limon fin
	10 – 20 μ (0,01 – 0,02 mm)	Limon moyen
	20 – 50 μ (0,02 – 0,05 mm)	Limon grossier
Sable	50 – 100 μ (0,05 – 0,1 mm)	Sable très fin
	100 – 200 μ (0,1 à 0,2 mm)	Sable fin
	200 – 500 μ (0,2 à 0,5 mm)	Sable moyennement grossier
	500 – 1000 μ (0,5 à 1 mm)	Sable grossier
	1000 – 2000 μ (1 à 2 mm)	Sable très grossier

### 5.1.3.3. *Importance de la texture*

La connaissance de la texture permet d'indiquer les tendances du sol quant à ses qualités physiques. Par exemple,

- Les sols riches en sable sont perméables, filtrants, ce d'autant plus que le sable est grossier.
- Si aux éléments grossiers s'adjoignent beaucoup de sable fin et de limon, ceux-ci tendent à colmater les interstices entre les éléments grossiers, rendant le sol plus ou moins imperméable.
- Si des proportions suffisantes d'argile s'ajoutent aux limons et aux sables, surtout en présence d'humus, une structure fragmentaire peut prendre naissance, garantissant, à la fois, une bonne perméabilité tout en retenant assez d'eau pour les plantes.

### 5.1.3.4. *Appréciation de la texture sur terrain*

Outre la méthode de l'analyse granulométrique, l'appréciation tactile de la texture est possible directement, sur le terrain, mais elle demande un minimum d'expérience. Divers éléments peuvent modifier les sensations : l'état d'humidité, la présence de graviers, etc.

Quelques critères d'appréciation :

- Les sables grattent sous les doigts à partir de 0,1 mm
- Les sols riches en limons donnent, entre les doigts, des sensations d'onctuosité
- Les argiles peuvent se pétrir en pâtons qui ne s'effritent pas dans la main

### 5.1.3.5. *Appréciation de la texture par analyse granulométrique*

L'analyse granulométrique d'un échantillon de sol est une opération qui consiste à déterminer la répartition des différents grains de l'échantillon en fonction de leur taille. Les masses des trois classes de particules (sable, limon et argile) sont d'abord déterminées suivant la méthode choisie. Ces masses sont ensuite exprimées en pourcent ; la somme de ces trois fractions étant égale à 100 %.

Les pourcentages ainsi déterminés sont alors projetés dans un triangle de texture pour avoir un seul point ; ce qui permet d'avoir une vision immédiate, de la granulométrie d'un échantillon de sol. On positionne la composition granulométrique selon deux des trois fractions ; la troisième fraction étant égale au complément à 100 % et se trouve ainsi fixée. Chaque point du triangle correspond donc à une répartition granulométrique bien définie des constituants du sol.

### **Comment utiliser le triangle textural ?**

Partons d'un exemple d'un sol avec 40 % de sable, 40 % de limon et 20 % d'argile. On trace la parallèle au côté opposé du sommet de sable (càd le côté portant échelle du limon) passant par la graduation 40 % de sable. De même pour, on trace la parallèle au côté portant échelle de *sable* et passant par la graduation d'*argile* à 20 %. Le point de rencontre des deux droites correspond à la texture de ce sol. Il faut alors lire la classe texturale du sol. Pour notre cas, c'est un sol de texture limoneuse (figure 3.1).

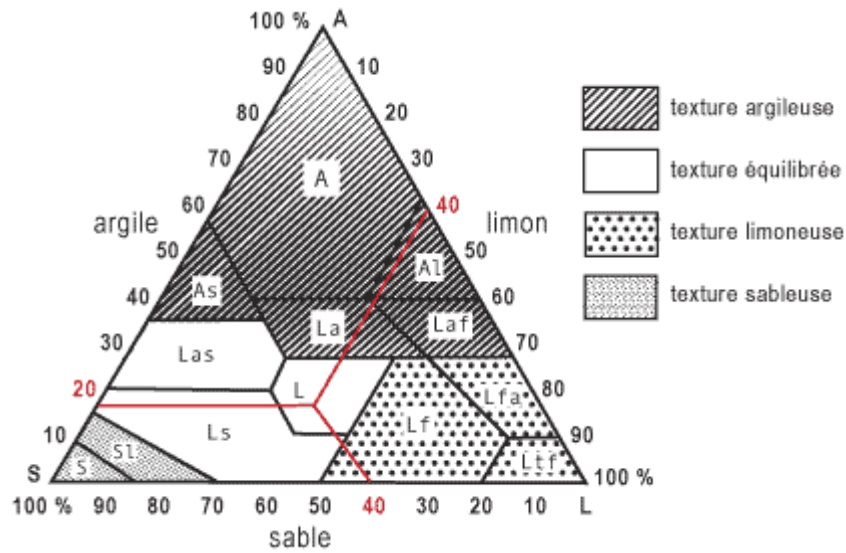


Figure 5. 1. Illustration de l'utilisation du triangle textural du USDA

- |                               |                              |
|-------------------------------|------------------------------|
| A : argileux                  | L : limoneux                 |
| As : argilo-sableux           | Ls : limono-sableux          |
| Al : argilo-limoneux          | Lfa : limoneux fins argileux |
| La : limono-argileux          | Lf : limoneux fins           |
| Laf : limono-argileux fins    | Ltf : limoneux très fins     |
| Las : Limono-argileux sableux | Sl : sablo-limoneux          |
|                               | S : sableux                  |

Il existe diverses sortes de triangles texturaux. La figure suivante montre le triangle proposé par le système INEAC (Figure 5.2).

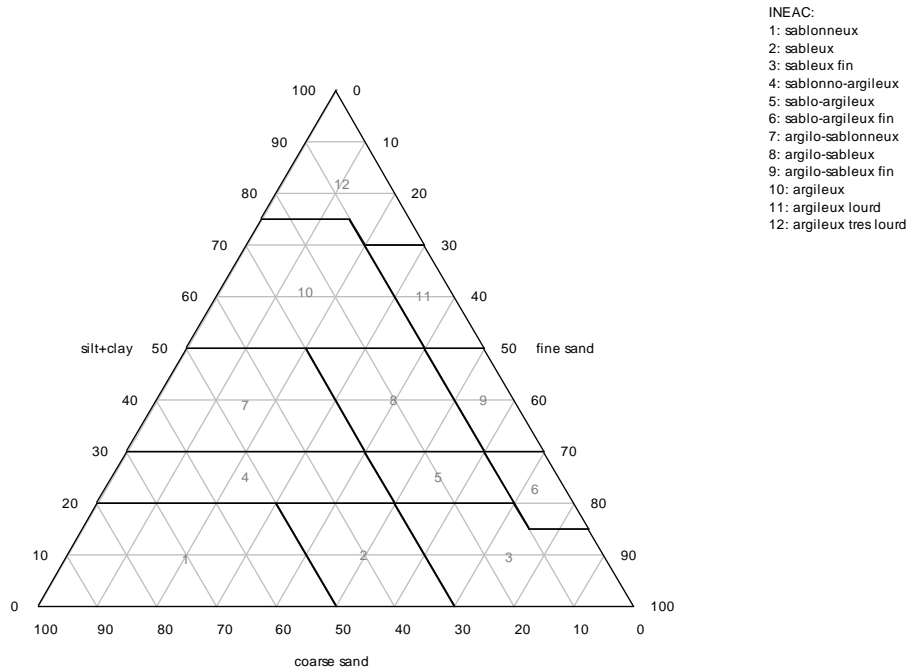


Figure 5. 2. Triangle textural dans le système INEAC

### 5.1.4. Structure

La structure désigne l'arrangement spatial des particules minérales et leur éventuelle liaison par des matières organiques, des hydroxydes de fer ou d'aluminium.

Ces « associations » appelés aussi agrégats dérivent de l'agglomération du complexe argilo-humique avec d'autres particules du sol (mycélium, polysaccharides, mucus, bactéries, protozoaires, débris, radicelles). La structure du sol est l'arrangement de ces macro-agrégats.

#### 5.1.4.1. Description des structures

Trois critères sont pris en considération dans la caractérisation morphologique de la structure :

- 1) le type de structure, relatif à la forme générale des agrégats structurés ;
- 2) la taille (ou classe), relative aux dimensions des agrégats ;
- 3) la netteté (ou degré de développement), relative aux proportions d'agrégats structurés présents dans la masse du sol.

#### 5.1.4.1.1. Les types de structure

A l'échelle macroscopique, on distingue schématiquement (Tableau 5.4, Figure 5.3):

- i) les structures particulières, caractérisées par l'absence d'éléments fins et donc plutôt liées à des textures sableuses,
- ii) les structures massives où le sol semble former un seul bloc.
- iii) les structures fragmentaires où le sol est naturellement divisé en éléments structuraux (agrégats par exemple).

#### a) Structure particulière

Les particules de terre sont trop grandes et il n'y a pas d'agrégation entre elles (la plage de sable). Sa capacité d'infiltration est très élevée mais sa capacité de rétention très réduite, le sol est donc incultivable.

#### b) Structure compacte

À l'opposé de la structure particulière, les particules sont très fines (grande proportion d'argiles) et s'agglomèrent, elle limite fortement l'infiltration de l'eau dans le sol qui s'engorge, on le dit saturé en eau. Ce sol s'appauvrit en oxygène et devient difficilement pénétrable par les racines.

#### c) Structures fragmentaires

Les agrégats permettent à la fois une rétention de l'eau et des échanges chimiques avec la solution du sol et les racines. C'est la structure la plus intéressante pour l'agriculture.

Les structures fragmentaires se subdivisent en en deux grands types suivant leur mode de fabrication. On distingue :

- les structures construites (dues à des facteurs biologiques), et
- les structures par fissuration (dues aux facteurs physiques).

#### C1) Structures construites

Pour ces structures, l'action de brassage est déterminante :

- i) structure grenue (agrégats subsphériques peu poreux de 1 mm à 1 cm qui prennent souvent naissance par travail des couches superficielles du sol)
- ii) Structure grumeleuse (agrégats de forme arrondie irrégulière, très poreux, de 1 mm à 1 cm)
- iii) Structure nuciforme (à éléments arrondies irréguliers de taille supérieure à 1 cm ; on parle aussi de structure grumeleuse très grossière).

## C2) Structures par fissuration ou structures mécaniques

Dans cette catégorie, le retrait et le gonflement sont les principaux facteurs en jeu :

i) Structure polyédrique : éléments cohérents, isodimensionnels, à arêtes vives, de quelques millimètres (horizons A/B) à plusieurs centimètres (horizons Bt). La structure cubique et la structure polyédrique subanguleuse (à angles émoussés) sont des cas particuliers ;

ii) Structure prismatique : la dimension verticale est la plus grande et peut atteindre 1 à 2 dm (horizons (B) ou (B)/C des vertisols et pélosols). La structure prismatique des vertisols se résout parfois en plaquettes obliques. Variété : la structure en colonnes (prismes à sommet arrondi) des horizons natriques ;

iii) Structure lamellaire : la plus forte dimension est horizontale (fragipans). Une structure lamellaire très aplatie et à bords relevés est dite squameuse.

En toute rigueur, la structure d'un sol n'est pas invariable dans le temps. Cependant, à courte échelle de temps, le milieu poreux peut être considéré comme indéformable.

On retiendra cependant que la structure peut être modifiée par des facteurs externes (infiltration d'eaux chargées en électrolytes, fortes pluies, etc. ...), responsables de phénomènes de dispersion des particules argileuses ou plus simplement de mécanismes d'érosion (Flanagan et al., 1997).

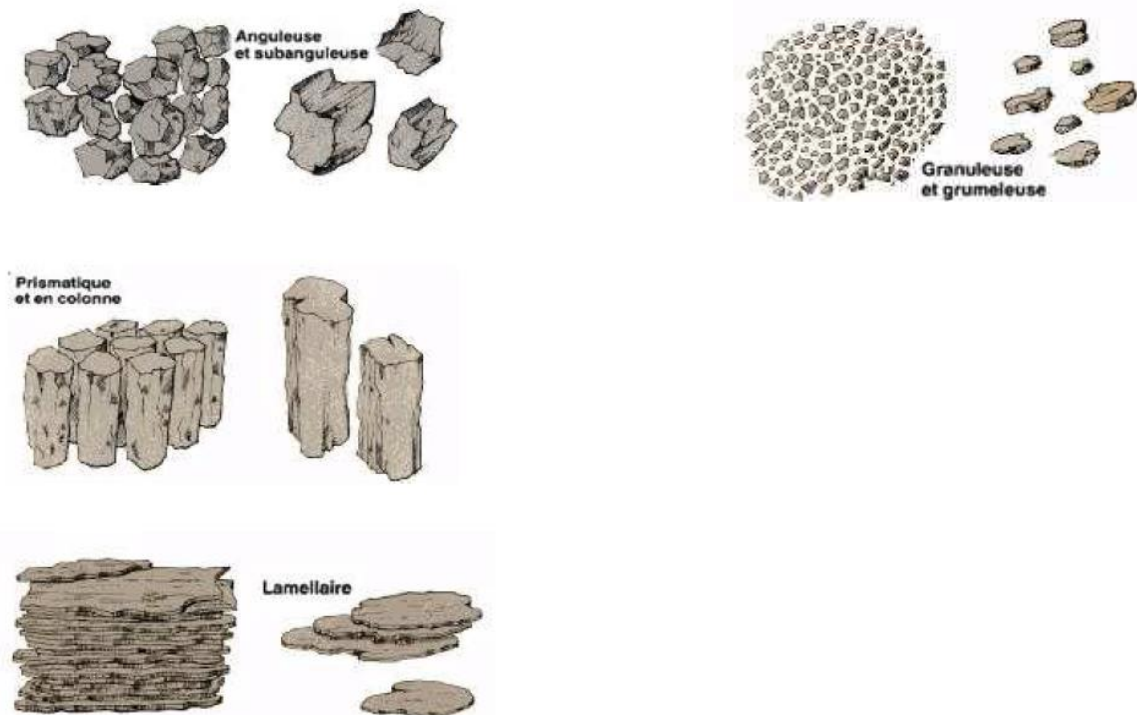


Figure 5. 3. Les types de structure fragmentaires

Source : [ftp://ftp.fao.org/fi/CDrom/FAO\\_training/FAO\\_training](ftp://ftp.fao.org/fi/CDrom/FAO_training/FAO_training)

Tableau 5. 4. Les différents types de structure du sol (Delpech R., 1985)

Organique	Minérale			
	Particulaire	Massive	Fragmentaire	
			construite (± sphérique)	par fissuration (anguleuse)
<b>Fibreuse</b> (ex. : tourbe)  <b>Feuilletée</b> (ex : moder)	<b>Meuble :</b> pas d'agrégat	<b>Compacte :</b> - par nature ou - par cimentation (ex : alios)	<b>Grenue :</b> agrégats subsphériques  <b>Grumeleuse :</b> agrégats poreux, arrondis et irréguliers (1 mm à 1 cm)  <b>Nuciforme :</b> agrégats en forme de noix (diamètre supérieur à 1 cm)	<b>Polyédrique :</b> agrégats à arêtes vives de quelques mm à plusieurs cm : - <b>subanguleuse :</b> angles émoussés - <b>cubique :</b> éléments en forme de cube  <b>Prismatique :</b> la plus grande dimension des agrégats est verticale (jusqu'à 10 à 20 cm)  <b>Lamellaire :</b> la plus grande dimension des agrégats est horizontale

#### 5.1.4.2.2. La classe de structure

La classe de la structure correspond à la dimension des unités structurales. On reconnaît 5 classes :

- Très fine ou très mince,
- Fine ou mince,
- Moyenne,
- Grossière ou épaisse,
- Très grossière ou très épaisse,

Les limites dépendent du type de structure.

#### 5.1.4.2.3. Le degré de développement ou netteté de la structure

Le degré de développement caractérise l'importance prise par les phénomènes d'agrégation au sein de la couche étudiée.

On reconnaît 3 niveaux :

- **Structure peu développée** : unités mal formées, pratiquement invisibles in situ. Dans la main, un échantillon se décompose en quelques unités structurales entières, mélangées à de plus nombreuses unités structurales brisées et à une masse importante de matériaux élémentaires.
- **Structure moyennement développée** : unités structurales bien formées, moyennement stables et apparentes in situ, moyennant un examen attentif. Dans la main, un échantillon se rompt en de plus nombreuses unités structurales entières, peu d'unités structurales brisées et peu de matériaux élémentaires.

- **Structure très bien développée** : unités structurales bien formées, stables et aisément visibles et apparentes in situ et se séparant facilement lors que le sol est prélevé. Dans la main, un échantillon se décompose presque uniquement en unités structurales entières et très peu ou pas de matériaux élémentaires.

#### 5.1.4.2. Importance de la structure

L'importance de la structure en agronomie est montrée au Tableau 5.5. La structure influence l'aération d'un sol, son lessivage ainsi que sa perméabilité. Ainsi, les sols à structure grumeleuse stable se lessivent peu mais leur perméabilité est élevée, et ils peuvent conserver des réserves d'eau à l'intérieur des grumeaux. Au contraire, les sols à structure dispersée mais pauvres en éléments fins offrent une perméabilité moyenne, sont sujets au lessivage et manquent de cohésion. Enfin, les sols à structure dispersée mais riches en éléments fins, ont une faible perméabilité et le lessivage est réduit par le gonflement des colloïdes en présence d'eau, l'aération y est faible.

Les structures les plus favorables semblent être les structures grumeleuses ou polyédriques les plus fines. Elles facilitent la pénétration des racines et leur mise en contact avec la masse du sol, celles-ci se développant préférentiellement dans les espaces inter-agrégats. En outre, elles permettent l'évacuation rapide de l'eau en excès et la bonne aération de la masse du sol, condition nécessaire pour une activité biologique intense. En revanche, la morphologie racinaire peut être fortement influencée par une structure défavorable ou par des excès d'eau occasionnés par un horizon massif ou induré, peu perméable.

Bref, la structure d'un sol conditionne (facilite):

- (1) la porosité du sol ; c'est -à- dire, le volume non occupé par les constituants solides du sol  
On distingue les pores capillaires ( $< 10 \mu$ ) des pores non capillaires. La porosité du sol est d'une importance primordiale pour la circulation de l'eau et de l'air, influençant les possibilités d'activités biologiques (racines, microflore, faune).
- (2) la résistance à l'érosion : la structure facilite l'infiltration des eaux de pluie et réduit le ruissellement en surface
- (3) contact sol-racines
- (4) Echanges thermiques entre le sol et l'atmosphère

**Tableau 5. 5. Propriétés des différentes structures**

Structure	Texture	Complexes argilo-humiques	Propriétés
<b>Particulaire</b>	Éléments grossiers (sables)	Peu nombreux	- Faible rétention de l'eau - Porosité élevée - Faible rétention des ions
<b>Compacte</b>	Éléments fins (argiles, limons fins)	Peu nombreux	- Forte rétention de l'eau - Porosité faible, résistance à la pénétration des racines - Faible rétention des ions
<b>Grumeleuse ou fragmentaire</b>	Mixte	Très nombreux	- Forte rétention de l'eau - Bonne porosité, permet une bonne pénétration des racines - Forte rétention des ions

### 5.1.4.3. Facteurs et processus de stabilisation des agrégats

La morphologie de la structure (le type, la netteté et le développement de la structure) dépend de plusieurs des facteurs suivants : texture du sol, la minéralogie des argiles, la composition chimique du sol, la matière organique et les facteurs physiques (phénomènes de gonflement et de retrait provoqués par l'humectation et la dessiccation).

#### a. Texture des sols

La fraction argileuse joue le plus grand rôle dans la stabilisation des agrégats. Son efficacité dépend de plusieurs facteurs parmi lesquels il faut citer :

- la taille des particules associées : les limons grossiers et les sables nécessitent une teneur plus forte en argile que les limons fins ;
- la nature des cations adsorbés et la concentration en sels dont dépendent les processus de dispersion - floculation ;
- la présence d'oxyhydroxydes de Fe et Al à l'état amorphe qui, par leur caractère électropositif, favorisent la floculation et renforcent les liaisons entre particules argileuses, par la formation de gangues. Ce mécanisme est responsable de la structure granulaire stable des sols ferrallitiques, et leur donne en outre une coloration rouge ou jaune typique ;
- la présence de films de  $\text{CaCO}_3$  qui peut jouer le rôle de ciment.

#### b. La minéralogie des argiles

Les argiles avec une capacité d'échange cationique forte induisent des agrégats plus résistants à la dispersion car elles offrent une surface de contact plus importante. Ainsi les smectites sont plus efficaces que les autres argiles à cause de leur importante surface spécifique et de leur grande capacité d'échange cationique, qui conditionnent l'étendue de la surface de réactivité du sol avec les substances humiques ainsi que la robustesse de leur adsorption. Cependant, les argiles peuvent se disperser plus facilement quand les conditions s'y prêtent.

#### c. Composition chimique du sol

Une bonne stabilité structurale va de pair avec un état floculé. Les cations de valence élevée exercent un effet positif sur la floculation par la formation de complexe organo-minéral. Les cations divalents, en particulier le **calcium**, améliorent donc la stabilité structurale des sols et joue un rôle essentiel en sol instable comme les sols limoneux pauvres en matière organique et en argile, en milieu neutre à légèrement basique ( $6.5 < \text{pH} < 8.2$ ). L'état des réserves en Ca et partant les besoins en chaulage peuvent être estimés par des mesures du pH et du taux de saturation en Ca échangeable par rapport à la capacité d'échange cationique du sol. Dans un sol acide, par le **chaulage** qui facilite la floculation du complexe argilo-humique.

En milieu très acide,  $\text{pH} < 5.5$ , le cation structurant est l' $\text{Al}^{3+}$ . La teneur en oxydes et hydroxydes de Fe et d'Al est aussi un paramètre important et leurs interactions entre eux et avec les autres minéraux du sol sont d'une importance fondamentale dans la formation et stabilisation des agrégats du sol. Ils peuvent agir comme floculants, en établissant des ponts entre argiles et polymères ou comme ciment après précipitation sous forme de gel sur les surfaces des argiles. Ainsi dans les sols, il apparaît que les microagrégats de diamètre  $< 0.2$  mm sont composés d'argile, d'oxydes et hydroxydes de Fe et d'Al, et de matière organique, tandis que des agrégats plus larges semblent être composés de microagrégats liés entre eux par la matière organique et des cations polyvalents.

L'effet du pH du sol n'est plus à démontrer dès lors qu'il détermine la nature des charges dominantes des composés à charge variable. Les oxydes et hydroxydes de Fe et d'Al affichent une charge nette positive en dessous de pH 8 à 9, même si des groupes fonctionnels de surface chargés positivement et négativement peuvent coexister en dessous et au-dessus des points iso-électriques. Dans les sols ferrallitiques, la kaolinite possède une charge négative nette à des pH > 4,5 tandis que la matière organique est négativement chargée à toutes les valeurs de pH du sol.

A des pH très basiques, la présence de CaCO<sub>3</sub> en sol calcaire agissant comme ciment stabilise la structure.

#### **d. Matière organique**

##### *Rôles des matières organiques vivantes*

Les affectent la structure par :

- effet physique direct : liaison mécanique des racelles, agrandissement des fissures par pression, déshydratation locale etc.
- effet indirect de stimulation rhizosphérique vis-à-vis des microorganismes producteurs de substances agrégatives.
- effet des racines mortes qui constituent un substrat organique frais constamment renouvelé ce qui contribue au maintien d'une activité microbiologique intense. L'effet des racines est fonction de leur masse et de leur longueur dans le sol. Ainsi, les prairies à graminées ont une action stabilisatrice très importante.

Les **microorganismes du sol** influencent différemment la stabilité de la structure d'un sol en fonction de leur type, de leur activité et de leurs produits de synthèse. La stabilité des agrégats est corrélée positivement à la biomasse microbienne totale du sol. Mais, les microorganismes présentent entre eux des différences d'efficacité en ce qui concerne leur aptitude à induire l'agrégation et à la maintenir.

Les **champignons** sont efficaces dans la stabilisation des agrégats de sol car :

(i) ils ont la capacité de lier les particules du sol via plusieurs mécanismes (rétention mécanique, adhésion par les **glues fongiques**, ...),

(ii) ils envahissent rapidement le sol,

(iii) ils persistent longtemps dans le sol.

En effet, de nombreux champignons sécrètent des substances agrégeantes à fort pouvoir collant comme les polysaccharides et les gommages consolidant ainsi les agrégats. Les mycéliums des champignons consolident également directement la structure du sol par enchevêtrement mécanique des particules minérales entre les hyphes et/ou par la résistance mécanique des filaments fongiques aux contraintes physiques. Les champignons agissent aussi sur la stabilité des agrégats en diminuant la mouillabilité des agrégats. Ainsi plusieurs familles de champignons ont été identifiées comme ayant une faible affinité avec l'eau essentiellement les Basidiomycètes et les Actinomycètes. Cette hydrophobicité pourrait être due à la présence d'hydrophobines et/ou de lipides (phosphoglycerolipides, glycolipides, sphingolipides et stérols) dans les parois des cellules fongiques.

Les hyphes et les spores des **champignons mycorhiziens** à arbuscules produisent exclusivement une substance glycoprotéinique extracellulaire riche en fer appelée **glomaline**. Cette glycoprotéine est une molécule chargée caractérisée par une forte réactivité et une forte résistance à la dégradation et pourrait

contribuer aussi à l'adsorption des cations et jouer un grand rôle dans la formation des agrégats dans le sol.

L'action des **bactéries** et des **actinomycètes** dans le processus d'agrégation et la stabilisation des agrégats est nettement moins importante que celle des champignons. Les bactéries interviennent plutôt dans la stabilisation des particules de la taille des argiles et des limons. Elles synthétisent des substances gluantes telles que les polysaccharides et peuvent constituer le centre de formation de microagrégats.

**La macrofaune :** L'importance des vers de terre dans la formation de la structure du sol est reconnue depuis longtemps. Ils peuvent intervenir dans le processus d'agrégation soit directement en produisant des mucilages, en creusant des galeries, en générant des turricules ou en brassant les différents horizons du sol ; soit indirectement en fractionnant les résidus organiques en fines particules, favorisant ainsi le développement ultérieur des micro-organismes. Dans les régions tropicales, les termites sont également impliquées dans le processus de stabilisation des sols.

#### ***Rôles des matières organiques non vivantes***

**Les matières organiques particulières (MOP) :** Les MOP sont majoritairement constituées de résidus végétaux récents, dont la structure histologique est encore perceptible. Deux hypothèses expliquent l'action des MOP dans la formation des agrégats du sol et leur stabilité : à travers l'activité des micro-organismes colonisant ces MOP (rôle de substrat qui dépend de la biodégradabilité des MOP), et/ou par l'incrustation des MOP dans les pores constituant ainsi des ponts entre les agrégats adjacents. La litière joue un rôle physique (mulch et protection contre le splash) et peut augmenter l'activité microbiologique.

Les **polysaccharides**, polymères glucidiques, représentant 10 à 25 % de la masse totale des matières organiques du sol, sont issus de la décomposition des tissus végétaux, synthétisés par les microorganismes des sols ou exsudés par les racines des plantes. Ils sont des constituants très efficaces dans la stabilisation des structures mais à action très courte du fait de leur haute biodégradabilité, comparés **aux substances humiques** elles relativement moins efficaces mais à action très longue en raison de leur faible biodégradabilité.

La présence **de lipides** dans le sol réduit l'action disruptive de l'eau en augmentant l'hydrophobicité des agrégats.

#### **e. Facteurs physiques**

Elaboration des formes géométriques de la macrostructure produite par les phénomènes de gonflement et de retrait provoqués par l'humectation et la dessiccation.

##### ***5.1.4.4. Facteurs et processus qui fragilisent des agrégats***

#### **a. Les contraintes mécaniques appliquées lors du labour**

Le labour fragilise la cohésion des agrégats, facilitant ainsi l'ablation des particules solides par **l'effet splash** et le ruissellement. Le ruissellement et la perte en sol sont plus importants dans les parcelles labourées qu'en semis direct.

**La compaction** des sols par des engins lourds ou piétinement provoque une diminution de la porosité, surtout de la macroporosité.

### **b. L'éclatement aérodynamique**

L'éclatement aérodynamique, correspondant à la désagrégation par compression de l'air piégé lors de l'humectation. L'intensité de l'éclatement dépend du volume d'air piégé, donc de la teneur en eau initiale des agrégats et de leur porosité.

### **c. La désagrégation mécanique ou effet de battance (effet splash)**

La désagrégation mécanique sous l'impact des gouttes de pluie. Elle intervient principalement lorsque le sol est saturé en eau. L'énergie cinétique des gouttes d'eau n'est plus absorbée mais transformée en force de cisaillement. La désagrégation mécanique peut aussi être provoquée par le passage d'outil de travail du sol.

### **d. La microfissuration par gonflement différentiel**

Ce phénomène intervient suite à l'humectation et la dessiccation des argiles, entraînant des fissurations dans les agrégats. L'importance de ce mécanisme dépend en grande partie de la teneur en argile des sols.

### **e. La dispersion physico-chimique**

Le processus de gonflement et dispersion correspond à la réduction des forces d'attraction entre particules colloïdales lors de l'humectation. Elle dépend de la taille et la valence des cations (particulièrement du sodium) pouvant lier les charges négatives dans le sol. C'est le mécanisme de désagrégation le plus efficace, car il concerne les particules élémentaires et décuple les autres mécanismes.

### **f. Texture des sols**

Les particules limoneuses quand elles sont dominantes par rapport aux particules argileuses et sableuses.

### **g. Teneur en cations sur le complexe d'échange**

La dominance des cations monovalents sur le complexe d'échange :  $H^+$ ,  $Na^+$ ,  $NH_4^+$ ,  $K^+$ , etc.

**En résumé**, les mécanismes pédologiques, naturels ou anthropiques, qui fragilisent la structure du sol sont :

- le retrait du complexe adsorbant des cations di ou trivalent par :
  - o acidification d'un sol neutre par départ des cations alcalino-terreux remplacé par l' $H^+$  ;
  - o remontée de pH d'un sol très acide dans lequel la stabilité structurale est assurée par l' $Al^{3+}$  ;
- lessivage des argiles et augmentation de la proportion limoneuse (cas des podzols) ;
- destruction de MO et diminution de l'activité biologique ;
- variation d'humidité du sol : hydromorphie temporaire ;
- alcalisation du sol par le sodium : dès que le taux de saturation en sodium dépasse 10 à 15 % de la CEC ( $pH > 9$ ), la structure devient instable ;
- la destruction des agrégats par le travail du sol.

L'instabilité structurale est un facteur limitant pour une bonne activité agricole, car elle gêne:

- l'enracinement des plantes
- L'activité biologique
- La circulation des fluides (gaz, solution du sol)
  - Faible infiltration

- Érosion
- Tassement des nappes phréatiques

**A éviter:**

- Les assolements appauvrissant en matière organique
- Labour des sols trop secs ou trop humides
- Irrigation excessive suivie de dessèchement excessif
- Fertilisation trop alcalinisante (pH > 8.5) ou conduisant les sols vers des pH moyennement acides
- Pâturage sur des sols trop humides

### 5.1.5. Consistance (Duchaufour, 2001)

Cette notion qui accompagne généralement celle de la structure traduit la cohésion et la résistance à la pression des unités structurales. Elle varie en fonction de la granulométrie, du type de structure, de sa stabilité. Pour les sols riches en argile, elle peut être différente selon le degré d'humidité.

#### a) A l'état humide (ou frais)

La consistance exprime la résistance des unités structurales à la déformation ou à la rupture. Si le sol est à l'état humide ou « frais » (entre la capacité au champ et la dessiccation à l'air), on décrira la consistance par les termes suivants :

- **meuble** : aucune cohésion entre les unités structurales ou les éléments constitutifs
- **très friable** : une très faible pression entre les doigts suffit à dissocier les éléments structuraux
- **friable** : une très faible suffit
- **ferme** : une forte pression est nécessaire
- **très fermes** : une très forte pression est nécessaire, la motte est difficile à briser.

#### a) A l'état saturé

A l'état saturé, on peut estimer :

- L'adhérence : on presse un échantillon entre le pouce et l'index. On emploie alors les termes non collant - peu collant – collant –très collant
- La plasticité : On essaie de rouler un cylindre entre les doigts (non plastique, peu plastique, plastique et très plastique).

L'importance de la consistance en agronomie est qu'elle conditionne l'enracinement (par obstacle qu'elle oppose aux racines) et les possibilités de travail du sol (qui nécessite un état du sol, ni trop plastique, ni trop cohérent).

### 5.1.6. Teneur en matière organique du sol

Celle-ci est mesurée par la teneur en carbone organique, puisque de nombreuses expériences ont montré que cette dernière représente environ 58 % de la MO du sol. Il vient alors :

$$MO (\%) = CO (\%) \times 1,724$$

Généralement, on considérera pour les sols du Burundi que des valeurs de CO < 1% indiquent un sol à faible taux (à très faible taux) en matière organique. Les valeurs supérieures à 3,5% indiquent de l'autre catégorie de sols présentant des taux élevés à très élevés en MO.

### 5.1.7. Autres propriétés physiques

Il y a d'autres propriétés physiques intéressantes en agronomie qui ne sont pas développées dans ce cours. Il s'agit notamment de : densité apparente, densité réelle, porosité, régime hydrique. Ces propriétés seront étudiés en long et en larges dans le cours de Physique du sol.

## 5.2. Propriétés chimiques et physico-chimiques

### 5.2.1. Eléments nutritifs

#### 5.2.1.1. Sources d'éléments nutritifs dans le sol

Les principales sources d'éléments nutritifs dans le sol sont:

- les éléments en solution
- les réserves minéralogiques, libérées au fur et à mesure de l'altération des roches et des minéraux
- les éléments retenus par le complexe adsorbant
- les éléments immobilisés sous forme organique.

#### 5.2.1.2. Le complexe adsorbant (Duchaufour, 2001)

##### 5.2.1.2.1. Définition

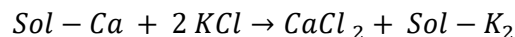
On désigne par complexe adsorbant (complexe d'échange), l'ensemble des colloïdes (au sens large du terme composés humiques et argiles) dotés de charges négatives susceptibles de retenir les cations, dans certaines conditions précises.

Parallèlement, les minéraux insolubles du sol à charges positives (par exemple des oxyhydroxydes), retiennent, de la même façon, les anions ( $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,...) : ils constituent un complexe anionique caractérisé par les propriétés d'échange comparables.

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*).

Exemple illustratif :

En apportant de l'engrais potassique KCl au sol saturé d'ions  $\text{Ca}^{2+}$ , le  $\text{K}^+$  va remplacer le  $\text{Ca}^{2+}$  dans le complexe d'échange selon l'équation :



Notons que deux atomes de K remplacent un atome de Ca ; ce qui signifie que l'échange se fait entre équivalents.

Il existe deux catégories de cations échangeables :

1° les cations générateurs d'acidité, les ions  $\text{H}^+$  et  $\text{Al}^{3+}$ , les premiers directement, les seconds de façon indirecte dans la mesure où ils libèrent des ions  $\text{H}^+$  par décomposition de l'eau ;

2° les cations dits basiques (on dit couramment bases échangeables, bien que ce terme soit impropre), qui élèvent le pH du sol. Ces ions sont les suivants :  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  et  $\text{Na}^+$  (accessoirement  $\text{NH}_4^+$ ). Lorsque l'ensemble du complexe est « saturé » par ces ions, le milieu est neutre ou même légèrement alcalin.

##### 5.2.1.2.2. Valeurs caractéristiques

Ces valeurs permettent de caractériser, pour un sol donné, l'état du complexe d'échange, qui est relativement constant pour un sol en équilibre stable avec le milieu (attention variation saisonnière pour certains cas). Six valeurs sont souvent utilisées pour caractériser un sol : la Capacité d'échange

cationique (CEC), la Somme des bases échangeables (S), l'acidité échangeable (ou somme des cations acides SCA), la Capacité d'échange cationique effective (CECE), le taux de saturation en bases, le taux de saturation en sodium (ESP), et le taux de saturation en aluminium ou indice de Kamprath (m).

### i) Capacité d'échange cationique (CEC)

La Capacité d'échange cationique (T ou CEC) représente la quantité de cations que les particules du sol peuvent retenir à leur surface par attraction électrostatique.

Elle s'exprime en :

- millimole de charge par kg de sol, mmolc kg<sup>-1</sup>
- centimole de charge par kg de sol, cmolc kg<sup>-1</sup>
- milliéquivalent par 100 g de sol, meq/100g.

Les deux premières unités sont des unités du système international d'unité alors que la 3<sup>ème</sup> est ancienne et est maintenant déconseillée.

On a:  $1\text{meq}/100\text{g} = 1\text{cmolc kg}^{-1} = 10\text{mmolc kg}^{-1}$

### ii) La Somme des bases échangeables (S)

C'est la somme des cations Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup> (l'ion NH<sub>4</sub><sup>+</sup> peut être présent aussi mais étant très minoritaire, il n'est pas pris en compte) ;

$$S = [\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] + [\text{K}^{+}] + [\text{Na}^{+}] \quad [\text{méc}/100\text{g}]$$

### iii) Acidité échangeable (ou somme des cations acides SCA)

$$\text{SCA} = [\text{Al}^{3+}] + [\text{H}^{+}]$$

### iv) Capacité d'échange cationique effective (CECE)

C'est la CEC au pH du sol. Elle est obtenue par calcul.

$$\text{CECE} = [\text{Al}^{3+}] + [\text{H}^{+}] + [\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] + [\text{K}^{+}] + [\text{Na}^{+}]$$

$$\text{CECE} = \text{S} + \text{SCA}$$

### iv) Taux de saturation en bases

$$V (\%) = \text{S} * 100 / \text{T}$$

ou

$$V = \text{S} * 100 / \text{CEC}$$

### v) Taux de saturation en sodium (ESP)

Pour les sols affectés par la salinité, il est important de calculer le taux de saturation en sodium ou Taux de sodium échangeable ou *Exchangeable sodium percentage* (ESP) qui permet de vérifier son caractère sodique ou non. Il se calcule par la formule :

$$\text{ESP} (\%) = \text{Na éch} * 100 / \text{CEC}$$

ou

$$\text{ESP} (\%) = \text{Na éch} * 100 / (\text{Ca éch} + \text{Mg éch} + \text{K éch} + \text{Na éch})$$

Ici, le complexe d'échange est presque complètement saturé en ces quatre cations.

## vi) Taux de saturation en aluminium ou indice de Kamprath (m)

$$m = [\text{Al éch}] * 100 / \text{CEC}$$

**NB :** Pour les sols acides, si la CEC déterminée avec la méthode standard à acétate d'ammonium à pH 7 se révèle très grande par rapport à la CECE, il est conseillé d'utiliser la CECE dans les calculs des taux de saturation en bases (V) et en aluminium (m).

### 5.2.1.2.3. Origine de la capacité d'échange cationique du sol

Parmi les particules du sol, seules les colloïdes (argiles et matières organiques) sont dotés de charges pouvant attirer les cations. Celles – ci peuvent être classées en deux catégories selon leurs caractéristiques électro-chimiques : les colloïdes à charge électrique constante et les colloïdes à charge électrique variable.

Les colloïdes à charge électrique constante sont les minéraux argileux. Les charges permanentes constantes proviennent des substitutions isomorphiques au sein des unités cristallines, un cation étant remplacé par un autre de valence inférieure. Ces substitutions peuvent être en position tétraédrique ( $\text{Si}^{4+}$  par  $\text{Al}^{3+}$  ou  $\text{Fe}^{3+}$ ) ou octaédrique ( $\text{Al}^{3+}$  ou  $\text{Fe}^{3+}$  remplacés  $\text{Mg}^{2+}$  ou  $\text{Fe}^{2+}$  ou  $\text{Li}^{2+}$ ). Ce type de substitution crée un déficit de charge qui se manifeste à la surface des cristallites argileux et est compensée par une charge équivalente et de signe opposé venant de la solution du sol : les cations échangeables.

Les colloïdes à charges électriques variables sont les oxyhydroxydes, les minéraux argileux, les allophanes et les composés organiques. Les charges électriques variables dépendent du pH du milieu.

Des précédentes considérations, il se dégage l'existence de deux groupes de charges dans le sol : les charges permanentes et les charges variables dépendantes du pH.

#### A) Les charges permanentes

Elles résultent comme déjà dit des substitutions isomorphiques dans le réseau cristallin des minéraux argileux. Elles sont largement dominantes au sein des minéraux argileux de type 2/1 et 2/1/1.

#### B) Les charges variables dépendantes du pH

Il s'agit de charges négatives ou positives apparaissant lors de l'ionisation de différents groupes fonctionnels résultant du changement du pH du sol. Les charges négatives se développent généralement à des  $\text{pH} > 5$  et les charges positives plutôt à bas pH, l'ensemble de ces charges est appelé collectivement « *charges dépendantes de pH* ».

Les charges négatives sont dans l'ensemble dominantes et même exclusives chez certains constituants (composés organiques).

Quatre catégories de constituants sont à l'origine de ces charges variables :

- i. les composés organiques
- ii. les minéraux argileux
- iii. les allophanes
- iv. les oxyhydroxydes amorphes ou cristallins

Pour ces constituants, il existe une valeur particulière du pH pour laquelle la surface se trouve à l'électroneutralité. Ce pH est appelé ZPC (*zero point charge* ou *point de charge nulle*).

Lorsque le pH milieu est supérieur au ZPC, la surface est chargée négativement ; inversement si le pH est inférieur au ZPC, sa surface est chargée positivement (Figure 5.4).

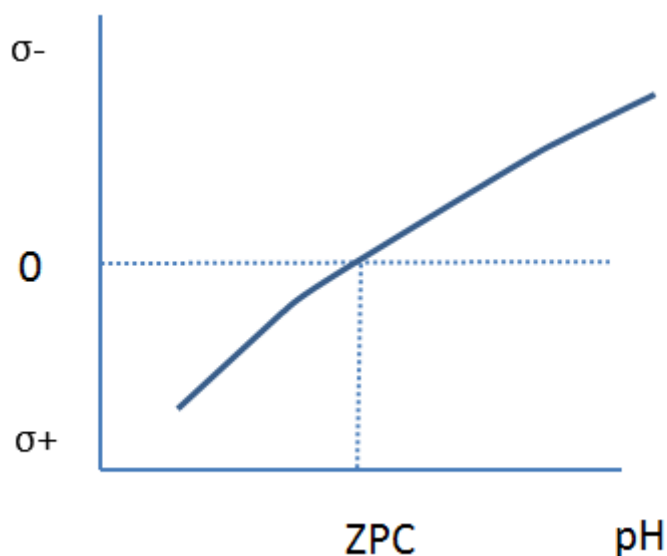


Figure 5. 4. Illustration du ZPC des constituants à charge variable

Le ZPC correspond donc à la valeur pour laquelle les densités de charges nettes de surface se contrebalancent. Le tableau 5.6 montre les valeurs de ZPC des principaux constituants dotés de charges négatives.

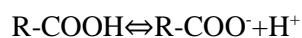
Tableau 5. 6. Point de charge nulle des constituants à charge variables du sol

Constituant	Formule chimique	ZPC
kaolinite	$\text{Si}_2\text{O}_5\text{Al}(\text{OH})_4$	4 - 5
goethite	$\text{FeOOH}$	7 - 8
hematite	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	8 - 8.5
gibbsite	$\text{Al}(\text{OH})_3$	8 - 9
substances humiques		2 - 3

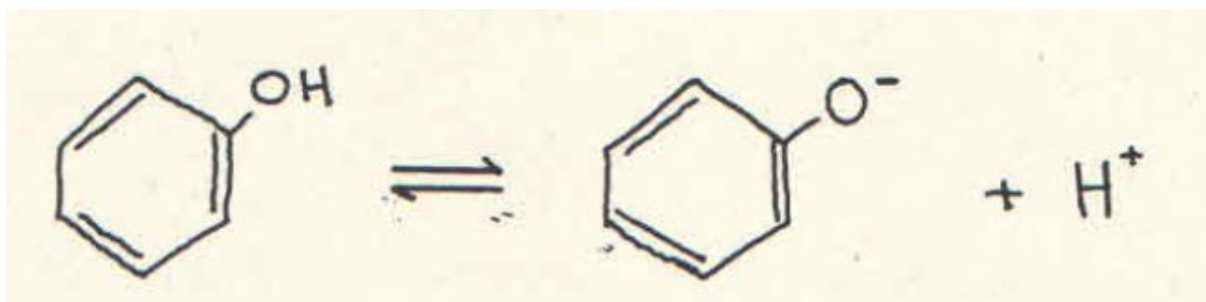
#### [1]. Charges variables liées à la matière organique

Celle-ci due aux groupements  $-\text{COOH}$  et autres groupements fonctionnels périphériques des macromolécules organiques ( $-\text{OH}$ ,  $-\text{NH}_2$ , ...) (Tableau 5.7). D'une façon générale, la CEC des matières organiques est plus élevée que celle des minéraux argileux. Elle varie de 100 à 500 meq/100g.

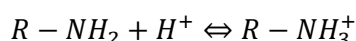
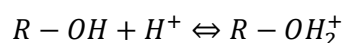
Aux  $\text{pH} < 7$ , le caractère acide provient essentiellement de la dissociation des groupes carboxyliques.



A pH plus élevé, des groupes acides plus faibles, essentiellement les hydroxydes phénoliques sont aussi susceptibles de se déprotoner :



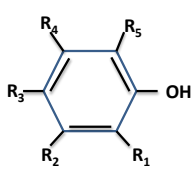
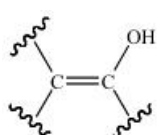
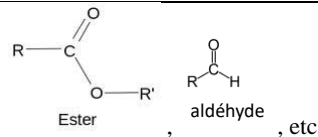
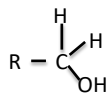
Aux pH faibles, certaines substances organiques liées à des groupes fonctionnels -OH ou -NH<sub>2</sub> peuvent se protoner et donner des charges positives pouvant provoquer l'adsorption d'anions ; selon le schéma :



Ces faits mettent en évidence que la charge de la matière organique est intimement liée au pH. Même si la présence de charges positives est démontrée, la charge nette est toutefois négative.

La matière organique du sol a une charge élevée due à l'abondance des groupes fonctionnels dissociables et à la surface spécifique qui est très élevée : **800 à 900 m<sup>2</sup> g<sup>-1</sup>**. La capacité d'échange cationique de la MO du sol est de l'ordre de 150 à 300 cmolc. kg<sup>-1</sup>. La charge de la matière organique du sol est variable en fonction du pH du sol (Tableau 5.8).

**Tableau 5. 7. Quelques groupes fonctionnels sur les structures des substances humiques**

Contient	Catégorie	Groupe fonctionnel	Formule
Oxygène	acide	carboxyl	$R-COOH \rightarrow RCOO^- + H^+$
		Phénolique-OH	$Ar-OH \rightarrow Ar-O^- + H^+$ 
		enol	$R-CH=CROH \rightarrow R-CH=CRO^- + H^+$ 
	neutre	carbonyl	 Ester, aldéhyde, etc
		OH-aliphatique (OH alcoolique)	
azote	basique	amino groupe	$R-NH_2 + H^+ \rightarrow R-NH_3^+$
		amide etc.	$R-CO-NH_2 + H^+ \rightarrow R-CO-NH_3^+$

NB : R = structure de carbone aliphatique ou aromatique ; Ar = structure de carbone aromatique

Parmi les groupes fonctionnels majoritaires, les groupes carboxyls et les groupes phénols peuvent se déprotonner à des pH communs dans la plupart des sols et constituent les contributeurs majeurs aux charges négatives des sols.

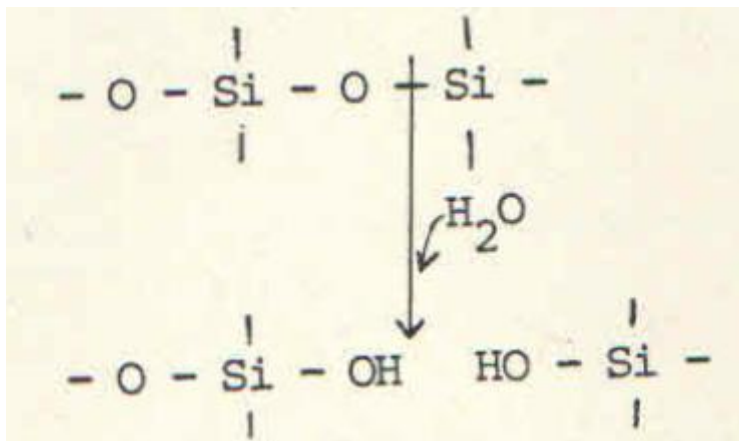
Tableau 5. 8. Contribution de la MO et des argiles à la CEC des sols telle qu'influencée par le pH

pH	Fraction argiles (cmol <sup>+</sup> kg <sup>-1</sup> argile)	Fraction organique (cmol <sup>+</sup> kg <sup>-1</sup> MO)	% de la CEC due à la MO du sol
2.5	38	36	19
3.5	45	73	28
5.0	54	127	37
6.0	56	131	36
7.0	60	163	40
8.0	64	215	45

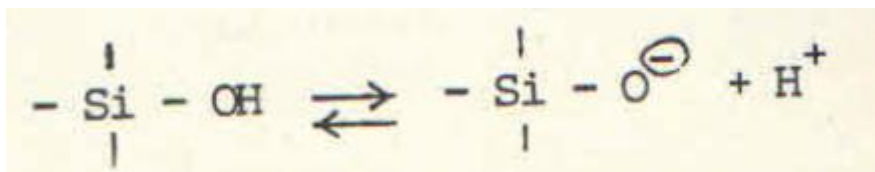
### [2]. Charges variables des faces de rupture des feuillets argileux

Celles-ci résultent de la rupture des liaisons interatomiques en bordure des cristaux. On parle de charges de bordure ou de **charges accidentelles**. Ces charges sont essentiellement dues à la dissociation des groupes -OH situés en périphérie des feuillets. Tel est le cas de la fonction silanol

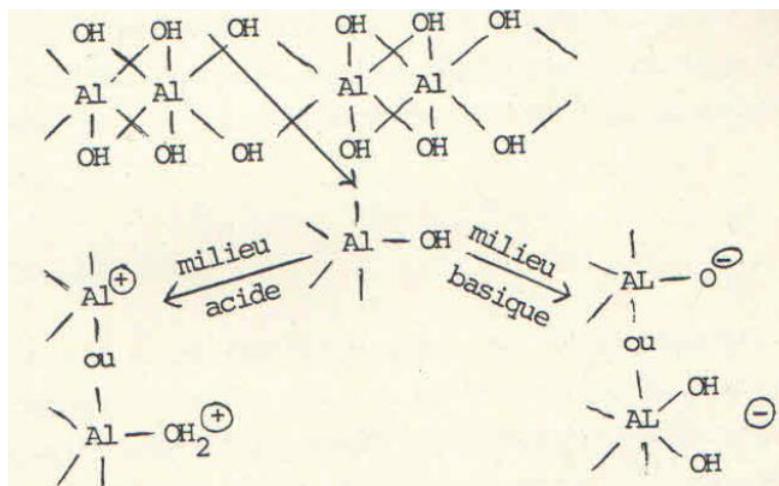
Par exemple, un réseau un réseau de tétraèdres siliciques entraîne l'apparition de groupes *silanol* (-SiOH) en bordure des cristaux selon le schéma :



Selon le pH du milieu, ces groupes silanol se dissocient plus ou moins intensivement et induisent l'apparition de charges négatives :



Le même type de charges apparaît quand les octaèdres aluminiques sont rompus. La charge ainsi acquise varie également fortement avec le pH ; elle peut même être positive aux faibles pH. L'exemple suivant montre l'apparition de charges variables pour la gibbsite (Al(OH)<sub>3</sub>).



Le nombre de charges variables est fonction du degré de division des cristallites argileux, en sorte que la CEC augmente au fur et à mesure que décroît la taille des particules.

Comme tous les minéraux argileux présentent des faces de rupture, tous développent des charges variables. Mais la proportion charges variables/charges permanentes est très différente selon les types d'argile (Tableau 5.9) :

- Chez les minéraux 2/1, les charges de bordure ne représentent souvent que 5 à 20 % de la surface totale disponible (ex : la montmorillonite, charges permanentes = 53 cmolc/kg ; charges variables = 7 cmolc/kg).
- Chez les minéraux 1/1 : les charges de bordure constituent la source principale de la charge (pas de charges permanentes).

**Tableau 5. 9. CEC et distribution des charges fixes (CEC<sub>c</sub>) et variables (CEC<sub>v</sub>) chez différents constituants du sol**

	CEC (cmolc/kg)			Distribution de charges (% CEC totale)	
	CEC tot	CEC <sub>c</sub>	CEC <sub>v</sub>	CEC <sub>c</sub>	CEC <sub>v</sub>
Montmorillonite	118	112	6	95	5
Vermiculite	85	80	5	94	6
Illite	19,2	11,5	7,7	60	40
Kaolinite	4,4	1,1	3,3	25	75
Halloysite	17,8	5,5	12,3	31	69
Allophane	51	10,3	40,7	20	80
Gibbsite	5,5	0	5,5	0	100
Goethite	4,1	0	4,1	0	100
Acide humique	270	62	208	23	77

### **[3]. Charges variables liées aux oxyhydroxydes (amorphes et cristallins) et aux allophanes**

Ces charges sont dues à la dissociation amphotérique des sites hydroxyles de surface des oxyhydroxydes et des allophanes. Les charges induites sont soit positives, soit négatives en fonction du pH du milieu : en présence de l'eau une charge de surface est créée par adsorption ou désorption de protons (Figure 5.5).

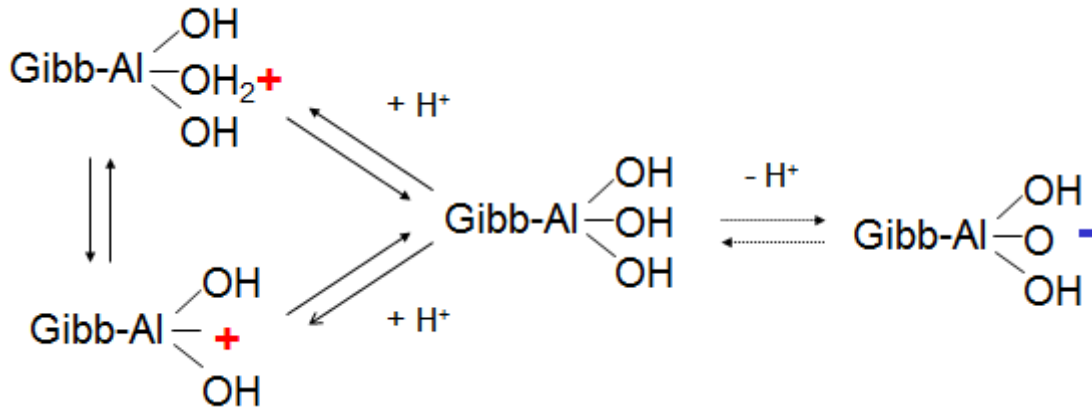


Figure 5. 5. Illustration de l'ionisation de la gibbsite

#### 5.2.1.2.4. Détermination de la CEC sur argile

On suppose que la CEC de la MO est connue en lui attribuant une valeur forfaitaire de 200 meq/100 g de matière organique.

En partant du principe que la CEC vient de la fraction colloïdale (argile et MO), On aura alors :

$$CEC = [A * CEC_{arg}] + [MO * CEC_{MO}]$$

Où  $A = \% \text{ d'argile}$   
 $MO = \% \text{ de MO}$   
 $CEC_{arg} = \text{CEC moyenne de la fraction argile}$   
 $CEC_{MO} = \text{CEC moyenne des MO}$

On a finalement :

$$CEC_{arg} = \frac{[CEC - (MO * 2)] * 100}{A}$$

Après isolement des argiles, les valeurs de la CEC des minéraux argileux données au Tableau 5.10. La CEC des allophanes, quant à elles, varie fortement avec le pH, les valeurs de littérature varient de 10 à 150 meq/100g. Cette CEC provient bien sûr de charges accidentelles surface spécifique très élevée mais aussi des substitutions isomorphiques de Si par Al.

Tableau 5.10. CEC des minéraux argileux, en meq/100g

Minéral	CEC (meq/100g)
Kaolinites	3 à 15
Smectites	80 à 150
Illites	10 à 40
Vermiculites	100 à 150
Chlorites	10 à 40
Attapulgitite, palygorskite	3 à 15

### 5.2.1.2.5. Processus d'échange de cations : Adsorption sélective de cations

En règle générale, tout échangeur sélectionne un type de cation au détriment d'un autre. En conséquence, le rapport de concentration entre deux cations est différent sur l'échangeur (colloïdes argileux, composés humiques, ...) et dans le milieu extérieur (solution du sol).

La sélectivité des processus d'échange est régie par :

La valence des cations : les polyvalents sont généralement sorbés préférentiellement aux monovalents ( $M^+ < M^{2+} < M^{3+}$ ).

Le degré d'hydratation des cations : pour des cations de valence égale, les moins hydratés présentent l'énergie d'adsorption maximale. En règle générale, un ion à rayon ionique sec plus petit aura un rayon d'hydratation plus élevé. Dans une série des alcalins et des alcalino-terreux, un ion en déplacera un autre de rayon hydraté plus élevé (et inversement de rayon sec plus faibles). Ainsi, le  $Ca^{2+}$  est plus fortement adsorbé que le  $Mg^{2+}$  puisque leurs rayons ioniques d'hydratation sont respectivement de 3,07 et 3,45.

L'échangeabilité relative des ions est fréquemment exprimée dans une série lyotropique suivant :  $Li^+ \leq Na^+ < K^+ = NH_4^+ < Rb^+ < Cs^+ = Mg^{2+} < Ca^{2+} < Sr^{2+} \leq Ba^{2+} < La^{3+} = Al^{3+}$

La concentration de la solution : lorsque la concentration augmente, l'activité des ions décroît et elle diminue plus vite pour les bivalents que pour les monovalents et plus vite aussi pour les ions peu hydratés que pour les ions très hydratés. En d'autres termes, la dilution augmente l'activité des bivalents plus que celle des monovalents : elle favorise donc l'adsorption préférentielle des premiers et la mise en solution des seconds.

Concrètement, la dilution diminue l'adsorption des ions monovalents sur les argiles en faveur des divalents qui sont favorisés. En effet, la dilution abaisse la concentration des ions dans la solution, ce qui réduit la probabilité de contact entre les ions et la surface de l'argile.

## 5.2.2. Acidité du sol et pH

### 5.2.2.1. Définition

Un milieu acide est caractérisé par la présence d'ions  $H^+$  et un milieu alcalin, par la présence d'ions  $OH^-$ . Lorsque ces deux types d'ions sont en proportions équivalentes, le milieu est neutre. L'acidité peut se mesurer par l'indice pH (logarithme inverse de la concentration en  $H^+$ ).

Le pH d'un sol mesure l'acidité ou l'alcalinité du sol : si le pH est inférieur à 7, la terre est acide; s'il est supérieur à 7, la terre est alcaline, tandis qu'un pH de 7,0 définit un sol neutre.

Pour les sols, le pH est une mesure de l'activité d'ions  $H^+$ , ou plus exactement d'ions  $H_3O^+$ , répartis uniformément dans la phase liquide.

### 5.2.2.2. Mesure et types d'acidité

#### 5.2.2.2.1. Mesure

La détermination du pH du sol se fait par mesure empirique. On mélange habituellement un volume de sol avec un volume d'eau et on insère ensuite des électrodes dans cette suspension. Lorsque les électrodes sont plongées dans les suspensions du sol, l'électrode de pH engendre par rapport à l'électrode de référence une différence de potentiel en fonction de l'activité de l'ion hydrogène en solution. Il faut noter que les électrodes de pH mesurent l'activité de l'ion en solution plutôt que la concentration de cet ion.

(L'activité d'un ion en solution est une mesure de sa réactivité. Dans les solutions diluées, l'activité de l'ion est à peu près égale à sa concentration).



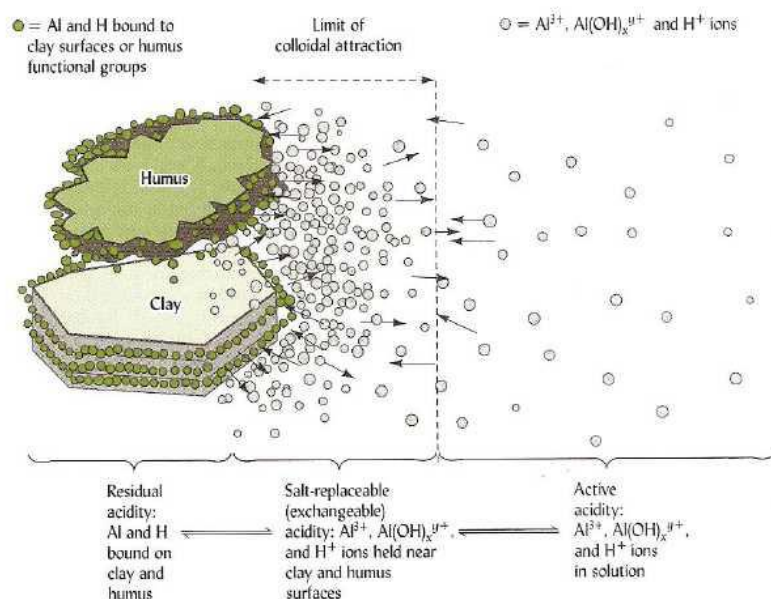


Figure 5. 6. Relation d'équilibre entre les acidités résiduelles, échangeables, et active dans un sol avec des colloïdes organiques et minéraux (Brady et Weil, 2008)

### 5.2.2.2.3. Echelle d'acidité des sols

La mesure du pH (potentiel hydrogène) d'un sol permet de définir son état d'acidité ou d'alcalinité (ou statut acido-basique). Pour la plupart des sols, on note des valeurs comprises entre 4 et 8,5 (Tableau 5.11).

La valeur du pH détermine les comportements physiques (stabilité de la structure, résistance à la battance,...), chimiques (fonctionnement de la CEC, assimilabilité du phosphore, biodisponibilité des oligo-éléments et micro éléments...) et biologiques (humification et minéralisation des matières organiques) du sol.

Tableau 5. 11. Classement des sols selon leur pH (Motsara & Roy, 2008)

Intervalle de pHeau	Cote de la réaction du sol
<4,6	Extrêmement acide
4,6 – 5,5	Fortement acide
5,6 – 6,5	Modérément acide
6,6 – 6,9	Légèrement acide
7,0	Neutre
7,1 – 8,5	Modérément alcalin
>8,5	Fortement alcalin

### 5.2.2.2.3. Signification de $\Delta pH$ (pH eau – pH KCl)

Des valeurs de  $\Delta pH$  positives, nulles ou légèrement négatives ( $> -0,5$ ) indiquent généralement un sol dominé par les minéraux à charges variables (Uehara et Gillman, 1981).

Les sols acides dont  $\Delta pH$  est proche de zéro peut être suspecté contenir une faible teneur en  $Al^{3+}$  échangeable. Quand  $\Delta pH$  est largement négative, il est impossible de décider sur le type de charges qui dominant (parmi les charges variables ou permanentes).

### 5.2.2.3. *pH et taux de saturation en bases*

Du fait de l'équilibre entre les ions  $H^+$  adsorbés et ceux de la solution, le pH est d'autant plus bas que le taux de saturation (TSB ou V%) en bases est plus bas.

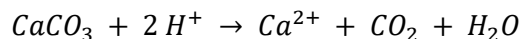
La relation TSB – pH varie bien sûr de sol à sol, selon la nature des constituants minéraux et organiques. Les sols très humifères sont souvent acides, de par la présence de nombreuses fonctions –COOH à pKa de l'ordre de 4,5. Les sols formés sur roche-mère sableuse, gréseuse ou granitique, pauvres en bases et filtrantes, sont également acides.

En général :

- Les sols à pH égal ou inférieur à 4 ont un TSB inférieur à 10%,
- Les sols à pH 7 ont un TSB compris entre 60 et 90%
- Les sols très riches en calcaire actif ont un pH supérieur à 7,5 et un TSB de 100 % et plus.

### 5.2.2.4. *Le pH des sols calcaires*

La présence de  $CaCO_3$  dans un sol exerce une profonde influence sur nombre de propriétés. La tendance naturelle des sols est en règle générale l'acidification. Or la seule présence de  $CaCO_3$  préserve le sol de cette acidification puisque chaque équivalent d'acide libéré dans le sol est susceptible d'être neutralisé par la dissolution d'un équivalent de  $CaCO_3$ .



L'acidification du sol ne pourra donc débiter que lorsque la totalité des réserves de  $CaCO_3$  auront été dissoutes.

Le pH  $H_2O$  des sols calcaires se situe entre 7,5 et 8,5, indépendamment (ou quasi) de la quantité de  $CaCO_3$  présente. Ces valeurs constituent la limite supérieure du pH de la majorité des sols. Font exception les sols carbonatés sodiques dont le pH peut atteindre des valeurs de 9-9,5.

### 5.2.2.5. *Pouvoir tampon du sol*

Le pouvoir tampon d'un sol exprime sa résistance à l'acidification ou à l'alcalinisation suite à l'addition d'une quantité donnée d'acide fort ou de base forte.

#### - **Les sols les plus efficacement tamponnés**

Ce sont les sols contenant de la matière organique et du calcaire actif, grâce au système  $CaCO_3/Ca(HCO_3)_2/H_2CO_3$ , qui les caractérise. Leur pH varie entre 7,5 et 6,5 en liaison avec la pression saisonnière du  $CO_2$  (éventuellement 6 pour la pression très élevée du  $CO_2$ ).

#### - **Les sols bien tamponnés à l'égard des acides**

Ce sont ceux qui contiennent d'abondantes réserves en calcium et en magnésium, sous forme échangeable et libérable par altération (notamment les carbonates) : ainsi, les polders calcaïques résistent à l'acidification due à l'oxydation des sulfures (production du  $H_2SO_4$ ) ; les sols agricoles à complexe saturé ne s'acidifient pas, malgré la forte nitrification, etc.

#### - **Les sols acides**

Ils sont tamponnés aussi bien à l'égard des bases qu'à l'égard des acides grâce à l'intervention des éléments du complexe absorbant qui sont à l'origine des charges variables (matière organique, allophanes, ions complexes alumineux et ferriques). Par exemple, sous l'influence d'un apport de base, les ions alumineux évoluent dans le sens,  $Al^{3+} \rightarrow Al(OH)^{2+} \rightarrow Al(OH)_2^+ \rightarrow Al(OH)_3$ , à charge de plus en plus faible, et en sens inverse par adjonction d'un acide : ces transformations contrarient les modifications du pH dans les deux sens. Dans les milieux les plus acides (pH < 3,5), les ions complexes ferriques interviennent de la même façon.

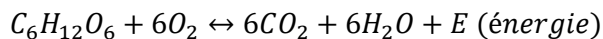
Dans la pratique agricole, il est essentiel de tenir compte du pouvoir tampon en vue du chaulage d'un sol : pour élever le pH d'un degré (de 5 à 6 par exemple), il faut 4 à 5 fois plus de chaux pour un sol limoneux (bien tamponné), que pour un sol sableux (mal tamponné). De telles différences peuvent se mesurer avec précision au laboratoire, par titrimétrie à l'aide de solution NaOH N/10 ; pour un échantillon de 10 g de sol, chaque cm<sup>3</sup> de solution titrée donne exactement le nombre de méq/100 g nécessaires pour élever le pH jusqu'à la neutralité.

#### 5.2.2.6. Les causes de l'acidification des sols

L'acidification est un phénomène tout à fait naturel.

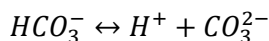
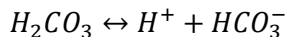
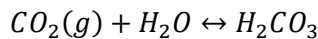
##### a) Les réactions d'oxydo-réduction

Partons de la réaction de base du monde biologique.

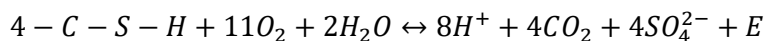
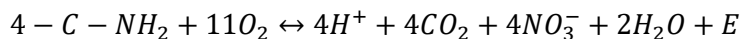


La réaction de gauche vers la droite est une réaction d'oxydation tandis que celle de droite vers la gauche est une réduction.

Pour les organismes autotrophes (les plantes vertes), cette réaction se déroule de droite vers la gauche. Les plantes utilisent l'énergie solaire, du dioxyde de carbone et de l'eau pour leur développement végétatif. Les organismes hétérotrophes, ne pouvant pas profiter de l'énergie solaire, puisent leur énergie dans la réaction inverse. La réaction d'oxydation leur fournit cette énergie, mais produit aussi le CO<sub>2</sub>, un oxyde acide qui peut se dissoudre dans l'eau en donnant naissance à l'acide carbonique (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>). Cette acide est un acide faible (qui ne se dissocie que partiellement). Comme conséquence, des protons seront générés dans le milieu. Cette production de protons est dictée par les équilibres suivants :

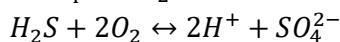
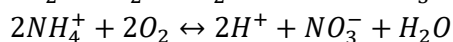
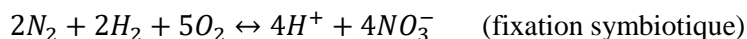


Les organismes hétérotrophes puisent aussi leur énergie dans l'oxydation d'autres espèces chimiques réduites. La minéralisation de la matière organique du sol comprend, outre la réaction de respiration, aussi les réactions suivantes :



Les microorganismes du sol oxydent aussi des composés minéraux et fixent l'azote (N<sub>2</sub>) de l'air.

L'ensemble de ces réactions d'oxydation (de minéralisation) produit des protons (H<sup>+</sup>) et donc de l'acidité.

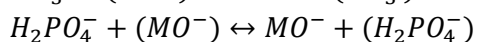
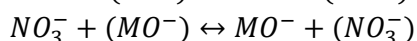
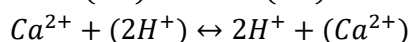
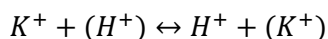


On observe donc que l'oxydation des matières réduites par les microorganismes du sol dans le but général d'en retirer de l'énergie est accompagnée par la libération de protons ; et donc de l'augmentation de l'acidité.

### b) Les réactions d'absorption des nutriments par les plantes

Les plantes ne vivent pas de CO<sub>2</sub> seul, ils absorbent de la solution du sol des éléments dont ils ont besoin pour leur croissance. Les éléments métalliques (Ca, Mg, K, ...) sont absorbés sous formes de cations, les non-métaux sous forme d'anions (N, P, S,...).

Afin de respecter l'électroneutralité dans chacune de ces réactions, les plantes remplacent les cations par les protons et les anions par les ions bicarbonates ou des anions organiques. On peut visualiser cela par les réactions suivantes :



Où (X) est un élément à l'intérieur de la plante

MO<sup>-</sup> est un anion OH<sup>-</sup> ou HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> ou un anion organique ; on observe que MO<sup>-</sup> est une base.

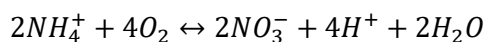
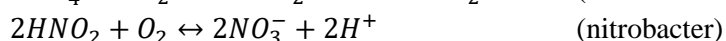
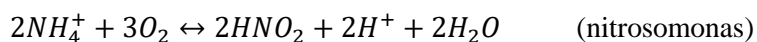
Ces réactions aboutissent soit à une baisse de pH (si la plante absorbe préférentiellement les cations), soit à une augmentation de pH (si elle absorbe préférentiellement les anions).

Mais dans les deux cas, il y a appauvrissement d'éléments nutritionnels dans la solution du sol.

### c) L'ajout d'acides provenant de l'extérieur du système du sol

Ce phénomène est surtout lié à la pluie acide et donc presque inexistant au Burundi mais aussi de l'acidification par des fertilisants. Les pluies acides proviennent de la transformation de l'anhydride carbonique (CO<sub>2</sub>) en acide carbonique (qui est un acide faible). Les pluies acides peuvent aussi résulter de précipitations concentrées en produits d'oxydation de composés soufrés mais aussi par apport d'ammonium par retombées atmosphériques. L'accumulation sur des milliers d'années de tels acides qui pénètrent dans le sol sous l'effet des eaux de percolation, engendre une réduction graduelle du pH du sol en surface.

La conversion microbienne de l'azote ammoniacal en azote des nitrates est l'un des processus biologiques qui libèrent de l'acide dans le sol. L'apport de grandes quantités d'engrais contenant de l'ammonium peut accélérer la baisse du pH, particulièrement dans les sols sableux renfermant peu de matière organique. Le processus d'acidification consécutive à la fertilisation avec l'azote ammoniacal se passe suivant les réactions suivantes :



L'urée et l'ammoniac anhydre ne renferment pas d'azote ammoniacal, mais sont convertis en azote ammoniacal en contact avec le sol. Le pH des sols sableux recevant de l'azote sous forme d'ammonium, d'ammoniac ou d'urée provenant d'engrais ou de fumier doit être contrôlé périodiquement.

**Remarque :**

En conditions du Burundi, le DAP ( $= \text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$ ) ne serait pas acidifiant. En effet, dans les conditions de pH de la plupart des sols du Burundi (pH compris entre 4 et 5), le phosphore est stable sous forme de  $\text{H}_2\text{PO}_4^{2-}$ . Or il est libéré dans le DAP sous forme de  $\text{HPO}_4^{2-}$ . Cet anion doit donc consommer un proton pour se transformer en  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$  stable.

De même, il a été montré que dans ces conditions de pH, la transformation de  $\text{NH}_4^+$  en  $\text{NO}_3^-$  est impossible car les bactéries nitrosomonas et nitrobacter sont inactifs en conditions acides.

**d) La lixiviation**

Pendant les périodes pluvieuses, les cations basiques, provenant de la phase solide par altération des minéraux et/ou de la phase échangeable par échange contre les cations acides ( $\text{Al}^{3+}$  et  $\text{H}^+$ ), passent dans la phase solution et subissent un entraînement vers les horizons profonds ; ce phénomène provoque la chute du pH et la désaturation du complexe d'échange.

En bref : l'acidification de la solution du sol consiste en deux phénomènes :

- 1) la production de protons
- 2) la désaturation du système

**Remarque :****i) Causes de l'alcalinisation des sols**

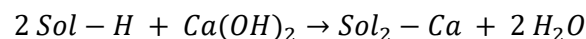
La réaction d'alcalinisation est due essentiellement à un réapprovisionnement excessif de la solution du sol en cations basiques, surtout le sodium.

Divers processus naturels peuvent y contribuer. Par exemple :

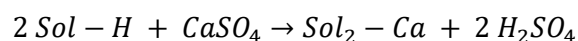
- Les remontées biologiques : les végétaux ramènent des cations en surface du sol par le cycle : sol profond → racines → parties aériennes → litière ;
- Les remontées par évapotranspiration : l'eau s'évapore mais les sels se déposent en surface ;
- L'altération des minéraux primaires : l'hydrolyse de ces minéraux libère du Mg, du Fe, du K, du Ca, du Na, etc

**ii) Correction de l'acidité des sols**

On peut lutter contre l'acidification par des apports artificiels de bases échangeables. Le *chaulage* est particulièrement efficace puisqu'il apporte non seulement des cations échangeables (Ca), mais il neutralise également l'acidité produite par échange :



Un simple apport de base échangeable avec un anion neutre ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ) et dans une moindre mesure  $\text{SO}_4^{2-}$ ) nécessite le lessivage de l'acide produit par échange :



L'addition du gypse ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) n'est donc pas susceptible de désacidifier le sol que si elle est couplée à un lessivage important.

En l'absence d'intervention humaine, l'acidification croissante du sol est la règle sauf dans les régions arides où l'évapotranspiration est supérieure à l'infiltration.

#### 5.2.2.7. Effet de l'acidité

L'acidité du sol présente des effets et sur le sol et sur la croissance des végétaux. Nous pouvons citer entre autres :

- Détérioration des propriétés chimiques, physiques et biologiques des sols.
- Détérioration de la disponibilité des éléments nutritifs (le pH optimal pour la plupart des cultures est de 5,5 à 7, voir figure 5.7).
- Accroissement de la solubilité de certains métaux ; ce qui les rend toxiques ; par exemple toxicité de l'Al à un pH <5,5 (également solubilité et toxicité du Mn).
- Réduction de l'activité microbienne.

Par ex : le Rhizobium est inactif en condition acide, ce qui peut empêcher la nodulation des légumineuses et par voie de conséquence la fixation symbiotique de l'azote ; les bactéries nitrifiantes (qui convertissent l'ammonium en nitrate) diminuent leur activité à pH bas ; le développement des décomposeurs (bactéries et champignons) est réduit à pH bas

La toxicité de l'aluminium vis-à-vis des plantes s'explique par son action sur la réduction de la reproduction cellulaire des racines; la Croissance des racines devient alors médiocre et retardée. De même, l'aluminium réduit l'assimilation de Ca et Mg.

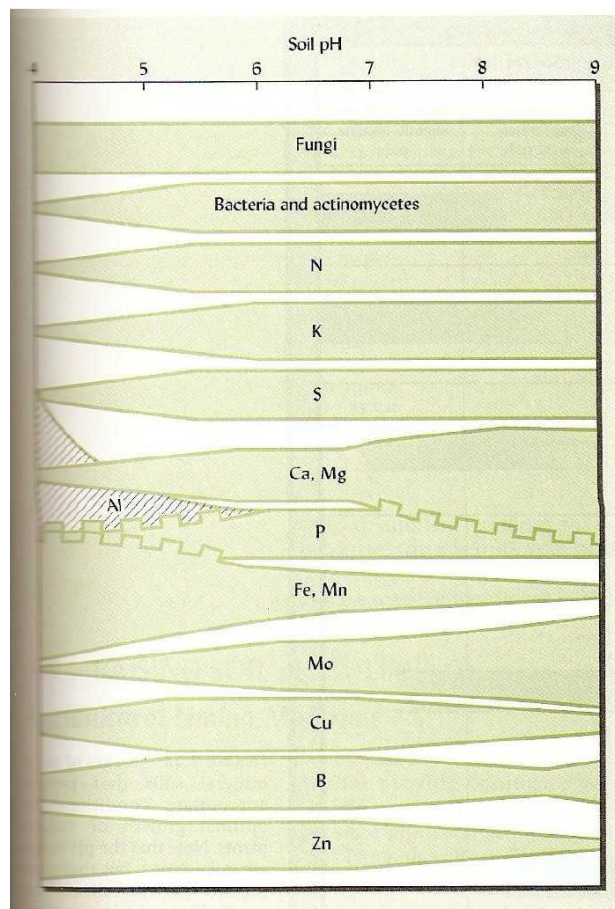


Figure 5. 7. Relations existant dans les sols minéraux entre le pH et la disponibilité des éléments nutritifs pour les végétaux (Brady et Weil, 2008)

### 5.2.3. Conductivité électrique

La mesure de la salinité des sols et des solutions peut se réaliser à l'aide des méthodes directes et indirectes.

Les méthodes directes procèdent par :

- la mesure de la concentration de sels dissous totaux (TDS)
- la mesure des concentrations en éléments cationiques ou anioniques

Le TDS est un paramètre gravimétrique exprimé en mg/L ou g/L. Il est obtenu par évaporation d'un échantillon d'eau ou de la solution et a le désavantage de provoquer la perte d'une partie des carbonates sous forme gazeuse de dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) lors de la dessiccation.

Parfois, la salinité des électrolytes est exprimée par la somme des cations solubles (S Cat) et/ou la somme des anions solubles (S An) en meq/L ou mmolc/L. Ces derniers paramètres (S Cat et S An) sont obtenus après analyses chimiques détaillées des cations (Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, et K<sup>+</sup>) et des anions (Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> et NO<sub>3</sub><sup>-</sup>). Leur comparaison permet de vérifier l'exactitude des analyses chimiques puisque la salinité est un mélange hétérogène d'électrolytes dans lequel les charges positives (cations) et négatives (anions) doivent être équilibrées en supposant que tous les ions majeurs ont été analysés.

Les mesures indirectes de la salinité procèdent notamment par la mesure de la conductivité électrique.

Celle-ci indique la capacité de l'électrolyte (solution du sol ou autre électrolyte) à conduire le courant électrique, propriété qui est d'autant mieux exprimée que la concentration ionique de l'électrolyte est plus élevée : la mesure de conductivité électrique (CE) est aisée et s'effectue grâce à une cellule de mesure que l'on plonge directement dans l'électrolyte. Un étalonnage préalable est nécessaire et la mesure est rapportée à une température standard, en général 25°C.

La conductivité électrique (CE) est un paramètre d'intensité électrique et est exprimé en microSiemens/cm (µS/cm équivaut à µmhos/cm) pour des salinités faibles et en deciSiemens/m (dS/m = mmhos/cm = mS/cm) pour les salinités plus élevées.

Il n'existe pas de relation exacte entre les paramètres de salinité ci-haut cités. Cependant, des facteurs de conversion approximatifs sont utilisés comme indiqués par les relations suivantes :

$$\text{TDS (mg/L)} = 640 * \text{CE (dS/m)} \quad (\text{pour CE} < 5 \text{ dS/m})$$

$$\text{TDS (mg/L)} = 800 * \text{CE(dS/m)} \quad (\text{pour CE} > 5 \text{ dS/m})$$

$$\text{S Cat (mmolc/L)} = \text{S An (mmolc/L)} = 10 * \text{CE (dS/m)}$$

### 5.2.4. Potentiel d'oxydoréduction

Une réaction d'oxydoréduction est une réaction chimique au cours de laquelle se produit un échange d'électrons entre un réducteur (ou donneur d'électrons) qui cède les électrons et un oxydant (ou accepteur d'électrons) qui capte les électrons. Le donneur d'électrons est alors oxydé par la perte d'électrons tandis que l'accepteur en devient réduit par le gain d'électrons. Une réaction d'oxydation est donc toujours couplée à celle de réduction ; c'est pourquoi ce genre de réactions sont parfois appelées « réactions redox ».

L'état d'oxydoréduction d'un système peut être examiné de façon globale par la mesure du potentiel d'oxydoréduction (aussi appelé potentiel redox et symbolisé par Eh). C'est une grandeur qui indique pour la solution du sol la tendance d'échanger des électrons avec une électrode de référence. En cas de submersion, une série de réactions de réductions se produisent et sont reprises au tableau 5.12.

**Tableau 5. 12. Principales réactions d'oxydoréduction dans les sols submergés et les valeurs des potentiels redox standard  $E^\circ$  et  $pE^\circ$  associées à leurs demi-réactions (Ponamperuma, 1972, Stumm et Morgan, 1996)**

Demi-équations des réactions Redox	$E^\circ(V)$	$E_7^\circ(V)$	$pE^\circ$	$pE_7^\circ$
$O_2(g) + 4H^+ + 4e = 2H_2O$	1,23	0,82	20,8	13,8
$(1/5)NO_3 + (6/5)H^+ + e = (1/10)N_2 + (3/5)H_2O$	1,24	0,74	21,0	12,6
$(1/2)NO_3 + H^+ + e = (1/2)NO_2 + (1/2)H_2O$	0,83	0,42	14,1	7,1
$(1/8)NO_3 + (5/4)H^+ + e = (1/8)NH_4^+ + (3/8)H_2O$	0,88	0,36	14,9	6,2
$*(1/2)MnO_2(s) + (1/2)HCO_3^- + (3/2)H^+ + e = (1/2)MnCO_3(s) + H_2O$	1,12	0,50	19,0	8,5
$(1/2)MnO_2(s) + 2H^+ + e = (1/2)Mn^{2+} + H_2O$	1,23	0,40	20,8	6,8
$*FeOOH(s) + HCO_3^- + 2H^+ + e = FeCO_3(s) + H_2O$	0,73	-0,096	12,3	-1,67
$Fe(OH)_3(s) + 3H^+ + e = Fe^{2+} + 3H_2O$	1,06	-0,18	17,9	-3,13
$(1/2)CH_2O + H^+ + e = (1/2)CH_3OH$	0,24	-0,178	4,0	-3,01
$(1/8)SO_4^{2-} + (9/8)H^+ + e = (1/8)HS^- + (1/2)H_2O$	0,24	-0,221	4,1	-3,75
$(1/8)CO_2(g) + H^+ + e = (1/8)CH_4(g) + (1/4)H_2O$	0,16	-0,244	2,9	-4,14
$(1/6)N_2(g) + (4/3)H^+ + e = (1/3)NH_4^+$	0,27	-0,277	4,6	-4,69
$H^+ + e = (1/2)H_2(g)$	0,00	-4,413	0,0	-7,00
$(1/4)CO_2 + H^+ + e = (1/4)CH_2O + (1/4)H_2O$	-0,071	-0,484	-1,2	-8,2

\*La concentration en  $HCO_3^-$  dans cette équation est fixée à  $10^{-3}M$

Dans les sols inondés, les réducteurs comprennent la matière organique et divers composés organiques ainsi que les composés inorganiques tels  $NH_4^+$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $CH_4$  et  $H_2$ . Les oxydants sont quant à eux constitués des substances inorganiques tels  $O_2$ ,  $NO_3^-$ ,  $MnO_2$ ,  $FeOOH$ ,  $SO_4^{2-}$  et  $HCO_3^-$ .

Les réactions redox sont à la base de la régulation des réactions biogéochimiques de l'environnement de la surface terrestre. Dans la réalisation de ce genre de réactions, les sols submergés sont généralement limités par les accepteurs d'électrons et possèdent un excès de donneurs d'électrons, et sont donc le siège des réactions de réduction. Après submersion, les donneurs d'électrons sont successivement réduits en commençant par l'oxygène suivi par les nitrates et les composés du manganèse oxydé, et puis les composés de fer ferrique. Après la réduction du fer ferrique, ce sont les sulfates qui peuvent alors être réduits, et en dernier lieu le dioxyde de carbone est réduit en méthane. Au cours de ce processus de réduction, le potentiel redox diminue, passant des valeurs positives aux valeurs négatives.

Tandis que le Eh des sols bien aérés est généralement supérieur à +400 mV, celui des sols périodiquement inondés se situe dans l'intervalle comprise entre -300 mV et +700 mV, celui des sols continuellement inondés est généralement inférieur à 350 mV et peut atteindre des valeurs inférieures à -300 mV.



## CHAPITRE VI. LA DEGRADATION DES SOLS

### 6.1. Les Catégories, types et sous-types de dégradation des sols (Brabant, 2008)

Selon la FAO<sup>2</sup>, la **dégradation des sols** est définie comme un **changement dans l'état de santé du sol qui entraîne une diminution de la capacité de l'écosystème à fournir des biens et services pour ses bénéficiaires**. Les sols dégradés sont dans un état de santé tel qu'ils ne fournissent pas les biens et services habituels dans leurs **écosystèmes**. Cette définition sous-entend non seulement le facteur biophysique de l'aptitude agricole, mais aussi des considérations socio-économiques comme l'usage des terres et les bénéfices agricoles attendus.

Les divers modes de dégradation du sol sont hiérarchisés en **catégories, types et sous-types**.

On distingue trois catégories principales : l'**érosion**, la **dégradation** (*stricto sensu*) et diverses autres formes, regroupées sous la rubrique « **dégradations diverses** » (Tableau 6.1). Ces catégories comportent au total 10 types, subdivisés en 36 sous-types.

La première catégorie est l'érosion. Elle se produit quand une partie du matériel constituant le sol, ou parfois le sol entier, est déplacée hors du site sur une distance variable, par l'eau, le vent, la gravité ou les outils utilisés pour le travail du sol.

La deuxième catégorie, dénommée « dégradation, *stricto sensu* », se produit quand le sol est dégradé sur place sans déplacement de matériau. La dégradation porte sur ses propriétés physiques, chimiques ou biologiques.

La troisième catégorie « dégradations diverses » regroupe des états de dégradation résultant des seules activités humaines, avec ou sans déplacement de matériel constituant le sol.

Tableau 6. 1. Hiérarchisation des modes de dégradation du sol en catégories, types et sous-types

Catégorie de dégradation	Types de dégradation	Sous-types de dégradation
Catégorie 1 : <b>ÉROSION</b>	<b>ÉROSION PAR L'EAU</b>	Érosion en nappe Érosion linéaire, en griffe, en rigole, en nappe ravinante Érosion linéaire en ravin Glissement de terrain et effondrement Érosion urbaine Érosion marine littorale Érosion des berges
	<b>ÉROSION PAR LE VENT</b>	Déflation Ensablement Formation de dune
	<b>ÉROSION MÉCANIQUE</b>	Érosion aratoire due aux pratiques culturales Décapage du sol au cours du défrichement
Catégorie 2 : <b>DÉGRADATION (STRICTO SENSU)</b>	<b>Dégradation physique</b>	Diminution d'épaisseur de la couche humifère Déstabilisation des agrégats et de la structure du sol Encroûtements à la surface du sol Compactage, prise en masse et durcissement Aridification

<sup>2</sup> <http://www.fao.org/soils-portal/degradation-des-sols/fr/>

<b>Catégorie de dégradation</b>	<b>Types de dégradation</b>	<b>Sous-types de dégradation</b>
		Submersion ou arrêt de la submersion Subsidence du sol
	<b>Dégradation chimique</b>	Déficit en éléments nutritifs Excédent en éléments nutritifs Acidification Salinisation Alcalinisation Pollutions diverses
	<b>Dégradation biologique</b>	Réduction du contenu du sol en matière organique Réduction de la quantité de la macrofaune du sol Réduction de la biodiversité de la macrofaune
<b>Catégorie 3 : DÉGRADATIONS DIVERSES</b>	<b>Urbanisation et autres constructions</b>	
	<b>Exploitation minière à ciel ouvert et carrière</b>	
	<b>Pollution par des produits radioactifs</b>	
	<b>Dégradations dues à des guerres et des conflits</b>	Présence de mines antipersonnel Présence de munitions non explosées Déformation du terrain due aux bombardements Application massive de défoliants Utilisation de munitions à uranium appauvri

## 6.2. Les facteurs de dégradation des sols

Les facteurs de dégradation des sols sont :

- i. Déforestation causée par le brûlis ou l'abattage : système « couper et brûler ».
- ii. Croissance démographique
- iii. L'extension des villes
- iv. Mise en décharge de déchets et des polluants sur le sol
- v. Changement climatique
- vi. Mauvaises pratiques d'aménagement des sols (pratiques non durables)
- vii. Surpâturage quand de grandes surfaces ont été complètement débarrassées de leur végétation naturelle.
- viii. Culture annuelle trop intensive.

## 6.3. Dégradation par déplacement du matériau sol

### 6.3.1. Erosion par l'eau

Les conséquences de l'érosion se remarquent sur le site érodé et dans les milieux de dépôts.

#### a) *Sur site*

Les conséquences sur-site de l'érosion sont :

- Pertes en terre et en éléments nutritifs,
- Pertes d'engrais et de matière organique,

- Réduction de la profondeur du sol,
- Destruction de la structure du sol lié au splash et aux dépôts,
- Modification de la texture du sol (par l'enlèvement des particules plus fines) et par voie de conséquence diminution de la capacité de rétention d'eau du sol
- Baisse de rendement agricole,
- Abandon des terres.

#### ***b) Hors site***

Les conséquences de l'érosion hors du champ peuvent se résumer en ces points:

- Inondations boueuses,
- Dégâts aux infrastructures (maisons, routes,...),
- Eutrophisation des eaux de surface (par augmentation des concentrations des eaux des rivières et des lacs en  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ),
- Ensablement des lits de rivière, des fossés de drainage, etc,
- Accélération de l'érosion des berges,
- Envasement des retenues d'eau,
- Pollution par les sédiments, les métaux lourds, pesticides, ....

### **6.3.2. Erosion par le vent**

L'érosion par le vent implique le vent qui emporte des particules du sol d'un site à un autre ; entraînant des conséquences sur le site érodé et bien sûr sur le milieu de dépôt

#### ***a) Sur site***

- 1) Perte de la partie supérieure du sol : déplacement uniforme par déflation
- 2) Déformation du terrain : un déplacement inégal caractérisé par des grandes dépressions, des buttes ou des dunes

#### ***b) Hors site***

- 1) Dépôts éoliens : tels que recouvrement des structures : routes, constructions et /ou effet du vent de sable sur la végétation.

### **6.3.3. Erosion aratoire et mécanique (Brabant, 2008)**

#### ***6.3.3.1. Erosion aratoire***

L'érosion aratoire consiste en un transfert de terre de la partie haute vers le bas des versants. Il résulte de la combinaison du travail du sol et du déplacement de la terre par gravité. Le travail du sol se fait à l'aide d'outils manuels, de la culture attelée ou à l'aide d'engins mécaniques. Ceux-ci ne pouvant pas travailler sur de fortes pentes, cette érosion est donc due principalement au travail manuel ou à la culture attelée, là où celle-ci est possible.

L'agriculture traditionnelle à la houe pratiquée pour le labour, le sarclage et le billonnage est la cause principale de l'érosion aratoire dans les pays en développement. Les coups de houe entraînent toujours la terre vers le bas.

### 6.3.3.2. Décapage du sol au cours du défrichement mécanique

Le décapage est fait par des engins mécaniques lourds de type bulldozer qui sont utilisés pour défricher les sols en vue de leur exploitation agricole. Contrairement à l'érosion aratoire, cela se produit sur des terrains plats ou à faible pente, accessibles à ces engins.

## 6.4. Dégradation interne du sol

### 6.4.1. Détérioration chimique

- 1) **Perte des éléments nutritifs** : conduisant souvent à une réduction sérieuse de la production (exemple : acidification accélérée des sols sous les tropiques humides).
- 2) **Pollution et acidification** à partir d'industries biologiques. Apports excessifs d'éléments chimiques (engrais organiques, pluie acide, etc...)
- 3) **Salinisation** causée par les activités humaines telles que l'irrigation.
- 4) **Cessation de la fertilisation par les inondations** (ceci peut résulter des méthodes de conservation qui contrôlent l'inondation et conduisent à une cessation de l'approvisionnement en éléments nutritifs par les inondations).
- 5) **Autres problèmes chimiques**, tels que la formation de sols sulfatés acides après drainage de certains marais côtiers.

### 6.4.2. Détérioration physique

- 1) **Battance et croûte à la surface du sol**
- 2) **Compaction** causée par une machinerie lourde sur un sol à structure de faible stabilité, ou sur des sols où l'humus est insuffisant.
- 3) **Détérioration de la structure du sol** due à la dispersion du matériau sol par le sodium (et le magnésium) dans le sous-sol (sodication).
- 4) **Engorgement par l'eau** : hydromorphisme du sol due à l'homme, inondation et submersion (à l'exclusion des rizières).
- 5) **Aridification** : changement dû à l'homme du régime d'humidité du sol vers un régime aride, changement causé par exemple par l'abaissement du niveau de la nappe phréatique locale (l'épuisement des nappes phréatiques profondes étant exclu).
- 6) **Subsidence des sols organiques** (par drainage, oxydation).

Il s'agit d'un affaissement des sols organiques causé par les pratiques de drainage, de remise en état et d'utilisation agricole des tourbières qui modifient leurs conditions naturelles. Généralement, les tourbières ont à l'origine un volume de pores élevé et une teneur en eau élevée. La subsidence (=l'affaissement) des tourbières est causée par trois effets principaux, qui sont (1) la compression des couches de tourbe sous la nappe phréatique, si elle est abaissée, (2) le rétrécissement de la couche de tourbe sur la nappe phréatique par dessiccation, causée par l'évaporation, (3) l'oxydation / minéralisation de la matière organique dans la couche supérieure, en particulier sur les terres arables, qui dépend de la valeur du pH.

### 6.4.3. Détérioration biologique

Déséquilibre de l'activité (micro)biologique de la partie supérieure du sol. Ceci peut avoir pour cause la déforestation sous les tropiques humides, l'excès d'apport d'engrais chimique dans les nations industrielles ou même le sur brûlis.

## 6.6. Solution aux dégradations des sols

L'objectif que les sociétés humaines doivent se donner le plus rapide possible est la gestion durable des sols : Il s'agit d'utiliser les sols.

- \* Sans freiner leur formation (sans freiner l'altération des roches) ;
- \* Sans accélérer les érosions ;
- \* Sans diminuer, voire en augmentant, les teneurs en matières organiques des sols;
- \* En veillant à la biodiversité, dans et sur les sols ;
- \* En maintenant une bonne structuration et une bonne porosité des sols ;
- \* En évitant les pollutions des sols ;
- \* En évitant les appauvrissements nutritifs des sols.

### Les principales améliorations des sols du fait des activités humaines sont :

- \* L'amélioration de propriétés chimiques (la « fertilité ») grâce à la fertilisation minérale (phosphore, potassium...) ou/et grâce à une gestion durable (assolements adaptés, gestion attentive de la matière organique...);
- \* L'amélioration de certaines propriétés physiques, grâce au travail du sol (labours...), aux amendements (organiques, chaulage...), au drainage...
- \* La mise en terrasses dans les zones de pentes ;
- \* L'épierrage par construction de murets et accumulation de pierriers, le concassage des éléments grossiers ;
- \* L'irrigation...

## 6.7. Stratégie opérationnelle de gestion agronomique des sols tropicaux

La gestion des sols tropicaux des montagnes diffère de celle des sols tempérés ou des sols des cuvettes. D'une manière générale, les sols tropicaux diffèrent des sols tempérés par diverses propriétés (Tableau 6.2) notamment le degré de développement du profil, le degré d'altération, le pouvoir de rétention des cations, etc.

Avant la période coloniale, la gestion des terres agricoles était basée l'agriculture sur abattis-brûlis qui consistait à abattre et brûler une parcelle de forêt pour la rendre fertile et la mettre en culture. On était sûr que le sol s'y prêtait bien aux cultures. On profitait des éléments nutritifs mis en réserve dans la phytomasse. La fertilité des sols tropicaux n'est donc pas intrinsèquement liée au sol, mais elle dépend des nutriments, essentiellement emmagasinés dans la biomasse végétale.

Au vu des limitations que présentent les sols tropicaux des collines (Tableau 6.2), il transparaît que la gestion durable de ces sols doit se baser sur la limitation des activités humaines susceptibles d'accélérer la dégradation des sols et sur la correction des dégradations en place.

**Tableau 6. 2. Caractéristiques générales qui différencient les sols tropicaux des sols tempérés**

Propriétés	Sols tropicaux	Sols des régions tempérés
Degré de développement du profil et degré de dégradation du sol	Sols très altérés à cause des facteurs climatiques (précipitations et température) favorables à l'altération qui ont agi sans interruption au cours des temps géologiques	Sols moins altérés que ceux des tropiques à cause de l'interruption d'altération pendant les glaciations du Würm
Niveau d'acidité	Plus acides et lessivés	Moins acides
Minéral dominant dans la fraction argileuse	kaolinite et des oxyhydroxydes de fer et d'aluminium	Illite
CEC et fertilité	Sols à fertilité intrinsèquement faible car CEC faible	Sols à fertilité intrinsèquement grande car CEC élevée
Teneur en matière organique	Faible teneur en matière organique car minéralisation rapide de la matière organique suite aux températures excessives	Teneur élevée en matière organique car faible minéralisation à cause des températures basses

Ainsi, les principes d'action clés qu'il faut envisager pour gérer durablement les sols agricoles tropicaux des collines sont :

- 1° Protection des sols contre l'érosion hydrique,
- 2° Lutte contre l'acidification par le chaulage et la salinisation,
- 3° L'enrichissement des sols en carbone organique,
- 4° La lutte intégrée des ravageurs et maladies des cultures, en privilégiant les méthodes écologiques ;
- 5° L'application raisonnée des engrais chimiques pour relever le niveau des éléments nutritifs du sol,
- 6° L'adoption de l'agroforesterie.

D'une manière spécifique pour les sols acides tropicaux, **il faut agir simultanément par le chaulage, l'application des amendements organiques, la fertilisation minérale et la lutte contre l'érosion hydrique.**

## CHAPITRE VII. CLASSIFICATION DES SOLS

### 7.1. Introduction

Le sol est le produit de l'action des facteurs de pédogenèse. Les types de profils générés seront donc très diversifiés selon l'intensité ou la faiblesse d'un des facteurs. A titre d'exemple, à l'échelle de la planète, le même matériau soumis aux mêmes conditions à ces facteurs donnera un sol à profil-type donné identique, à quelques petites variations mineures. Le même matériau évoluant sous climat désertique, sous climat tempéré ou tropical évoluera d'une façon différente et aboutira à des profils de sol différents.

Vu cette diversité à travers notre planète Terre, pour ordonner ces connaissances, les pédologues ont regroupé ces sols dans des classifications. Ainsi tous les sols présentant des caractéristiques identiques seront regroupés dans une même catégorie. Cette classification doit donc comporter les définitions de ces catégories de sols en fonction de leurs caractères.

Pour être satisfaisante, une classification doit être générale et englober tous les sols de la planète Terre, où chaque sol observé sera décrit et trouvera sa place dans cette classification. Il existe plusieurs types de classifications à travers le monde, basées sur un ensemble de critères. Ces classifications sont soient:

Génétiques : donnant une grande importance aux différents facteurs de pédogenèse en notant les liens parentaux entre eux.

Objectives : basées sur des critères morphologiques et analytiques, indépendamment de tout critère génétique.

La systématique des sols doit donc répondre à une double exigence :

- regrouper les sols du monde en grands groupes en fonction de leur genèse et de leurs propriétés fondamentales.
- Donner aux cartographes un outil commode pour dresser des cartes utilisables à des fins pratiques notamment agronomiques.

Le but final de la classification est d'aboutir à une classification unique hiérarchisée comprenant toutes catégories d'unités. Une telle classification doit se présenter sous forme d'une pyramide, les unités supérieures peu nombreuses formant le sommet, les unités inférieures de plus en plus subdivisées formant la base.

Le travail de classification a été entrepris dans plusieurs pays à la fois par les deux extrémités. On s'est ensuite efforcé d'intégrer les deux systèmes en rapprochant les unités inférieures établies par les cartographes sous divers cadres géomorphologiques locaux aux unités supérieures établies par les spécialistes de la pédogenèse.

L'étude des unités inférieures ne sera pas abordée dans le présent cours ; elle est normalement abordée dans le domaine de la cartographie. Le présent chapitre traitera uniquement les unités supérieures de classification c'est-à-dire celles dont la définition repose sur le mode de développement du sol et la différenciation morphologique qui en résulte, d'où le terme communément employé de classification génétique ou morphogénétique.

Il existe plusieurs écoles de classification au niveau mondial. Les classifications des sols les plus connues sont :

- La classification russe,
- La classification américaine, appelée aussi *soil taxonomy*,
- La classification FAO, devenue par après *World reference Base for Soil Resources (WRB)*,
- La classification française,
- La classification INEAC, qui a inspiré la classification ISABU.

Etant donné l'impact anglo-saxon dans le monde scientifique et la présence généralisée des Américains dans les grands projets de développement, la classification américaine tend actuellement à s'imposer comme la classification universelle. D'autre part, la classification FAO a été révisée plusieurs fois et est en train de montrer son importance à travers le monde entier sous l'appellation de WRB. Nous étudierons donc de façon particulière les deux systèmes de classification précédents. Nous n'ignorons pas bien sûr la classification qui est actuellement d'usage dans notre pays à savoir la classification ISABU.

## 7.2. Critères des classifications génétiques

### 7.2.1. Degré de développement du profil

Ce critère a trait à l'intensité de la différenciation du profil en horizons distincts. L'individualisation d'horizons est bien sûr le reflet de l'intensité d'action des facteurs et processus de la pédogenèse, illustrés à la figure 4.1, qui se chevauchent dans le temps.

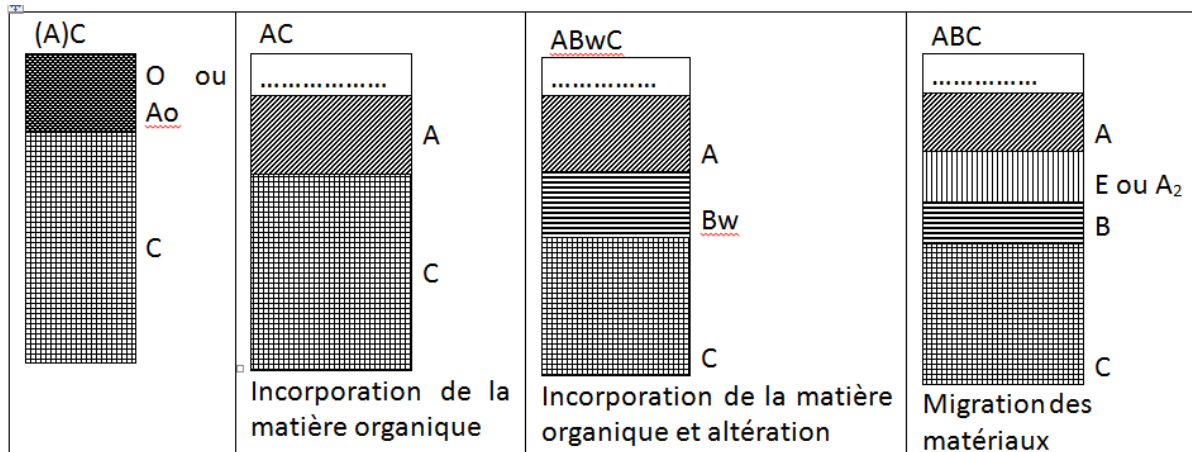


Figure 7. 1. Séquence des processus de différenciation des horizons du sol

(A)C : ce sont des sols minéraux bruts (dans les déserts et les régions polaires)

AC : Sols peu différenciés contenant de la matière organique

ABwC : Sols évolués par altération. On a l'horizon Bw d'altération

AEBC : Sols évolués par altération et migration avec un horizon illuvial

### 7.2.2. Altération climatique

La genèse des argiles à partir des produits d'altération des minéraux primaires dépend fortement des conditions climatiques. Les deux facteurs essentiels étant la température et les précipitations.

Une altération importante réduit le rapport Si/Al et favorise donc la formation d'argile de type 1/1 et à la limite, la formation d'oxy-hydroxyde d'aluminium et de fer. Les conditions climatiques influencent aussi le taux de saturation en bases sur le complexe d'échange.

### 7.2.3. Mouvements de la matière

Les mouvements de la matière comprennent bien sûr les migrations vers le bas et aussi les processus de remontée biologique qui règlent l'équilibre de base.

### 7.2.4. Pédoclimat

Il s'agit du climat interne du sol caractérisé par des variations saisonnières de température et d'humidité. Par exemple, un engorgement en eau prolongé induit dans le profil des conditions réductrices qui produisent des effets très visibles regroupés sous le nom de caractères hydromorphiques. Les caractères du pédoclimat sont pris en considération par toutes les classifications avec les degrés divers de précision. La plus exigeante à ce point de vue est la classification américaine.

### 7.2.5. Autres critères

Une tendance actuelle surtout de la pédologie française est d'introduire dans les systèmes de classification des critères de temps et d'état qualificatif de la matière organique.

Le temps est un facteur écologique de base. Selon le temps nécessaire à l'établissement d'équilibre sol-végétation, on parlera de sol à cycle court et sol à cycle long.

La matière organique joue un rôle particulier dans la pédogenèse notamment parce qu'elle conditionne la formation de complexe organo-minéraux spécifiques dont dépendent de nombreuses propriétés du sol.

## 7.3. Classification américaine

### 7.3.1. Principes

La classification américaine (*USDA soil taxonomy*) utilise, pour la définition des unités principales, les horizons diagnostiques, définis avec une grande précision, par leurs caractères morphologiques, chimiques et physiques. Le concept de profil, qui est une coupe plane du sol est remplacé par celui de **pédon**, considéré comme volume, dont les horizons forment les couches superposées. Le pédon se subdivise en deux horizons diagnostiques principaux, l'un de surface généralement humifère (**épipédon**), l'autre de profondeur correspondant à un Bw d'altération, ou un B illuvial. En dehors des horizons diagnostiques principaux, qui servent à identifier les ordres, plusieurs horizons diagnostiques secondaires permettent de caractériser certains groupes particuliers.

Les unités taxonomiques sont :

- I. Ordres
- II. Sous-ordres
- III. Grands groupes
- IV. Sous-groupes
- V. Familles
- VI. Séries

Cette classification s'appuie sur l'identification d'horizons de propriétés chiffrées avec précision. Ces horizons ont été choisis pour leur signification pédogénétique particulière. Les **horizons diagnostiques fondamentaux** servent de critères au niveau des ordres.

Un certain nombre *d'horizons diagnostiques secondaires* servent de critères au niveau des grands groupes.

Le critère distinctif entre sous-groupes d'un même ordre est le plus souvent le *pédoclimat*.

Comme les horizons diagnostiques, le pédoclimat est défini avec une grande rigueur pas toujours compatible d'ailleurs avec les impératifs d'une détermination rapide in situ.

Au niveau IV, les sols d'un même grand groupe sont subdivisés en sous-groupes selon *l'intensité de développement des caractéristiques diagnostiques*. Cela permet de désigner des termes de transition, des intergrades entre unités taxonomiques de même niveau ou de niveaux différents.

Au niveau de la classification V, on considère *l'état de diverses propriétés importantes* pour la croissance des plantes.

Au niveau VI, la série groupe tous les sols ayant des horizons génétiques similaires sauf les horizons de surface disposés de façon identique et développés au départ d'une même roche-mère.

### 7.3.2. Horizons diagnostiques fondamentaux

Les horizons diagnostiques sont classés en deux groupes :

- Les horizons de surface enrichis en matière organique appelés aussi *épipedon* et définis de façon à conserver les propriétés principales même s'ils sont mis en culture.
- Les horizons de profondeur B ou Bw essentiellement minéraux

#### 7.3.2.1. Horizons diagnostiques de surface (épipedons)

##### a) Epipedon mollique

- la couleur est foncée
- Epaisseur > 10 cm, si  $h < 30$  cm ;  $h =$  épaisseur du sol  
>  $h/3$  cm, si  $30 < h < 75$  cm  
> 25 cm, si  $h > 75$  cm.
- Teneur en carbone organique > 0,6 %
- Structure meuble et non massive
- Taux de saturation en bases (V) > 50 %
- $P_2O_5 < 250$  ppm.

##### b) Epipedon anthropique

Même caractéristiques que l'épipedon mollique; la seule différence est au niveau du taux de l'anhydride phosphorique  $P_2O_5$  qui est supérieur à 250 ppm.

##### c) Epipedon umbrique

Même caractéristiques que l'épipedon mollique sauf le taux de saturation en bases (V) qui est inférieur à 50%.

##### d) Epipedon histique

- Horizon de surface ou très proche de la surface saturé d'eau pendant une période importante de l'année
- Teneur importante en matière organique
- Plus de 10 à 18 % de carbone selon le contenu de l'argile
- Epaisseur (Ep) > 20 cm.

##### e) Epipedon plaggen

Horizon organo-minérale d'origine anthropique formé suite à des apports prolongés de matière organique. Il est identifiable par la présence de débris artificiels divers (briques, poteries) sur toute son épaisseur. Il est très épais : > 50 cm

### f) Epipédon ochrique

C'est l'épipédon trop clair ou trop pauvre en matière organique ou trop sec ou trop mince pour être rangé parmi les épipédons décrits ci-dessus. La figure 7.2 donne une clé simplifiée d'identification des épipédons des sols.

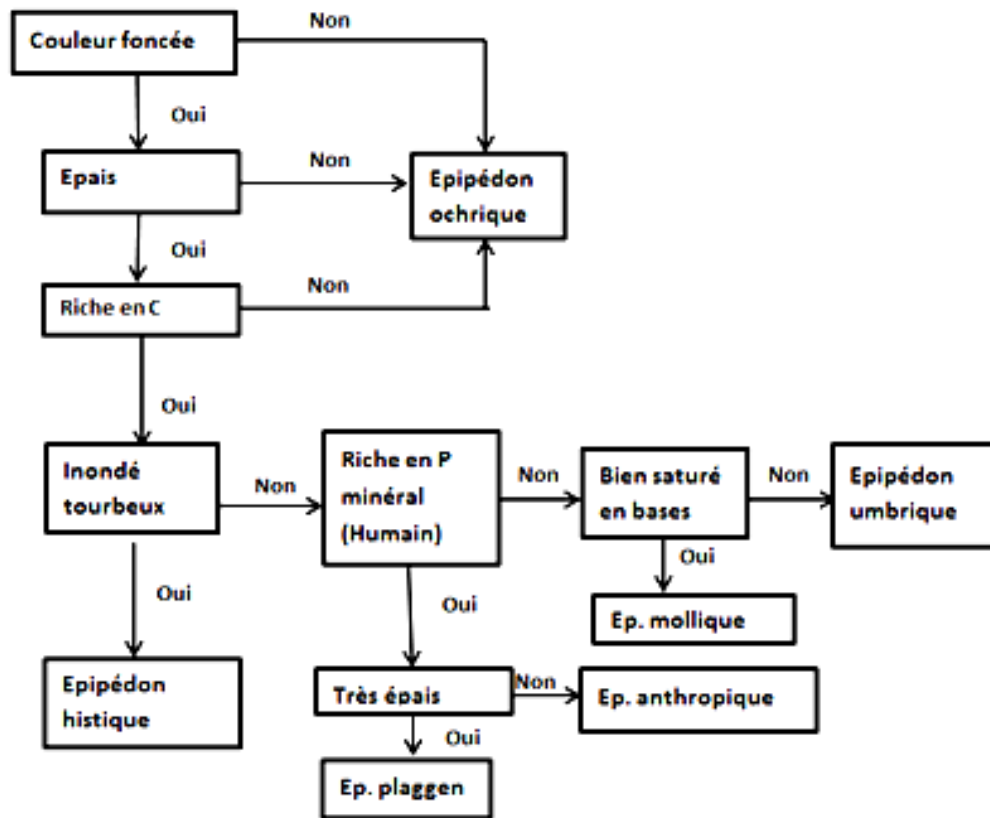


Figure 7. 2. Clé de classification simplifiée des épipédons

#### 7.3.2.2. Horizons diagnostiques de profondeur

Ce sont des horizons B illuviaux enrichis par migration soit des horizons Bw d'altération. La figure 7.3 montre une clé d'identification très simplifiée des horizons diagnostiques de profondeur.

##### a) Horizon argillique : Bt

- Un saut important de teneur en argile entre l'horizon éluviaux (E ou A2) et l'horizon illuvial Bt.
  - Le saut ( $\Delta$ ) > 3 % pour les sols sableux (< 15% d'argile)
  - $\Delta$  entre 3 et 8 % pour les sols limoneux et limono-argileux (15 à 40 % d'argile)
  - $\Delta$  > 8 % pour les sols argileux (> 40 % d'argile)
- Saut textural est rapide (moins de 30 cm)
- Epaisseur > 15 cm
- Présence des argilanes autour des unités structurales ou ponts d'argile entre les grains de sable si la texture est sableuse.

##### b) Horizon natrique

C'est également un horizon B illuvial

- Même caractéristique que l'horizon argillique
- Structure en colonnes arrondies au sommet
- Teneur élevée en Na échangeable ESP > 15 %

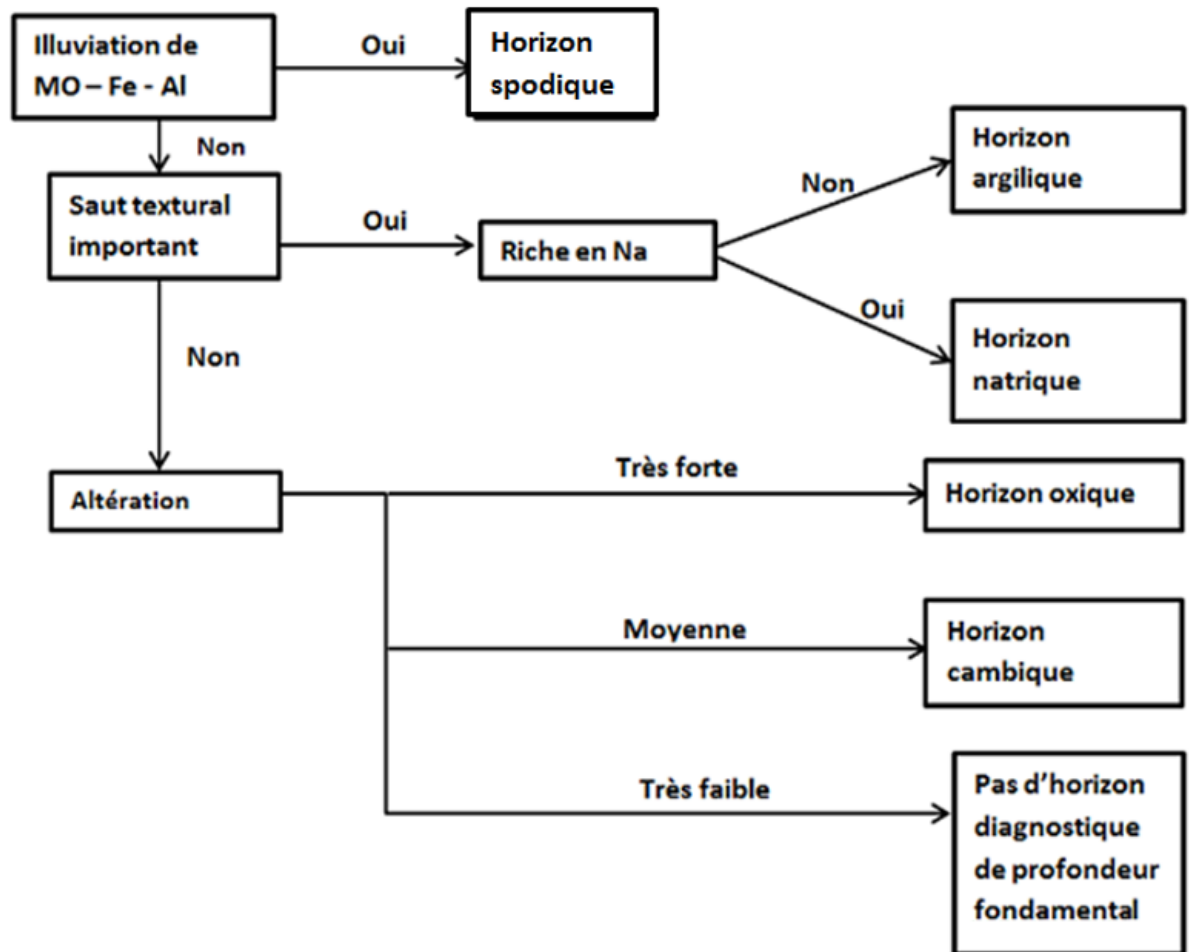


Figure 7. 3. Clé simplifiée d'indentification des horizons diagnostiques de profondeur

### c) Horizon spodique

- Horizon d'accumulation formé par illuviation de composés organiques et d'oxy-hydroxydes libres et/ou amorphes de fer et d'aluminium.
- Texture habituellement sableuse ou limoneuse grossière avec revêtements humo-ferriques sur des grains de sable et les petits agrégats.
- Sous horizons d'au moins 2,5 cm d'épaisseur cimenté de façon continue par une combinaison quelconque de matière organique et /ou de fer et/ou d'aluminium.

### d) Horizon cambique

- Horizon d'altération se manifestant morphologiquement par une structure et/ou une couleur différente de celle de l'horizon C.
- Altération incomplète de minéraux primaires, transformation dominante
- La CEC des argiles > 16 meq / 100 g
- Si le matériau est calcaire :  $[CaCO_3]$  en B <  $[CaCO_3]$  en C

- Autre matériau : Teneur en argile en B > Teneur en argile en C mais saut textural insuffisant pour être un B argillique.

#### e) Horizon oxique

- Horizon fortement altéré (altération complète (kaolinisation, allitisation)), très riche en oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium libres ou cristallisés
- Très coloré par le fer
- CEC des argiles < 16 meq/100 g (pas d'argile de type 2/1)
- Epais (> 30 cm)

#### 7.3.3. Horizons diagnostiques secondaires

a) Horizon calcique : C'est un horizon enrichi en  $\text{CaCO}_3$  et  $\text{MgCO}_3$ .

b) Horizon gypsique : enrichi en gypse ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ )

c) Horizon salique : enrichi en sels solubles autres que le gypse

d) Horizon albique : Horizon éluvial, décoloré, blanchâtre (lessivage d'argile et de fer)

e) Horizon placique : Horizon spodique hydromorphe durci, mince (2 mm -1 cm), sinueux

f) Horizon agrique : Horizon illuvial formé sous culture juste sur l'horizon Ap. Illuviation de limon, d'argile et d'humus tapissant et même remplissant les pertuis de vers et de racines.

g) Plenthite : Horizon riche en oxy-hydroxydes et en argile, pauvre en matière organique, s'indure irréversiblement à une curasse sous l'action répétée des cycles d'humectation et de dessiccation.

h) Duripan : Horizon limoneux de profondeur, très compact mais fragile, peu ou pas perméable à l'eau et aux racines qui se trouve généralement sous l'horizon B d'accumulation et d'altération.

#### 7.3.4. Nomenclature des ordres

Les douze ordres fondamentaux sont les suivants :

1) Entisols (-ent) : sols très peu évolués sans horizon B illuvial ou B d'altération, et sans épipédon fortement marqué par la matière organique du moins en l'absence d'intervention humaine

Le profil est du type (A)C ou AC.

2) Vertisols (-ert) : sols à argiles gonflantes (smectites). Plus de 30 % d'argiles, fentes de retrait très importantes (>1 cm X 50 cm).

3) Inceptisols (-ept) : sols peu évolués à horizon diagnostique se formant rapidement (horizon cambique). Pas d'horizon illuvial ou très fortement altéré. Profil ABwC

4) Aridisols (-id) : Sols de climat aride. Epipédon ochrique, horizons d'enrichissement en sels peu solubles (calciques, gypsiques) ou solubles (saliques) éventuellement indurés.

5) Mollisols (-oll) : sols à épipédon mollique

6) Spodosols (-od) : Sols à horizon spodique (podzols). Profil AEBhC

7) Alfisols (-alf) : sols à horizon argillique, peu altéré et/ou le taux de saturation en bases est supérieur à 35 %.

8) Ultisols (-ult) : sols à horizon argillique fortement altéré et/ou le taux de saturation en bases est inférieur à 35 %. Profil est ABtC

9) Oxisols (-ox) : Sols à horizon oxyrique

10) Histosols (-ist) : Sols hydromorphes organiques (tourbes) à épipédon histique

11) Andisols ou andosols (-and) : sols riches en alumine amorphe d'origine volcanique

12) Gélisols (-el) : Sols contenant un pergélisol près de la surface du sol (dans les 2 m) et/ou présentant des signes de cryoturbation. Les gélisols se rencontrent dans les latitudes plus élevées ou à des altitudes élevées et représentent environ 9% de la surface de la terre sans glace.

### 7.3.5. Nomenclature des sous-ordres

Les sous-ordres sont désignés à l'aide d'un suffixe qui rappelle l'ordre et d'un préfixe indiquant soit une caractéristique climatique ou pédoclimatique soit une caractéristique de la roche-mère, soit encore un horizon diagnostique.

On a le choix entre les préfixes principaux suivants :

aqu- = sols hydromorphes (de régime aquique)

ud- = sols de climat humide (de régime udique)

xer- = sols des climats secs (de régime xérique)

bar- = sols des climats froids

ust- = sols de climats chauds

trop- = sols des climats tropicaux

sam- = sols développés sur sable

and- = sols développés sur cendres volcaniques

ochr- = sols à épipédon ochrique

....

### 7.3.6. Nomenclature des grands groupes et sous-groupes

Les noms des grands groupes sont composés à l'aide du nom du sous ordre auquel on ajoute un autre préfixe rappelant le nom d'un horizon diagnostique ou un terme de pédoclimat.

Exemple : fragiudalf, xerochrept

Les sous-groupes sont désignés à l'aide du nom du groupe auquel est adjoind un adjectif indiquant une tendance évolutive qui n'est pas apparu au niveau supérieur. Par exemple : aquique ou bien udique ou bien typique (ex : fragiudalf typique)

Une clé dichotomique est bien sûr indispensable pour désigner un sol par un nom jusqu'aux niveaux les plus fins.

La classification américaine, grâce à ses définitions précises et chiffrées, ne laisse pas la place aux interprétations personnelles. Cependant, certaines sont difficiles à mettre en œuvre dans la pratique. L'hydromorphie est considérée comme secondaire, elle définit seulement certains sous-ordres, alors que

c'est un processus fondamental. Les Alfisols, Ultisols, Oxisols se caractérisent par une altération croissante.

#### 7.4. Classification ISABU

La classification ISABU est issue de la classification INEAC. C'est un système morphogénétique basé sur les relations existantes entre la morphologie des sols et leur genèse.

##### 7.4.1. Les niveaux du système

**Les ordres** : caractérisés par le degré d'altération du matériau (matériaux récents ou matériaux kaolinitiques) et succession des horizons pédogénétiques.

**Les sous-ordres** : Les caractéristiques en relation directe avec le pédoclimat :

- Pour les matériaux récents : hydromorphie
- Pour les matériaux kaolinitiques : température et humidité.

**Les grands groupes** : Présence d'horizons pédogénétiques particuliers.

**Les sous-groupes** : Intensité ou degré de développement des horizons, présence de caractéristiques transitoires des catégories supérieurs (intergrades)

**Les familles** : Nature lithologique de la roche-mère et géomorphologique

**Les séries** : texture, couleur, épaisseur, etc.

##### 7.4.2. Matériaux, horizons et propriétés diagnostiques

L'appellation et la définition des horizons diagnostiques diffèrent souvent des appellations et des définitions utilisées au niveau internationale ; ce qui rend difficile l'utilisation du vocabulaire « isabu ».

###### 7.4.2.1. Matériaux diagnostiques (pour toute la fraction minérale du sol)

###### a) Matériau récent = Présence de minéraux argileux de type 2/1

- Matériau à fraction argileuse composée de minéraux de type 2/1 dans la fraction argileuse. Il doit avoir :

- CEC argile à pH 7 >25 meq/100 g ;
- Quantité appréciable de minéraux altérables dans la fraction fine

On qualifiera un sol développé dans un tel matériau par le mot « typique » au niveau du sous - groupe.

- Matériau à fraction argileuse composée de minéraux de type 2/1 et 1/1 ; la CEC argile à pH 7 est comprise entre 25 et 16 meq/100 g ; la kaolinite est supposée constituer entre 0 et 50 % de la fraction minérale.

###### b) Matériau kaolinitique : Dominance d'argile 1/1

###### b1) Matériau ferrallitique

C'est un matériau profondément altéré, à dominance de sesquioxydes et/ou de la kaolinite dans la fraction argileuse. Il doit avoir :

- a) Epaisseur > 10 cm
- b) Une CEC argile à pH 7 < 16 meq/100 g (correspondance : CEC du sol < 25 meq/100 g) ou CECE argile < 10 meq/100 g.

- c) Moins de 5% de revêtements
- d) Moins de 5% en volume de débris rochers altérables à l'exclusion de fragments latéritiques et/ou quartzitiques
- e) Teneur en muscovite < 10 % et seulement des traces de minéraux altérables dans la fraction sableuse fine
- f) Un rapport limon fin/argile < 0,15 sur matériaux dérivés de roches éruptives et schistes fortement ou moyennement métamorphisés et < 0,20 sur matériau dérivés de roches sédimentaires de schistes faiblement métamorphisés et d'alluvions.

## **b2) Matériau ferrisolique**

Matériau minéral à dominance dans la fraction argileuse de sesquioxydes et/ou de la kaolinite. Il doit avoir :

- a) Epaisseur > 10 cm
- b) CEC argile < 16 meq/100 g (correspondance : CEC du sol < 25 meq/100 g)  
Il doit également répondre aux critères suivants :
- c) Teneur en muscovite > 10 % et des quantités appréciables de minéraux altérables dans la fraction sableuse fine.
- d) Un rapport limon fin/argile > 0,15 sur matériaux dérivés de roches éruptives et schistes fortement ou moyennement métamorphisés et > 0,20 sur matériau dérivés de roches sédimentaires de schistes faiblement métamorphisés et d'alluvions ; ou
- e) Plus de 5 % de revêtements.

## **c. Matériau organique**

Il satisfait le critère suivant :

1°) si la fraction minérale contient plus de 50 % d'éléments fins, la teneur totale en carbone organique doit être supérieure à 18 %.

2°) si la fraction minérale contient moins de 50 % d'éléments fins, la teneur totale en carbone organique varie de 12 à 18 % proportionnellement à la teneur en éléments fins.

### **7.4.2.2. Horizons diagnostiques de surface**

#### **7.4.2.2.1. Horizon A mélanique**

C'est un horizon diagnostique de l'ordre des sols noirs. Il doit posséder toutes les caractéristiques suivantes :

- a) Présence de minéraux argileux de type 2/1 et absence de quantités significatives d'allophane
- b) Une couleur caractérisée par un rapport valeur/chroma  $\leq 3/2$  à l'état humide
- c) Taux de saturation en bases > 50 %
- d) Epaisseur > 25 cm
- e) Teneur en carbone organique > 1,16 %

On note que cette définition est proche de l'épipédon mollique.

#### **7.4.2.2.2. Horizon A prononcé**

- a) Teneur en carbone organique > 1,16 % (c'est-à-dire % matière organique > 2 %) sur 10 cm d'épaisseur ou > 0,59 % (c'est-à-dire % matière organique > 1 %) sur 20 cm ou plus d'épaisseur.
- b) Une couleur valeur/chroma  $\leq 3/2$  à l'état humide; c'est-à-dire une valeur de 3 au moins et un chroma de 2 au moins

#### 7.4.2.2.3. Horizon A histique

Horizon de surface ayant les propriétés texturales du matériau organique avec une épaisseur de 20 cm ou plus.

#### 7.4.2.2.4. Horizon A humique

Horizon humifère noir continu très épais des régions d'altitude, à structure généralement massive avec :

- épaisseur > 80 cm
- Couleur value/chroma < 2/2
- CO > 2%
- TSB < 35%

Note : il y aura automatiquement un épipédon umbrique

#### 7.4.2.2.5. Horizon A faible

Horizon de surface ne répondant pas aux critères du A mélanique ou A prononcé ou A histique.

### 7.4.2.3. Horizons diagnostiques de profondeur

#### 1) Horizon B d'altération B<sub>w</sub>

C'est un horizon non textural et non structural, développé directement sous les horizons A dans un matériau récent et possédant les caractéristiques suivant :

- a) Epaisseur > 25 cm
- b) Présence d'une quantité significative en minéraux altérables dans la fraction sableuse fine (c'est-à-dire de 50 à 250 µm)
- c) Une teneur en argile plus élevée et/ou une structure plus développée et/ou un chroma < d'une unité comparée avec l'horizon sous-jacent
- d) Moins de 15 % de fragments rocheux altérables
- e) Moins de 25 % de revêtements

Note : Définition proche de l'horizon cambique

#### 2) Horizon B textural B<sub>t</sub>

C'est un horizon d'illuviation d'argile aux caractéristiques suivantes :

- a) Epaisseur > 25 cm
- b) La teneur en argile doit être supérieure d'au moins 1/5 à celle des horizons sus-jacents et celles des horizons sous-jacents
- c) Une teneur minimum d'argile de 20 %
- d) L'enrichissement en argile doit se faire sur une distance verticale de maximum 20 cm.

Note : la présence de revêtements argileux n'est pas considérée comme un critère suffisant pour désigner un horizon B comme B<sub>t</sub>.

Cette définition est proche de l'horizon B textural classique ou argillique

#### 3) Horizon B structural B<sub>s</sub>

C'est un horizon non textural avec :

- a) Epaisseur > 25 cm
- b) Teneur en argile > 20 %
- c) Une structure ni massive ni élémentaire
- d) Présence de plus de 25 % de revêtements

#### 4) Horizon B ferrallitique

C'est un horizon minéral de profondeur, situé entre les horizons A et la roche mère altérée ou l'argile bariolée avec :

- a) Epaisseur > 25 cm
- b) Teneur en argile > 20 %
- c) Rapport limon fin/argile < 0,15 sur roches magmatiques et éruptives ; < 0,20 sur roches sédimentaires
- d) <10 % de muscovite et rares traces d'autres minéraux altérables dans la fraction 50 – 250 µm
- e) Fraction argileuse dominée par la kaolinite et/ou des sesquioxydes
- f) CEC argile < 16 meq/100 g
- g) Rapport SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> voisin mais généralement < 2
- h) pas de caractéristiques d'hydromorphie et un chroma > 4

*Note* : Définition proche de l'horizon oxisque

#### 4) Horizon B de consistance Bc

Horizon B ferrallitique avec en outre :

- structure massive ou faiblement développée
- < 25 % de revêtements sur la face des agrégats
- consistance plus ferme que celle des horizons sous-jacents
- épaisseur > 50 cm
- présence éventuelle de concrétions sphériques

#### 5) Horizon podzolique Bp

C'est un horizon B d'illuviation d'humus et/ou de fer cimenté ou non d'une épaisseur > 10 cm.

#### 6) Horizon sombre Hs

Cet horizon doit satisfaire aux critères suivants :

- Epaisseur d'au moins 10 cm
- Value ou chroma < 1 unité comparé à l'horizon sus-jacent
- Value et chroma ≤ 4
- Teneur en carbone organique > 0,58 % et au moins > 0,2 à celle de l'horizon sus-jacent

#### 7) Horizon B limoneux Bl

C'est un horizon ayant toutes les caractéristiques de l'horizon ferrallitique sauf le rapport limon fin/argile. Cet horizon est diagnostique des sous-groupes des « *limoneux* ».

Lorsque l'horizon B<sub>2</sub>l répond également aux critères d'un B<sub>2</sub> structural, il est diagnostique du sous-groupe appelé '*intergrade des sols récents*'.

#### 8) Horizon B solonetzique BtNa

C'est un horizon B ayant les mêmes caractéristiques que l'horizon B textural et en plus :

- a) Une structure prismatique ou en colonne,
- b) Dans les 40 premiers cm de l'horizon, une saturation en Na échangeable > 15 % et/ou une teneur en (Mg + Na) échangeable > Ca.

### 9) Horizon plinthique

C'est un horizon bariolé d'individualisation de fer en amas concrétionnaires friables ou non de dimensions et de formes diverses et contenant moins de 0,58 % de carbone organique. Après dessèchement, l'horizon s'indure irréversiblement.

#### 7.5.2.4. Propriétés diagnostiques

##### Régime d'humidité

Les régimes d'humidité déterminent les sous-ordres des kaolisols et sont définis comme suit :

- 1°) **Régime hygrique (Hygro-)**: s'applique aux sols dans les régions avec une saison sèche  $\leq 3,3$  mois.
- 2°) **Régime hygro-xérique (Hygro-xéro-)**: s'applique aux sols dans les régions avec une saison sèche de plus de 3,3 mois et de moins de 5 mois.
- 3°) **Régime xérique (Xéro-)**: S'applique aux sols avec une saison sèche supérieure ou égale à 5 mois.
- 4°) **Régime hydrique (Hydro-)** : S'applique aux sols présentant des traces d'hydromorphie avant 60 cm.

#### 7.4.3. Clé de classification des ordres

Après avoir déterminé le matériau, on détermine l'ordre par observation des horizons et du type de profil. Le tableau 7.1 reprend les cas possibles d'ordres dans ce système de classification.

Tableau 7. 1. Liste des ordres des sols dans la classification ISABU

Type de profils	Matériau récent	Matériau kaolinitique	Matériau organique
	ORDRES		
AC AR	Sols récents	Kaolisols	Sols organiques
AmC AmBC	Sols noirs	Kaolisols	-
A(B)C	Sols d'altération récente	Kaolisols	-
ABsC	Sols bruns	Kaolisols	-
ABtC	Sols récents texturaux	Kaolisols lessivés	-
ABpC	Sols podzoliques		-

Connaissant l'ordre, on détermine le sous-ordre (SO), le grand-groupe (GG) et le sous-groupe (SG) au moyen d'une clé de détermination présentée dans les paragraphes suivants.

##### 7.4.3.1. Ordres, sous-ordres et grand groupes de sols développés sur matériau organique

###### 1. Ordre des sols organiques

Sols avec une épaisseur totale supérieure ou égale à 50 cm, de matériaux organiques avant 100 cm.

##### 7.4.3.2. Ordres, sous-ordres et grand groupes de sols développés sur matériau récent

###### 1. Ordre des sols récents

Sols ne présentant aucun horizon B diagnostiques avant 100 cm, sans horizon A mélanique, dans un matériau récent avant 100 cm.

a) *Sous – ordre des sols récents non hydromorphes* : Absence de traces d'hydromorphie avant 60 cm

a1 : Grand groupe des **lithosols (L)** : contact lithique avant 50 cm

a2 : Grand groupe des **Régosols (R)** : CE < 4 dS/m dans les 60 cm

a3 : Grand groupe des **Régosols salins (R')** : CE > 4 dS/m dans les 60 cm

**b) Sous – ordre des sols récents hydromorphes** : Présence de traces d'hydromorphie avant 60 cm

b1 : Grand groupe des Régogley ( $\bar{R}$ ) : comme a2

b2 : Grand groupe des Régogley salins ( $\bar{R}'$ ) : comme a3

## 2. Ordre des sols noirs

### a) Sous-ordre des sols noirs non hydromorphes (N)

a1 : Grand groupe des régosols mélaniques : A-C, pas de slickensides avant 100 cm, TSB < 50% sur 100 cm

a2 : Grand groupe des rendzines : A-R, R = croûtes calcaires avant 60 cm

a2 : Grand groupe de prairie : ABC

### b) Sous-ordre des sols noirs hydromorphes ( $\bar{N}$ )

b1 : Grand groupe des Régogley mélaniques : comme 4.5.3.2. a2

b2 : Grand groupe des Régogley mélaniques salins: comme 4.5.3.2. a3

b3 : Grand groupe des argiles noires : slickensides avant 100 cm (ex : vertisols typiques de l'Imbo)

## 3. Ordre des sols d'altération récente

Sols avec un profil ABw avec ou sans horizon C dans un matériau récent avant 100 cm.

a. Sous - ordre des sols d'altération récente non hydromorphe (C)

b. Sous - ordre des sols d'altération récente hydromorphe ( $\bar{C}$ )

## 4. Ordre des sols bruns

Sols à profil AB structural dans un matériau récent avant 100 cm.

a. Sous - ordre des sols bruns non hydromorphe (B)

b. Sous - ordre des sols bruns hydromorphe ( $\bar{B}$ )

## 5. Ordre des sols récents texturaux

Sols à profil ABt, dans un matériau récent avant 100 cm.

a: Sous – ordre des sols récents texturaux non hydromorphes (T)

a1 : Grand groupe des sols récents texturaux typiques (Tt)

a1 : Grand groupe des sols récents texturaux solonetziques (Tj) : avec ESP > 15 % dans l'hz B natrique

b: Sous – ordre des sols récents texturaux hydromorphes ( $\bar{T}$ )

b1 : Grand groupe des sols récents texturaux hydromorphes normaux ( $\bar{T}t$ )

b2 : Grand groupe des sols récents texturaux hydromorphes solonetziques ( $\bar{T}j$ )

## 6. Ordre des sols podzoliques

Sols avec un B2 podzolique avant 100 cm

a: Sous – ordre des podzols non hydromorphes (Pt)

b: Sous – ordre des podzols hydromorphes ( $\bar{P}t$ )

### 7.4.3.3. Ordres, sous-ordres et grand groupes des sols développés sur matériaux kaolinitiques

#### 1. Ordre des kaolisols

Ces sols sont caractérisés par les traits suivants :

- Profil AC ou ABC

- Pas de Bt, ni de B podzolique
- Fraction argileuse constituée de minéraux 1/1 ou des sesquioxides : CEC argile < 16 meq/100 g
- Matériaux ferralitique ou ferrisolique

## 2. Ordre des kaolisols lessivés

Cet ordre présente les mêmes caractéristiques que l'ordre des kaolisols, sauf la présence d'un horizon d'accumulation d'argile Bt donnant un profil ABtC

## 3. Les sous ordres au sein des ordres des kaolisols et des kaolisols lessivés

Les sous-ordres sont déterminés par les paramètres climatiques :

- La température différencie les sous ordres :
  - humifères (d'altitude) : Horizon A prononcé et quantité C/m<sup>2</sup> jusqu'à 1 m de profondeur > 20 kg : adjonction du qualificatif « humifère »
  - « ..... » peu humifères : Horizon A faible, apparaisse notamment dans les régions de basse altitude à température plus élevée : pas d'adjonction du qualificatif
- L'humidité différencie les sous ordres :
  - Hydro - : traces d'hydromorphie avant 60 cm
  - hygro - : saison sèche < 3,3 mois
  - hygro-xéro - : saison sèche durant une période comprise entre 3,3 et 5 mois
  - xéro - : saison sèche > 5 mois

Un mois sec est un mois dont la hauteur des précipitations est < 50 mm

Afin de tenir compte des possibilités d'alimentation hydrique des plantes, la subdivision « aréno » (sableux) est de plus utilisée au sein des hygro- et des hydro-xéro-kaolisols.

## 4. Les grands groupes au sein des ordres des kaolisols et kaolisols lessivés

Le nom du grand groupe se forme par adjonction. Par exemple, hydro-ferrisol (ou hydroferrisol), ferrisol humifère, hygroxéroarénoferralsol (Tableau 7.2).

Les symboles (lettres majuscules) sont utilisés pour nommer les sols, en particulier en cartographie.

Les kaolisols humifères à horizon sombre (HS) ne peuvent être différenciés sur terrain entre ferrisols et ferralsols, d'où une catégorie unique dans la classification pour ce type de sol.

**Tableau 7. 2. Dénomination des grands groupes de sols au sein des sols développés sur matériau kaolinitique**

SOUS - ORDRE	GRANDS GROUPES	
	Ferrisols	Ferralsols
Hydro-	D	W
- humifères	G	Z
Kaolisols humifères à horizon sombre	K	
Hygro-	E	X
Hygro-aréno-	-	X°
Hygro-xéro-	F	Y
Hygro-xéro-aréno	-	Y°

**Remarque :** La classification ISABU est d'une portée nationale. Une tentative de correspondance des ordres de la classification ISABU avec les autres formes de classification a été donnée par ISABU (voir plus loin aux Tableaux 7.7 et 7.8).

## **7.5. Base de référence mondiale pour les ressources en sols - *World reference Base for Soil Resources (WRB)***

La WRB emprunte ses concepts des systèmes modernes de classification des sols notamment la *USDA Soil Taxonomy*, la légende FAO de la carte des sols du monde (FAO, 1974 et 1990), le Référentiel Pédologique et la classification Russe. Elle résulte des négociations pédo-politiques. La classification est principalement basée sur la morphologie du sol qui est sensée exprimer les effets de la pédogenèse. Une différence majeure avec la *USDA Soil Taxonomy* est que le climat du sol ne fait pas partie du système, excepté dans la mesure où les effets du climat affectent les propriétés du sol.

### **7.5.1. Principes de base**

Les principes généraux de la WRB-2014 sont les suivantes :

- La classification des sols est basée sur des caractéristiques de sol définies en termes d'horizons diagnostiques, propriétés diagnostiques et matériaux diagnostiques, qui doivent autant que possible être mesurables et observables sur le terrain. Le Tableau 4.3 donne un aperçu des caractéristiques diagnostiques utilisées dans la WRB.
- Le choix des caractéristiques diagnostiques prend en compte leurs relations avec les processus de formation des sols. Il est admis que la compréhension de ces processus contribue à une meilleure caractérisation des sols, mais qu'ils ne doivent pas être utilisés en tant que tels comme critère de différenciation.
- Dans la mesure du possible, les critères diagnostiques retenus à un niveau élevé de généralisation ont de l'importance pour l'aménagement.
- Les paramètres climatiques ne sont pas appliqués dans la classification des sols. Il est clair cependant qu'ils doivent être employés en combinaison avec les caractéristiques des sols pour interpréter la classification, mais ils ne doivent pas faire partie de la définition des sols. La classification des sols n'est donc pas subordonnée à la disponibilité de données climatiques. Le changement climatique ne rendra pas obsolète la dénomination d'un sol.
- La WRB est un système de classification global, permettant l'inclusion des systèmes nationaux de classification des sols.
- La WRB n'a pas pour dessein de se substituer aux systèmes nationaux de classification des sols, mais bien de servir de commun dénominateur pour communiquer à l'échelon international.
- La WRB comprend deux niveaux catégoriels:
  - le Premier niveau, comprenant 32 Groupes de sols de référence (*Reference Soil Groups, RSG*);
  - le Second niveau, comprenant le nom du RSG combiné avec un ensemble de qualificatifs principaux et supplémentaires.
- De nombreux RSGs sont représentatifs de régions pédologiques majeures; ainsi, la WRB est à même de donner un aperçu général de la couverture des sols du monde.
- Les définitions et descriptions reflètent les variations dans les caractéristiques des sols survenant à la fois verticalement et latéralement dans le paysage.
- L'appellation Base de référence reflète la fonction de dénominateur commun de la WRB: l'amplitude de ses unités (les RSGs) est telle qu'elle stimule l'harmonisation et la corrélation avec les systèmes nationaux existants.
- En plus de cette fonction de lien entre les systèmes nationaux existants, la WRB sert également de moyen de communication pour l'établissement des bases de données globales et pour l'inventaire et la surveillance des ressources mondiales en sols.

- La nomenclature employée pour distinguer les groupes de sols est basée sur des termes traditionnels ou faciles à introduire dans le langage actuel. Ils sont définis avec précision afin d'éviter les confusions issues d'un usage de termes identiques ayant des connotations différentes.

Les horizons, les propriétés et matériaux diagnostiques de la structure WRB sont montrés au Tableau 7.3.

**Tableau 7. 3. Les horizons, propriétés et matériaux diagnostiques de la WRB**

Nom	Description simplifiée
<b>1. Horizons diagnostiques anthropogéniques (tous minéraux)</b>	
Horizon anthraquique	Dans les rizières inondées: couche comprenant la couche mise en boue et la semelle de labour, toutes deux montrant une matrice réduite et des chenaux racinaires oxydés
Horizon hortique	Foncé, teneur élevée en matière organique et en P, forte activité biologique, taux de saturation en bases élevé; résultant d'une longue pratique d'agriculture, de fertilisation et d'application de résidus organiques
Horizon hydragrique	Dans les rizières inondées: couche sous l'horizon anthraquique montrant des caractéristiques rédoxymorphiques et/ou une accumulation de Fe et/ou Mn
Horizon irrigrique	Structure uniforme, teneur en matière organique au moins modérée, forte activité biologique; accumulation progressive via une eau d'irrigation riche en sédiments
Horizon plaggique	Foncé, teneur en matière organique au moins modérée, sableux ou loameux; résultant de l'application de matériaux gazonneux et d'excréments
Horizon pretique	Foncé, teneur élevée en matière organique et en P, faible activité biologique, teneur élevée en Ca et Mg échangeables, résidus de charbon de bois et/ou artefacts; Terres Foncées Amazoniennes incluses
Horizon terrique	Couleur liée au matériau d'origine, taux de saturation en bases élevé; résultant d'apports de matériaux minéraux (avec ou sans résidus organiques) et de labours
<b>2. Horizons diagnostiques pouvant être organiques ou minéraux</b>	
Horizon calcique	Accumulation de carbonates secondaires, non cimenté
Horizon cryique	Gelé en permanence (glace visible ou $\leq 0$ °C si absence d'eau)
Horizon fulvique	Propriétés andiques, matière organique très humifiée, rapport acides fulviques / acides humiques élevé
Horizon mélanique	Propriétés andiques, matière organique très humifiée, rapport acides fulviques / acides humiques bas, noirâtre
Horizon salique	Haute teneur en sels facilement solubles

Nom	Description simplifiée
Horizon thionique	Présence d'acide sulfurique et pH très bas
<b>3. Horizons diagnostiques organiques</b>	
Horizon folique	Couche organique, non saturée par l'eau et non drainée
Horizon histique	Couche organique, saturée par l'eau ou drainée
<b>4. Horizons diagnostiques minéraux de surface</b>	
Horizon chernique	Épais, très foncé, taux de saturation en bases élevé, teneur en matière organique moyenne à élevée, bien structuré, forte activité biologique (cas particulier de l'horizon mollique)
Horizon mollique	Épais, foncé, taux de saturation en bases élevé, teneur en matière organique moyenne à élevée, non massif et dur quand il est sec
Horizon umbrique	Épais, foncé, taux de saturation en bases faible, teneur en matière organique moyenne à élevée, non massif et dur quand il est sec
<b>5. Autres horizons diagnostiques minéraux liés à l'accumulation de substances due à des processus de migration verticaux ou latéraux</b>	
Horizon argique	Couche subsuperficielle avec contenu en argile nettement plus élevé que dans la couche sus-jacente et/ou présence d'argile illuviale
Horizon durique	Concrétions ou nodules cimentés ou indurés par la silice
Horizon ferrique	≥ 5 % concrétions et/ou nodules rougeâtres à noirâtres ou ≥ 15 % taches grossières rougeâtres à noirâtres, avec accumulation d'oxydes de Fe (et Mn)
Horizon gypsique	Accumulation de gypse secondaire non cimenté
Horizon natrique	Couche subsuperficielle avec contenu en argile nettement plus élevé que dans la couche sus-jacente et/ou présence d'argile illuviale; teneur élevée en Na échangeable
Horizon pétrocalcique	Accumulation de carbonates secondaires cimentés ou indurés de manière assez continue
Horizon pétrodurique	Accumulation de silice secondaire cimentée ou indurée de manière assez continue
Horizon pétrogypsique	Accumulation de gypse secondaire cimenté ou induré de manière assez continue
Horizon pétroplinthique	Nappe de concrétions et/ou de nodules connectés jaunâtres, rougeâtres et/ou noirâtres ou de concentrations en motifs lamellaires, polygonaux ou réticulés; teneur élevée en oxydes de Fe, au moins dans les concrétions, nodules ou concentrations; cimenté ou induré de manière assez continue

<b>Nom</b>	<b>Description simplifiée</b>
Horizon pisoplinthique	≥ 40 % concrétions et/ou nodules fortement cimentés ou indurés, jaunâtres, rougeâtres et/ou noirâtres, avec accumulation d'oxydes de Fe
Horizon plinthique	≥ 15 % (seuls ou en combinaison) concrétions et/ou nodules rougeâtres ou concentrations en motifs lamellaires, polygonaux ou réticulés; teneur élevée en oxydes de Fe, au moins dans les concrétions, nodules ou concentrations
Horizon sombrique	Accumulation subsuperficielle de matière organique autre que celle des horizons spodique ou natrique
Horizon spodique	Accumulation subsuperficielle de matière organique et/ou de Fe et Al
<b>6. Autres horizons diagnostiques minéraux</b>	
Horizon cambique	Évidence d'altération pédogénétique; ne satisfait pas aux critères des horizons diagnostiques indicateurs d'altération plus forte ou de processus d'accumulation
Horizon ferralique	Fortement altéré; dominé par les kaolinites et les oxydes
Horizon fragique	Structure tellement compacte que les racines et l'eau de percolation pénètrent uniquement le long des faces entre les agrégats; non cimenté
Horizon nitique	Riche en argile et en oxydes de Fe, structure modérée à forte, faces des agrégats brillantes
Horizon protovertique	Influencé par les argiles gonflantes
Horizon vertique	Dominé par les argiles gonflantes
<b>7. Propriétés diagnostiques liées aux caractéristiques de surface</b>	
Propriétés aridiques	Caractéristiques de surface des sols sous conditions arides
Propriétés takyriques	Couches de surface de texture lourde sous conditions arides dans des sols périodiquement inondés (cas particulier des propriétés aridiques)
Propriétés yermiques	Pavement et/ou couche vésiculaire de sols sous conditions arides (cas particulier des propriétés aridiques)
<b>8. Propriétés diagnostiques définissant les relations entre deux couches</b>	
Glosses albéluviques	Digitation de matériau de texture plus grossière et plus clair dans un horizon argique formant des langues verticales continues (cas particulier des propriétés rétiques)
Différence texturale abrupte	Augmentation très marquée en argile sur une profondeur limitée

<b>Nom</b>	<b>Description simplifiée</b>
Discontinuité lithique	Différences dans le matériau parental
Propriétés rétiques	Digitation de matériau de texture plus grossière et plus clair dans un horizon argique ou natrique
<b>9. Autres propriétés diagnostiques</b>	
Conditions réductrices	Valeur rH basse et/ou présence de sulfures, méthane ou Fe réduit
Fentes de retrait	S'ouvrent et se ferment à cause d'argiles qui gonflent et se rétractent
Propriétés andiques	Minéraux peu cristallisés et/ou complexes organo-métalliques
Propriétés anthriques	S'applique aux sols à horizons mollique ou umbrique, si ces horizons sont créés ou fortement transformés par l'homme
Propriétés gériques	CEC effective très basse et/ou agissant comme échangeur d'anions
Propriétés gleyiques	Saturé par l'eau de nappe (ou par des gaz ascensionnels) suffisamment longtemps pour que surviennent des conditions réductrices
Propriétés protocalciques	Carbonates venant de la solution du sol et précipités dans le sol (carbonates secondaires); moins prononcé que dans les horizons calcique ou pétrocalcique
Propriétés sidéraliques	CEC relativement basse
Propriétés stagniques	Saturé par l'eau de surface (ou par un liquide), au moins temporairement et pendant suffisamment longtemps pour que surviennent des conditions réductrices
Propriétés vitriques	$\geq 5\%$ (par comptage granulaire) verres volcaniques et matériaux apparentés et ayant des quantités limitées de minéraux peu cristallisés et/ou de complexes organo-métalliques
Roche continue	Matériau consolidé (à l'exclusion des horizons pédogénétiquement cimentés ou indurés)
<b>10. Matériaux diagnostiques liés à la teneur en carbone organique</b>	
Carbone organique du sol	Carbone organique ne rencontrant pas les critères diagnostiques des artefacts
Matériau minéral	$< 20\%$ carbone organique du sol
Matériau organique	$\geq 20\%$ carbone organique du sol

Nom	Description simplifiée
<b>11. Matériau diagnostique lié à la couleur</b>	
Matériau albique	Terre fine peu colorée, exprimée par une valeur Munsell élevée et un chroma bas
<b>12. Matériaux diagnostiques technogéniques (considérés principalement comme matériaux parentaux)</b>	
Artéfacts	Créés, fortement modifiés ou amenés en surface par l'homme; ne s'en suit aucune modification importante des propriétés chimiques ou minéralogiques
Matériau technique dur	Matériau consolidé et relativement continu résultant d'un processus industriel
<b>13. Autres matériaux diagnostiques (considérés principalement comme matériaux parentaux)</b>	
Matériau calcarique	$\geq 2\%$ équivalent carbonate de calcium, hérité du matériau parental
Matériau colluvique	Mélange hétérogène déplacé vers le bas d'une pente
Matériau dolomitique	$\geq 2\%$ matériau avec rapport $\text{CaCO}_3 / \text{MgCO}_3 < 1,5$
Matériau fluviatique	Dépôts fluviaux, marins ou lacustres à stratifications nettes
Matériau gypsirique	$\geq 5\%$ gypse, hérité au moins en partie, du matériau parental
Matériau hypersulfidique	Matériau sulfidique capable d'une acidification sévère
Matériau hyposulfidique	Matériau sulfidique incapable d'une acidification sévère
Matériau limnique	Déposé dans l'eau par précipitation ou via l'action d'organismes aquatiques
Matériau ornithogénique	Restes d'oiseaux ou d'activité aviaire
Matériau sulfidique	Contenant des sulfures inorganiques décelables
Matériau téphrique	$\geq 30\%$ (par comptage granulaire) verres volcaniques et matériaux apparentés

### 7.5.2. Structure WRB-1998

La WRB est une classification à deux niveaux :

Les groupes des sols de référence (32) : ils sont intermédiaires entre le niveau conceptuel des ordres et sous ordres de la *USDA Soil Taxonomy* ; par exemple les histosols, Fluvisols, Luvisols

Les subdivisions du deuxième niveau : elles utilisent n'importe quelle combinaison de qualificateurs définie parmi 121 qualificateurs. Selon le degré de détails requis, il est possible d'utiliser soit un qualificateur unique (le plus important), soit tous les qualificateurs pertinents. Ce qui est similaire en

détails aux grands groupes (un seul qualificateur) ou aux sous-groupes (qualificateurs multiples) de la *USDA Soil Taxonomy*. Les tableaux montrent les horizons et propriétés diagnostiques typiques pour les sols des tropiques. Les définitions de référence sont repris dans la *FAO Soil Resources Reports n°84 (FAO-ISRIC-ISSS, 1998)*.

Dans la WRB, une combinaison verticale des horizons à une profondeur définie ou leur manqué est utilisée pour définir les groupes de référence des sols au plus haut niveau.

La WRB comprend 32 groupes de référence des sols dont au moins 20 apparaissent sous les tropiques. Les 32 principaux groupes de sols de la BRM sont les *Acrisols, Alisols, Andosols, Anthrosols, Arénosols, Calcisols, Cambisols, Chernozems, Cryosols, Durisols, Ferralsols, Fluvisols, Gleysols, Gypsisols, Histosols, Kastanozems, Leptosols, Lixisols, Luvisols, Nitisols, Phaeozems, Planosols, Plinthosols, Podzols, Régosols, Rétiensols, Solonchaks, Solonetz, Stagnosols, Umbrisols, Technosols et Vertisols*.

Les horizons diagnostiques des sols les plus rencontrés sous les tropiques sont donnés dans le tableau 7.4. Les propriétés diagnostiques de ces sols sont données dans le Tableau 7.5.

**Tableau 7. 4. Horizons diagnostiques des sols communs aux tropiques dans le système FAO/WRB**

<b>Horizons de surface</b>
Ochrique, Umbrique (Mollique), Histique, Mélanique, Fulvique, Yermique et Tachyrique
<b>Horizons sub-superficiels typiques aux sols des tropiques humides</b>
Plinthique, Pétriplinthique, Ferralique, Ferrique, Nitique, et argique
<b>Horizons sub-superficiels typiques aux sols des tropiques secs</b>
Salique, Durique, Pétrodurique, Gypsique, Pétrogypsique, Natrique, Calcique, et Pétrocalcique
<b>Horizons sub-superficiels communs aux sols des tropiques</b>
Andique, Vitrique, Vertique, Cambique, et Sulfurique

**Tableau 7. 5. Propriétés des sols communs aux régions tropicales**

<b>Sols des régions tropicales humides</b>
Propriétés ferraliques, gériques et aliées
<b>Sols des régions tropicales sèches</b>
Propriétés aridiées et secondairement des carbonates
<b>Sols des régions tropicales</b>
Propriétés vertiques, fortement humique, gleyique, charge texturale abrupte et roche dure continue

### 7.5.3. Clé pour les groupes de sols de référence (Tiré de BRM (1999), disponible sur le Web)

Pour décrire et définir les groupes de sols de référence de la *Base de Référence Mondiale pour les Ressources en Sols*, les caractéristiques, les propriétés et les horizons des sols sont utilisés ; leur combinaison définit les sols et leurs relations.

**Caractéristiques du sol.** Ce sont des paramètres uniques observables ou mesurables sur le terrain ou au laboratoire, ou qui peuvent être analysés par microscopie. Ils comprennent des caractéristiques telles

que la couleur, la texture et la structure du sol, les manifestations de l'activité biologique, la disposition des vides et des concentrations pédogéniques (taches, cutanes, nodules, ...) aussi bien que des déterminations analytiques (réaction du sol, distribution granulométrique, capacité d'échange cationique, cations échangeables, quantité et nature des sels solubles, ...).

**Propriétés du sol.** Ce sont des combinaisons (« assemblages ») de caractéristiques de sol dont on sait qu'elles se rencontrent dans les sols et que l'on considère comme étant indicatives des processus de formation actuels ou anciens (par exemple, les propriétés vertiques, qui combinent une texture lourde, une minéralogie smectitique, des faces de glissement, une consistance dure à l'état sec, et collante à l'état humide, une rétraction à l'état sec et un gonflement à l'état humide).

**Horizons du sol.** Ce sont des entités pédologiques tri-dimensionnelles plus ou moins parallèles à la surface du sol. Chaque horizon possède une ou plusieurs propriétés, présentes sur une certaine profondeur, qui le caractérisent et permettent de le reconnaître. L'épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres; la plupart du temps, elle est de quelques décimètres. Les limites supérieure et inférieure ('transitions') sont plus ou moins claires, plus ou moins progressives ou abruptes. Latéralement, l'extension d'un horizon de sol varie grandement, allant d'un mètre à plusieurs kilomètres. Cependant, un horizon de sol n'est jamais infini. Latéralement, il disparaît ou se transforme en un autre horizon.

**Sols.** Ils sont définis par la combinaison verticale d'horizons présents endéans une profondeur définie, et par l'organisation latérale (« séquence ») des horizons du sol, ou par leur absence, à une échelle à même de refléter le relief ou une unité paysagique.

**Tableau 7. 6. Guide simplifié pour les Groupes de sols de référence de la WRB (RSGs) avec suggestion de codes**

	<b>RSG</b>	<b>Code</b>
<b>1. Sols avec couches organiques épaisses:</b>	Histosols	HS
<b>2. Sols avec forte influence humaine -</b>		
sous usage agricole long et intensif :	Anthrosols	<b>AT</b>
contenant des quantités importantes d'artéfacts:	Technosols	TC
<b>3. Sols avec limitations au développement racinaire-</b>		
affectés par du permafrost:	Cryosols	CR
minces ou avec nombreux éléments grossiers:	Leptosols	LP
à teneur élevée en Na échangeable:	Solonetz	SN
conditions humidité-sécheresse alternantes, gonflement-retrait des argiles:	Vertisols	VR
concentration élevée en sels solubles:	Solonchaks	SC
<b>4. Sols dominés par la chimie Fe/Al –</b>		
affectés par une nappe phréatique, par les marées ou submergés:	Gleysols	GL

	<b>RSG</b>	<b>Code</b>
allophanes ou complexes Al-humus:	Andosols	AN
accumulation en profondeur d'humus et/ou d'oxydes:	Podzols	PZ
accumulation et redistribution du Fe:	Plinthosols	PT
argiles à faible activité, fixation du P, nombreux oxydes de Fe, structure forte:	Nitisols	NT
dominance de kaolinite et d'oxydes:	Ferralsols	FR
eau stagnante, différence texturale abrupte:	Planosols	PL
eau stagnante, différence structurale et/ou différence texturale modérée:	Stagnosols	ST
<b>5. Accumulation prononcée de matière organique dans la couche superficielle minérale</b>		
–		
couche superficielle très foncée, carbonates secondaires:	Chernozems	CH
couche superficielle foncée, carbonates secondaires:	Kastanozems	KS
couche superficielle foncée, pas de carbonates secondaires (sauf à grande profondeur), teneur en bases élevée:	Phaeozems	PH
couche superficielle foncée, faible teneur en bases:	Umbrisols	UM
<b>6. Accumulation de sels moyennement solubles ou de substances non salines-</b>		
accumulation de, et cimentation par la, silice secondaire:	Durisols	DU
accumulation de gypse secondaire:	Gypsisols	GY
accumulation de carbonates secondaires:	Calcisols	CL
<b>7. Sols à sous-sol enrichi en argile –</b>		
digitation de matériau grossier, peu coloré, dans une couche plus colorée et de texture plus fine	Retisols	RT
argiles à faible activité, faible teneur en bases:	Acrisols	AC
argiles à faible activité, teneur élevée en bases:	Lixisols	LX
argiles à forte activité, faible teneur en bases:	Alisols	AL
argiles à forte activité, teneur élevée en bases:	Luvisols	LV
<b>8. Sols à différenciation de profil faible ou nulle –</b>		
modérément développés:	Cambisols	CM
sableux:	Arenosols	AR

	RSG	Code
à sédiments stratifiés fluviatiles, marins ou lacustres:	Fluvisols	FL
sans développement de profil significatif:	Regosols	RG

### 7.6. Corrélation approximative entre le système de l'INEAC, la USDA Soil Taxonomy et la FAO/WRB

Les systèmes WRB et *USDA Soil Taxonomy* étant différents, dans les régions tropicales, l'adéquation entre ces deux systèmes n'est vraie que pour quelques groupes de sols (Histosols, Andosols et vertisols). L'adéquation pour les autres ordres n'est que partielle. Les tableaux 7.7 et 7.8 donnent un rapprochement de quelques groupes de sols définis dans la classification INEAC avec la *Soil Taxonomy* et le WRB.

**Tableau 7.7. Correspondance entre la classification de la carte des sols du Burundi (ISABU), celle du Soil Survey Staff (1975) et la classification FAO (Sottiaux et al., 1988)**

Taxonomie utilisée	Soil taxonomy	Classification FAO
Hygroferrisol à B ferralitique	Agrudalf, Paleudalf, Palehumult, Paleudult, Paleudoll	Nitosol dystrique ou eutrique Phaeozem luviqne
Hygroferrisol sans B ferralitique	Paleudult, Agrudalf, Paleudalf, Palehumult, Paleudoll, Haplorthox, Haplohumox	Nitosol dystrique ou eutrique, Phaeozem luviqne, Ferralsol rhodique ou orthique
Hygroferralsol	Haplorthox, Haplohumox, Palehumult, Paleudult	Ferralsol rhodique ou orthique, Ferralsol humide, Nitosol dystrique
Hygroxéoferrisol à B ferralitique	Paleustalf, Agrudalf, Paleudalf, Palehumult, Paleudult, Paleudoll, Paleustult	Nitosol dystrique ou eutrique, Phaeozem luviqne
Hygroxéoferrisol sans B ferralitique	Paleustalf, Agrudalf, Paleudalf, Palehumult, Paleudult, Paleudoll, Paleustult, Haplorthox, Haplohumox, Acrustox, Haplostox	Nitosol dystrique ou eutrique, Phaeozem luviqne, Ferralsol rhodique ou orthique
Hygroxéoferralsol	Haplostox, Acrustox, Haplorthox, Haplohumox, Paleustult, Paleudult, Palehumult	Ferralsol rhodique ou orthique, Nitosol dystrique
Ferrisol humifère à B ferralitique	Palehumult	Nitosol humique
Ferrisol humifère sans B ferralitique	Haplohumox, Palehumult	Ferralsol humique, Nitosol humique
Ferralsol humifère	Haplohumox, Acrohumox, Palehumult	Ferralsol humique, Nitosol humique
Kaolisol humifère à horizon sombre	Sombrihumox, Sombrihumult	Ferralsol humique, Nitosol humique

<b>Taxonomie utilisée</b>	<b>Soil taxonomy</b>	<b>Classification FAO</b>
Hydrokaolisol	Tropaquept, Plinthaquept, Aquox, Plinthaquult, Paleaquult, Tropaquult, Pinthaqualf, Tropaqualf, Tropaquent	Cambisol gleyique, Fluvisol dystrique, Gleysol humique ou dystrique, Nitosol dystrique
Lithosol	Lithic ustropept, Lithic ustrorthent, Lithic troorthent	Cambisol humique, Régosol dystrique, Lithosol
Régosol	Ustropept, Dystropept, ustorthent, Ustifluent, Udifluent, Ustipsamment, Troorthent, Haplustoll, Humitropept	Cambisol humique, cambisol dystrique, Régosol dystrique, Fluvisol dystrique
Régogley	Tropaquept, Plinthaquept, Fluvaquent, Tropaquent, Psammaquent, Haplaquoll	Cambisol gleyique, Fluvisol dystrique ou eutrique, Gleysol mollique ou eutrique
Régogley salin	Salorthid	Solontchak gleyique
Argile noir tropicale	Pellustert, Chromustert	Vertisol pellique ou chromique
Sol organique	Tropohemist, Troposaprist	Histosol dystrique
Sol récent textural hydromorphe normal	Plinthaqualf	Nitosol dystrique, Acrisol plinthique
Sol récent textural hydromorphe solonetzique	Natraqualf, Natrustalf	Planosol solodique, Solonetz gleyique
Sol brun hydromorphe	Tropaqualf, Aquic paleustalf, Argiaquoll	Nitosol eutrique
"Podzol non hydromorphe"	"Troorthod"	"Podzol orthique"

**Tableau 7. 8. Adéquation entre les grands groupes des sols dans la classification INEAC, les ordres des sols dans la USDA Soil Taxonomy et les Groupes de Référence de Sol dans la WRB pour les sols des régions tropicales**

INEAC	Soil Taxonomy (2006)		WRB (2006)
Grands groupes de sols	Ordres de sols		Groupes de Référence de sol
Sols organiques	Histosols		Histosols
Sols bruns à allophane	Andosols		Andosols
Argiles noires tropicales	Vertisols		Vertisols
Ferralsols	Oxisols	-	Ferralsols
Ferrisols	Oxisols	Ultisols	Plinthisols
Ferrisols	Oxisols	Ultisols	Nitisols
Ferrisols	-	Ultisols	Alisols
Ferrisols	-	Ultisols	Acrisols
Sols bruns tropicaux	Alfisols	-	Planosols
Sols bruns tropicaux	Alfisols	-	Lixisols
Sols bruns récents	Inceptisols	-	Cambisols
Sols bruns récents hydromorphes	Inceptisols	Entisols	Gleysols
Sols bruns récents sur alluvions	-	Entisols	Fluvisols
	-	Entisols	Régosols
	Aridisols	Entisols	Arénosols
	Aridisols	-	Solonchaks
	Aridisols	-	Solonetz
	Aridisols	-	Gypsisols
	Aridisols	-	Durisols
	Aridisols	-	Calcisols

## 7.7. Regards des groupes de sols de la WRB selon les facteurs pédogénétiques

### 7.7.1. L'homme et le sol

L'influence des plantes et des animaux est présente dans tous les sols, mais un organisme a eu une influence écrasante sur certains: l'homme. Partout où l'homme a vécu, il a laissé une «empreinte» solide sur le profil du sol. Cela peut être le résultat de pratiques agricoles qui ont duré des siècles, comme la fertilisation intensive ou l'irrigation avec de l'eau riche en sédiments. L'application continue de matériaux terreux et la culture humide sont d'autres exemples de pratiques agricoles qui ont influencé la formation du sol au fil du temps. Ces sols sont appelés *Anthrosols*. D'autres sols ont été façonnés par l'homme sur une période plus courte. Ces sols se forment dans un environnement urbain, industriel et militaire et sont appelées *Technosols*.

- Les *anthrosols* sont des sols à horizon anthropogénétique de surface. Les anthrosols ont été profondément modifiés par les activités humaines, telles que l'ajout de matières organiques ou de déchets ménagers, l'irrigation et / ou la culture prolongées ou la culture humide (riz). On trouve des anthrosols partout où l'homme pratique l'agriculture depuis longtemps.

- Les **technosols** (en grec: technikos- habilement fabriqués) sont des sols dominés par des matériaux créés par l'activité urbaine et industrielle (artefacts), y compris les déchets, les décharges, les boues, les cendres, les déblais de mines et les cendres.

Avec la croissance de la zone urbaine, les sols sont de plus en plus déterminés par l'environnement urbain et industriel. Le sol urbain est exposé aux chaussées, aux bâtiments et à la pollution. Les technosols sont plus susceptibles d'être des sols contaminés. Le développement du profil est souvent limité, sauf pour les dépotoirs archéologiques.

### 7.7.2. Sols et climat

Le climat joue un grand rôle dans la formation des sols, c'est pourquoi les sols diffèrent largement d'une zone climatique majeure à une autre. De plus, les climats du passé ont déterminé la distribution actuelle des sols, en particulier dans les régions subarctiques et tempérées du nord où de nouveaux sols se sont formés après le retrait des glaciers de la période glaciaire. La pertinence du climat pour la formation du sol a été reconnue par les premiers pédologues, en particulier en Russie, où le concept de «**zonalité**» a été développé. Ce concept distingue les sols «**zonaux**» (correspondant aux grandes ceintures climatiques de la Terre), les sols «**azonaux**» (pas encore en équilibre avec les conditions climatiques actuelles) et les sols «**intraazonaux**» (fortement soumis à des conditions locales autres que le climat).

#### a) Sols du climat tropical humide

Les températures élevées et les précipitations des climats tropicaux donnent des sols profonds, fortement altérés et lessivés avec de faibles teneurs en éléments nutritifs. Les sols des tropiques humides partagent une longue histoire de dissolution.

- Les **acrisols** (latin: acer-acide) sont des sols fortement altérés avec des argiles de faible activité et une saturation en base inférieure à 50%).
- Les **alisols** (latin: alumen-alum) ont un sous-sol argique saturé en aluminium d'argiles à haute activité avec une faible saturation en bases.
- Les **lixisols** (latin: lixivia-lessivé) ont un sous-sol argique d'argiles de faible activité avec une saturation en bases élevée.
- Les **nitisols** (latin: nitidus-shiny) sont des sols tropicaux rouges avec des limites d'horizon diffus. Ils ont un horizon de sous-surface nitique avec une structure forte et «noisette» et des surfaces de pommées brillantes.
- Les **ferralsols** (latin: ferrum-fer, alumina-aluminium) sont des sols très profonds, intensément altérés, avec une prépondérance de la kaolinitique et sesquioxydes dans la fraction argileuse.
- Les **plinthosols** ((Geek: plinthos-brik) sont des sols à horizon plinthique, qui durcissent de manière irréversible lors de l'exposition.

**Tableau 7. 9. Subdivision taxonomique des sols à horizon argique (horizon souterrain avec une teneur en argile nettement plus élevée)**

Groupe de sols de référence	Horizon diagnostique de profondeur	Capacité d'échange cationique (activité des argiles)	Saturation en bases
Acrisols (Latin: acer-acide)	Argique	Basse	Basse
Alisols (latin: alumen-alun)	Argique	Elevée	Basse
Lixisols (Latin: lixivia-lessivé)	Argique	Basse	Elevée
Nitisols (Latin: nitidus-brillant)	Argique, nitique		

### b) Sol du climat désertique

Les climats arides, avec de faibles précipitations et une forte évaporation, conduisent à la formation des sols avec des quantités variables de composants facilement solubles, laissés après l'évaporation de l'eau du sol. Les sols sont classés selon les composants dominants:

- Les **solonchaks** (en russe: sol-sel, chak-salé) contiennent une accumulation de «sels solubles» (horizon salique)
- Les **solonetz** (russe: sol-sel, etz-fortement exprimé) a une teneur élevée en ions sodium et / ou magnésium échangeables.
- Les **gypsisols** (en grec: gypsos-gypse) contiennent une accumulation de gypse.
- Les **calcisols** (latin: calx-chaux) contiennent une accumulation de carbonate de calcium.
- Les **durisols** (latin: durum-dur) ont un horizon durique: un horizon souterrain cimenté par de la silice (SiO<sub>2</sub>).

### c) Sols du climat subtropical et tempéré

Les sols des régions tempérées et les régions subtropicales montrent des signes de redistribution de l'argile et / ou de la matière organique. Dans les régions subarctiques et tempérées du nord, de nouveaux sols se sont formés après le retrait des glaciers. Par conséquent, les sols de ces régions sont relativement jeunes et «immatures».

- Les **luvisols** (latin: luere-to wash (nettoyer)) sont des sols avec une accumulation souterraine d'argiles à haute activité et une forte saturation en bases.
- Les **podzols** (russes: pod-under, zola-cendre) ont un horizon albique E de sous-face gris cendré, blanchi par l'abondance de la silice (sous forme de quartz) laissé après la migration de l'aluminium chélaté par les acides organiques et reposant sur un horizon sombre E (spodique) caractérisé par l'accumulation des matières illuviées (matière organique) en provenance de l'horizon E.
- Les **Rétisols** (Latin: rete = net), incluant le groupe anciennement appelé **albéluisols** (latin: luere-to wash; albus-white), sont des sols acides avec un horizon E albique blanchi pénétrant dans un horizon souterrain riche en argile et compacté.
- Les **Umbrisols** (latin: ombra-ombre) ont un horizon de surface riche en matière organique profonde, mais ont une saturation en base inférieure à 50%.

#### **d) Sols des steppes (du climat continental)**

Les steppes et les régions climatiques similaires (pampa, prairies) ont un climat continental avec des hivers froids et des étés chauds. Les précipitations annuelles sont comprises entre 250 et 500 mm. Les sols de la région steppique se développent sur de vastes plaines de loess et de till glaciaire. Ils ont généralement une couche arable riche en matière organique noire et une fertilité naturelle élevée.

Les terres noires et profondes, les *Chernozems*, occupent les parties centrales des zones steppiques eurasiennes et nord-américaines. Les *Kastanozems* bruns sont typiques des parties les plus sèches de la zone steppique et des terres arides et semi-arides. Les *phaeozems* rouges poussiéreux se trouvent dans des zones légèrement plus humides, telles que les prairies américaines et les pampas, et sont lessivés de manière intensive.

#### **e) Sols du climat boréal**

Dans les climats arctiques, les basses températures limitent la formation du sol. Les *cryosols* (grec: kryos-froid) sont des sols avec un ou plusieurs horizons cryiques (horizon avec des signes de gel pérenne) à moins de 100 cm de la surface du sol. Le gel et le dégel (répétés) du sol se traduisent, entre autres, par le mélange et la formation d'horizons de sol irréguliers ou cassés et par une séparation de matériaux plus fins et plus grossiers. Les *cryosols* contiennent un niveau élevé de carbone organique; dans le climat actuel, ils agissent comme des puits de carbone. Le réchauffement des régions nordiques, causé par le changement climatique, augmentera fortement la décomposition de la matière organique du sol. Le carbone auparavant «fixé» sera rejeté dans l'atmosphère sous forme de dioxyde de carbone et de méthane.

#### **7.7.3. Sols et relief**

La position du sol dans le paysage est un facteur important dans la formation du sol. Sur les pentes supérieures, les sols sont sujets à l'érosion et les conditions d'humidité sont très différentes de celles des pentes inférieures, où les conditions de saturation prévalent pendant plusieurs mois de l'année. Les pentes inférieures accumulent souvent des matériaux érodés provenant des pentes supérieures.

De plus, la direction des collines et des pentes de montagne par rapport au soleil (aspect) affecte le microclimat (soleil, vent, précipitations) et par conséquent la croissance de la végétation et la formation du sol sur les pentes. Une séquence connexe de sols sur une pente est appelée une *caténa*.

#### **a) Sols de montagnes et de collines escarpées**

En terrain élevé ou escarpé, la formation du sol est entravée par les basses températures et l'érosion. Les pentes raides provoquent un ruissellement rapide. L'eau qui pourrait contribuer à la formation du sol s'infiltre à peine, et la matière du sol une fois formée, s'érode facilement. Les sols peu profonds et faiblement développés dominent dans ces conditions. Les sols en terrain escarpé sont sensibles aux perturbations, telles que l'élimination de la végétation. Les groupes de sols de référence sont: les *leptosols* et *régosols*.

- Les *leptosols* (grec: leptos - minces) sont des sols peu profonds de moins de 25 cm de profondeur, développés sur des roches dures ou des matériaux non consolidés et très graveleux. Bien qu'ils puissent être fertiles, ces sols souffriront de la sécheresse même dans un climat humide.
- Les *régosols* (grec: rhegos-couverture) sont des sols minéraux très faiblement développés dans des matériaux non consolidés, sans horizons diagnostiques, communs dans les zones montagneuses. Ce sont des sols limoneux et argileux avec peu d'incorporation d'humus et une légère altération du matériau d'origine.

#### b) Sols des fonds des vallées

Les sols situés dans des positions topographiques inférieures, comme les fonds de vallées, reçoivent de l'eau et des sédiments provenant de parties plus élevées du terrain. Ils peuvent être saturés d'eau à différents degrés tout au long de l'année. Les groupes de sols de référence sont: les *gleysols*, les *stagnosols* et les *planosols*. Ceux-ci se sont développés sur des surfaces où le drainage est lent ou limité.

- Les *gleysols* (russe: gley-humide, matériau du sol sale) sont des sols de zones humides (hydriques) qui ont été saturés d'eau souterraine pendant de longues périodes et qui ont développé un motif de couleur gleyique.
- Les *stagnosols* (latin: stagnare-to flood) sont des sols fortement marbrés, en raison des processus redox causés par la stagnation périodique des eaux de surface.
- Les *planosols* (latin: planus - plat) sont des sols avec des horizons de surface de couleur claire et à texture grossière qui subissent une stagnation périodique de l'eau et des sous-sols brusquement trop denses et lentement perméables avec beaucoup plus d'argile que l'horizon de surface.
- Les *fluvisols* (latin: fluvius-river) sont des sols développés dans des dépôts alluviaux récents, souvent adjacents aux rivières et aux lacs ou aux mangroves.

#### 7.7.4. Sols et matériau parental

Le matériau parental fournit les composants de base à partir desquels un sol peut se développer. Il n'est pas étonnant qu'elle ait un tel effet sur les propriétés chimiques et physiques du sol. D'autres facteurs (par exemple le climat et la topographie) déterminent l'intensité et la nature du processus de formation du sol, comme l'altération et la redistribution des composants chimiques. Dans certains sols, le matériau d'origine a eu un effet prépondérant sur la formation et les propriétés du sol, ce qui a donné des sols qui ressemblent au matériau d'origine ou présentent des caractéristiques similaires. Les groupes de sols de référence comprennent les sols qui se sont développés sur des roches ou des dépôts volcaniques, des sédiments sableux, des argiles expansibles de type 2:1, et des sols développés sur des matières organiques.

- Les *andosols* (japonais: an-noir et do-sol) sont des sols jeunes formés sur des matériaux volcaniques et présentant des propriétés vitriques (verre volcanique) ou andiques (allophones). Ils sont généralement fertiles, en particulier dans les cendres volcaniques intermédiaires ou basiques, et ne sont pas sujets à un lessivage excessif.

- Les **histosols** (latin: histos-tissu) se forment dans l'accumulation organique de matière tourbeuse ou feuillue. S'il est développé sur une matière organique bien aérée ou saturée en eau, un histosol aura un horizon folique ou histique.
- Les **vertisols** (latin: vertere- tourner) sont des sols très argileux riches en argiles gonflantes. Quand ils sont secs, ces sols s'ouvrent en larges fissures à partir de la surface et ceci survient la plupart des années. Le nom Vertisol (du latin *vertere*, tourner) fait référence au mélange tournant interne (malaxage) du matériau du sol.  
NB : Dans la classification américaine où les vertisols sont définis par une teneur en argile minimum de 35 %, une capacité d'échange minimum de 30 meq/100 g et un certain nombre de caractères de structure tels que relief gilgai, fentes de retrait, miroirs de glissement, etc
- Les **arénosols** (latin: arène-sable) sont des sols à développement très faible ou nul, formés sur des sédiments sableux ou des roches.

### 7.7.5. Sols et temps

Des sols très jeunes peuvent être trouvés sur des sites où de nouveaux matériaux parentaux sont exposés ou là où l'érosion a dépouillé la couverture du sol et la formation du sol a dû recommencer. Les sols moyennement développés se rencontrent dans tous les environnements, du niveau de la mer aux hautes terres, de l'équateur aux régions boréales, et sous toutes sortes de végétation. Le point commun de ces sols est constitué par des «signes de début de formation du sol», et il existe donc une diversité considérable parmi les sols de cet ensemble. Pourtant, ils appartiennent tous à un seul groupe de sols de référence: les **cambisols**. Sur les anciennes surfaces de plateau qui ont été soumises à de très longues périodes d'altération, les sols anciens, profonds et fortement lessivés, ou **ferralsols**, sont dominants (voir «Sols des tropiques humides»).

Le temps n'est pas le seul facteur qui détermine le stade d'évolution d'un sol. L'intensité des divers processus du sol et leurs (degrés d'interaction) dans le sol peuvent varier avec le temps et influencer le développement du sol. Lorsqu'un sol cesse de changer avec le temps, il est en équilibre avec son environnement et est appelé **sol climacique**.

- Les sols reliques ont atteint leur équilibre autrefois, mais continuent à se développer dans les conditions actuelles.
- Les sols fossiles, ou paléosols, sont des sols du passé qui se sont développés dans des conditions différentes. Ces sols sont souvent enfouis sous des sédiments dans lesquels de nouveaux sols se sont formés, interrompant ainsi leur développement et préservant leurs propriétés.

### 7.7.6. Sol et organismes

Le sol fait partie d'un réseau trophique complexe, dans lequel de nombreuses espèces différentes interagissent. Les organismes du sol jouent un rôle vital dans la dégradation de la matière organique et la formation ultérieure d'humus du sol. Le sol est le grand décomposeur. Par la décomposition et le recyclage des restes d'animaux et de plantes morts, les propriétés chimiques et physiques du sol changent également. Les organismes, tant la flore que la faune, jouent un

rôle important dans la formation des horizons pédologiques. L'influence de la vie du sol sur les propriétés du sol peut difficilement être surestimée. Chaque année, sur un hectare seulement, 25 à 37 tonnes de sol sec passent à travers les vers de terre. C'est l'équivalent de 125 à 185 charges de brouette ou de 1875 à 2775 pelles de terre.

- **Biote du sol**

Les groupes fonctionnels clés des organismes du sol sont:

- Les *vers de terre* influencent la macroporosité du sol et la disponibilité des nutriments.
- Les *termites et les fourmis* influencent également la macroporosité du sol et la disponibilité des nutriments.
- *D'autres macrofaunes* influencent le déchetage des déchets.
- Les *nématodes* influencent les taux de carbone et de nutriments dans leurs rôles de brouteurs de racines, de bactérivores, de fongivores, d'omnivores et de prédateurs.
- Les *mycorhizes* améliorent l'utilisation de l'eau et des nutriments et réduisent les attaques de pathogènes.
- Les *Bactéries nodulatrices des racines*, qui transforment le N<sub>2</sub> atmosphérique en formes végétales disponibles.
- La *biomasse microbienne* comme indicateur de la décomposition du sol et de la communauté du cycle des nutriments.

### 7.7.3. Point sur les ferralsols (Legros, 1998)

Les ferralsols sont les sols les plus anciens et les plus développés du monde. Ils correspondent à la zone intertropicale. Ils doivent leur profondeur exceptionnelle à trois facteurs :

- caractère du climat car l'humidité et la chaleur accélèrent l'altération des roches
- faible érosion de surface à cause de leur position sur des boucliers stables subhorizontaux et à cause d'une végétation forestière qui ralentit l'ablation superficielle, toutes conditions égales par ailleurs,
- absence des glaciations qui, sous les latitudes plus élevées, ont raboté les sols anciens.

#### 7.7.3.1 Caractères principaux des ferralsols

Les ferralsols les plus caractéristiques présentent, en surface ou près de la surface, un matériel (*ferralic horizon* du WRB ou *oxic horizon* de la *soil taxonomy*) qui a les caractéristiques suivantes sur un ou plusieurs mètres d'épaisseur (Eschenbrenner, 1988) :

- coloration rougeâtre par des oxydes de fer ;
- superbe microgrenue dans les horizons proches de la surface ; il s'agit de boulettes ayant 50 et 300 µm, composées de kaolinite et hydrates ferriques englobant des grains de quartz ; ce sont des pseudo-sables ; en effet le comportement est sableux ; mais si on détruit ces agrégats en les malaxant longuement entre le pouce et l'index avec un peu d'eau, le matériel devient plastique et révèle une très forte teneur en argile ; ces pseudo-sables doivent principalement leur existence à l'activité biologique (pour construire leurs nids les termites fabriquent des boulettes terreuses de quelques dixièmes de mm) ; en même temps, ils matérialisent les relations physico-chimiques particulières qui s'établissent entre fer et kaolinite ;
- densité apparente faible, porosité élevée ;

- très forte teneur en argile (plus de 60 % en général) ;
- argiles 1/1 de la famille des kaolinites dominantes (*low activity clays*), présence d'hydroxydes d'alumine, d'oxydes et hydroxydes de fer ;
- capacité d'échange de cations faible (<16 cmolc/kg) en relation avec la présence de kaolinite qui présente un feuillet électriquement neutre et seulement des charges de bordure ;
- capacité d'échange d'anions importante au pH du sol, en relation avec la présence d'oxydes et hydroxydes qui ont des propriétés amphotères ; cela peut représenter 4 ou 5 cmolc/kg à pH 4 ;
- pH eau de 4,5 à 6,5 ;
- réserves en eau limitées : 1 mm d'eau par cm de sol et parfois 10 fois moins ;
- altération quasi complète des minéraux primaires (feldspaths, micas, amphiboles, pyroxènes, péridots, ...) ;
- mais maintien d'une notable proportion de quartz ;
- pratiquement pas de bases (Na, K, Ca, Mg) car elles ont été éliminées et évidemment pas de sels solubles correspondants (carbonates en particulier) ;
- pH dans NaF > 9,0, ce qui implique la présence d'aluminium libre

### 7.7.3.2. Accumulations de fer et d'aluminium

Les différentes formes d'accumulation rencontrées dans les sols tropicaux sont données dans le Tableau 7.10. Il est intéressant de les examiner pour mieux comprendre le développement des profils.

**Tableau 7. 10. Les formes d'accumulation de fer et d'aluminium dans les sols tropicaux**

Diffuses	Pas individualisées, identifiées par la couleur (Fe) ou par sonde sous microscope électrique
Nodules	Accumulations locales indurées mais sans organisation interne particulière
Concrétions	Accumulations locales indurées et de structure interne concentrique
Pédotubules	Formes de tubes liée à un remplissage de trou de termite, racine etc
Cuirasse	Niveau complètement indurée et dans lequel les accumulations de Fe et Al sont dominantes et englobent différents minéraux et formes d'accumulation ; les cuirasses peuvent être massives, bréchiques, lamellaires, pisolithiques, ...

## QUELQUES REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] Amat, J.-P., Dorize, L., Le Coeur, C. 2015. *Eléments de géographie physique*, 464 pages
- [2] Bonneau, M., Lévy, G., 1979. *Assemblage et organisation physique des particules. Pédologie. 2. Constituants et propriétés du sol.* M. Bonneau et B. Souchier. Paris : Masson, p 224-250.
- [3] Brabant, P. 2008. *Activités humaines et dégradation des terres.* IRD.367p
- [4] Brady, N. C., Weil, R. R., Weil, R. R. 2008. *The nature and properties of soils* (Vol. 13, pp. 662-710). Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- [5] Broderson, W. - D. . 2000. *From the Surface Down: An Introduction to Soil Surveys for Agronomic Use (Revised Edition) Paperback – 2003* by US Department of Agriculture (Author), William D. Broderson (Introduction), disponible sur: [https://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE\\_DOCUMENTS/nrcs142p2\\_053238.pdf](https://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/nrcs142p2_053238.pdf)
- [6] Buol, S. W., Hole, F. D., and McCracken, R. J. 1980. *Soil genesis and classification.* Second edition, the Iowa State University Press, Ames
- [7] Cooke, G. D., Welch, E. B., Peterson, S. A., Nichols, S. A. (eds.) 2005. *Basic limnology in restoration and management of lakes and reservoirs*: Boca Raton.
- [8] Delecour, F., 1981. *Initiation à la pédologie*
- [9] Devleeschouwer, X. *Cours de sédimentologie*, ULB (2008-2009)
- [10] Drouet, T. H. (2010). *Pédologie.* eds, *Book Pédologie.* BING-F-302. Ed. Lagev, 140p.
- [11] Duchaufour, P., Souchier, B.. 1979. *Pédologie. 2. Constituants et propriétés du sol.* Masson
- [12] Duchaufour P., 2004. *Introduction à la science du sol. Sol, végétation, environnement.* Dunod, 331p
- [13] FAO. 2014. *World reference base for soil resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps.* Rome.
- [14] Giasson P., Jaouich A. 2008. *Propriétés chimiques des sols*
- [15] Gobat, J-M. ; Aragno, M., Matthey W. 1998. *Le Sol vivant.* Numéro 14 de la Collection Gérer l'Environnement – Presses Polytechniques et Universitaires Romandes.
- [16] Hennebert, P. 1992. *Cartographie, classification et aptitude des sols.* Faculté des sciences agronomiques, Université du Burundi, syllabus du cours.
- [17] IUSS Working Group WRB. 2015. *Base de référence mondiale pour les ressources en sols 2014, Mise à jour 2015. Système international de classification des sols pour nommer les sols et élaborer des légendes de cartes pédologiques. Rapport sur les ressources en sols du monde N° 106.* FAO, Rome.
- [18] Kamprath, E. J. 1970. *Exchangeable aluminum as a criterion for liming leached mineral soils.* *Soil Science Society of America Journal*, 34(2), 252-254.
- [19] Landon, J.R. 1991. *Booker Tropical Soil Manual. A Handbook for Soil Survey and Agricultural Land Evaluation in the Tropics and Subtropics.* J.R. Landon (Ed.) Longman Technical Copublished in the United States with John Wiley and Sons, Inc., New York, 474p.
- [20] Legros, J-P. 1998. *Les grands sols du monde.* Presses polytechniques et universitaires romandes, 574p
- [21] Lindbo, D. L., Kozlowski, D. A., Robinson, C. 2012. *Know soil, know life.* *Soil science society of America*
- [22] Lu, S.G., Tang, C., Rengel, Z. 2004. *Combined effects of waterlogging and salinity on electrochemistry, water-soluble cations and water dispersible clay in soils with various salinity levels.* *Plant Soil* 264, 231–245.
- [23] McCauley, A., Jones, C., Jacobsen, J. 2005. *Basic soil properties.* *Soil and water Management Module I*
- [24] Motsara, M.R., Roy R.N. 2008. *Guide to Laboratory establishment for plant nutrient analysis.* FAP Fertilizer and Plant Nutrition Bulletin. Food and Agriculture Organization, Rome, Italy.

- [25] Opdecamp, L. 1984. Erosion chimique et Toxicité aluminique dans les sols du Burundi. ISABU, 34p
- [26] Pajon-Perrault, N. 2012 Les réactions d'hydrolyse et la production d'argiles. Disponible sur : <http://eduterre.ens-lyon.fr/eduterre-usages/hydro/erosion/hydrolyse>
- [27] Ponnampertuma, F.N. 1972. The Chemistry of Submerged Soils, in: N.C. Brady (Ed.), *Advances in Agronomy*. Academic Press, pp. 29–96.
- [28] Robert, M., Varet, J. 1996. *Le Sol: interface dans l'environnement: ressource pour le développement*. Masson.
- [29] Rufyikiri, G. 2015. Introduction à la Science du Sol. Notes de cours, Faculté des Sciences de l'Environnement, Université Polytechnique de Gitega.
- [30] Soil Survey Staff. 2014. *Keys to soil Taxonomy*. Twelfth Edition
- [31] Soltner, D. 2005. Les bases de la production végétale-Tome I. *Le sol et son amélioration (22eme édition)*.
- [32] Sottiaux, G., Opdecamp, L., Bigura, C., Frankart, R. 1988. Carte des sols du Burundi. Echelle 1/250000. Notice explicative. AGCD, Bruxelles, publication du service agricole, no 9. 142 p + annexes, 83p.
- [33] Tessens, E., Mvuyekure, E., Muganza, J. P., Bigura, C. 1991. Guide synoptique pour la carte pédologique semi-détaillée du Burundi. Publication ISABU, (16), 16.
- [34] Tessens, E., Gourdin, J. 1993. Critères d'interprétation des analyses pédologiques. ISABU, Fiche labo n°19
- [35] Uehara, G., Gillman, G.P. 1981. *The Mineralogy, Chemistry, and Physics of Tropical Soils With Variable Charge Clays*. West view Press, Inc.: Boulder, Colorado
- [36] Van Ranst, E. 2004. Properties and management of soils of the tropics. Intern. Course Program "Physical Land Resources". Ghent University, Belgium.
- [37] Van Ranst, E., Verloo, M., Demeyer, A., Pauwels, J.M. 1999. *Manual for the soil Chemistry and Fertility Laboratory. Analytical and Management of Consumables*, University of Ghent, 243p
- [38] Vizier, J.-F. 1971. Etude de l'état d'oxydoréduction du sol et de ses conséquences sur la dynamique du fer dans les sols hydromorphes. *Cah. ORSTOM Série Pédologie* 9, 373–397
- [39] Wilding, L. P., Smeck, N. E., Hall, G. F. (1983). *Pedogenesis and soil taxonomy: the soil orders*. Elsevier.