

UNIVERSITE YAHYIA FARES MEDEA

FACULTE DES SCIENCES

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE

FILIERE: Ecologie

NIVEAU: L 2

Module : Pédologie

Présenté par : Dr. ATTAL. M

2019-2020

Programme

Chapitre 1: Éléments constitutifs du sol

- **Constituants minéraux**
- **Constituants organiques**
- **Complexes colloïdaux**

Chapitre 2: Organisation morphologique des sols

- Organisations élémentaires
- Horizon pédologique
- Profils pédologiques
- Couverture pédologique
- Sol et eau
- Atmosphère du sol
- Température du sol
- Couleur du sol

Chapitre 3: Propriétés chimiques et biologiques du sol

- **Phénomènes d'échanges des ions**
- **Propriétés électro-ioniques du sol**
- **Organismes du sol**
- **Transformations d'origine microbienne**

Chapitre 4 : Classification des sols (Notions)

- **Les différentes classifications (Russe, Américaine, Française)**
- **Aperçu sur les sols d'Algérie et leurs relations avec le climat et la géomorphologie.**

1. LA FRACTION MINERALE DU SOL

1.1. GENERALITES

La fraction minérale du sol est constituée en majeure partie de fragments de roches et des minéraux qui en sont issus. Il s'agit de *minéraux originels inaltérés* ou de *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 (p. 92).

Le sol peut aussi contenir 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.

Dans la fraction inorganique cristallisée, les pédologues distinguent habituellement deux types principaux de constituants : les *minéraux primaires* et les *minéraux secondaires*.

1. Les minéraux primaires (une dizaine de minéraux essentiels) sont, à l'origine, les 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.

2. Les **minéraux secondaires** 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 sont les constituants caractéristiques de ce que les pédologues appellent le **complexe d'altération** des sols.

Comme le montre la figure 2, les minéraux primaires sont, dans la plupart des sols, principalement distribués dans les fractions granulométriques grossières (sableuse : 2.000 à 50 μm et limoneuse : 50 à 2 μm). 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 $< 2 \mu\text{m}$ (= argile granulométrique).

	ROCHES MAGMATIQUES	ROCHES SEDIMENTAIRES
MINERAUX PRIMAIRES		
Feldspaths	60	7
Plagioclases	45	
Orthose	15	
Pyroxènes	11	-
Amphiboles	5	-
Micas	5	20
Biotite	4	
Muscovite	1	
Quartz	12	38
Autres minéraux (Péridots, Feldspathoïdes,...)	7	5
MINERAUX SECONDAIRES		
Minéraux argileux	-	10
Carbonates	-	20

Tableau 2.

Composition minéralogique moyenne des roches magmatiques et sédimentaires (%).

ROCHES MAGMATIQUES		
Granite	10,4	} 64,7
Granodiorite	11,2	
Syénite	0,4	
Basalte, gabbro	42,5	
Péridotite	0,2	
ROCHES METAMORPHIQUES		
Gneiss	21,4	} 27,4
Schistes	5,1	
Cipolins	0,9	
ROCHES SEDIMENTAIRES		
Roches sableuses	1,7	} 7,9
Roches argileuses	4,2	
Roches carbonatées	2,0	

Tableau 3.

Abondance (%) des principales roches dans la croûte terrestre (d'après Ronov et Yaroshevsky, 1969)

Les composés minéraux

Minéraux primaires/secondaires.

Dans le sol, on distingue les minéraux hérités de la roche mère et qui ont résisté à l'altération. Dans un certain nombre de sols, ces minéraux sont très abondants. Ces minéraux sont dits « primaires ».

Il convient de remarquer que la solubilité d'un minéral varie selon les conditions (température, aération du sol,...) les minéraux qui ont une certaine propension à résister à l'altération sont variables selon les lieux. Les autres minéraux de la roche mère sont altérés. Leur dissolution enrichit la solution du sol en éléments dissous. La solubilité par rapport à d'autres minéraux peut être alors

dépassée, ces derniers précipitent et s'accumulent. Les minéraux qui se sont formés dans le sol sont dits « secondaires ». Les éléments chimiques qui les composent peuvent provenir

- d'une redistribution de la matière sur place pour s'adapter aux conditions thermodynamiques de surface,
- d'un apport de zones extérieures, par des circulations latérales de l'eau et donc des éléments dissous.

Certains minéraux peuvent exister dans la roche mère, être dissous, puis précipiter lors de l'histoire de la formation du sol. Ces minéraux sont secondaires et coexistent avec des minéraux primaires de même composition chimique.

Ainsi, par exemple, dans un sol se développant sur une roche mère calcaire, un calcaire ancien bien cristallisé, les sols brun calcaire se développant à partir de cette roche contiendra

- des minéraux de calcite primaire, bien cristallisés c'est à dire à la structure cristalline bien agencée, de grande taille, moins solubles,
- des minéraux de calcite secondaire, issus de la précipitation dans le sol.

Ces derniers sont souvent formés rapidement en condition de sur saturation importante de par exemple à un changement de teneur en CO_2 du sol ou bien d'un dessèchement de l'horizon.

La forte sur saturation qui en résulte favorise une précipitation rapide et désordonnée, pouvant aussi piéger des éléments/ions autres que Ca^{++} et CO_3^{--} ,

Par exemple lors de phénomènes de nucléation (voir annexe du cours sur l'introduction & la thermodynamique des solutions aqueuses) Les minéraux produits (calcite secondaire) se distingueront de la calcite primaire par une granulométrie plus fine, une moins bonne cristallinité mesurable par l'élargissement des raies du diffractogramme des rayons X, une certaine « impureté » chimique elle aussi détectable aux rayons X par déplacement de la position de la raie. La calcite secondaire sera plus soluble, plus réactive chimiquement du fait de sa plus grande surface de contact avec la phase aqueuse. La distinction entre minéraux primaires et secondaires n'est donc pas purement académique.

Les argiles et la capacité d'échange cationique Les argiles jouent un rôle important et spécifique dans les sols.

Les minéraux argileux (phyllo-silicates) lient des liaisons fortes avec l'humus, argiles et humus présentent quelques similitudes en termes d'échange de cations avec la solution du sol. De même, les minéraux argileux peuvent fixer les composés organiques xénobiotiques (pesticides, herbicides ainsi que certains de leurs produits de dégradation). Les argiles sont donc chimiquement très réactives tant du point de vue de la chimie minérale que de la chimie organique.

La plupart des minéraux argileux se caractérisent par un déficit de charges positives dans leur cristal. Pour compenser ce déficit, des cations de la solution du sol sont adsorbés. Ces cations peuvent à leur tour être échangés contre d'autres cations lorsque la composition de la solution du sol change. L'humus peut aussi échanger des cations. Cet ensemble de cations échangeables constitue la Capacité d'Echange Cationique (on utilise couramment l'acronyme CEC) qui se mesure en laboratoire. Cette CEC constitue un réservoir d'éléments facilement accessible pour l'alimentation des plantes. Les échanges avec la solution du sol sont réputés très rapides. L'humus possède aussi des sites d'échanges anioniques. Certains éléments plutôt présents sous forme anionique comme les phosphates peuvent aussi être adsorbés sur la CEC grâce à des ponts calciques. Ainsi, H_2PO_4^- peut

former un complexe avec Ca^{++} : $\text{H}_2\text{PO}_4^- + \text{Ca}^{++} = \text{CaH}_2\text{PO}_4^+$ Ce complexe étant chargé positivement, il peut être adsorbé par le complexe argilo-humique.

Lors de processus d'oxydoréduction dans les sols, la composition chimique du cristal d'argile peut évoluer. Ainsi, pour les argiles contenant du fer ferrique dans le cristal, le passage à l'état ferreux altère la balance électrique du cristal et augmente la CEC. Pour certains sols soumis à de fortes variations d'aération ce phénomène peut être très important.

Pour terminer, il faut préciser que la capacité d'échange cationique n'est pas aussi importante selon le type d'argile. Les kaolinites, qui ne présentent pas de déficit de charge,

développent une CEC faible, alors que des argiles de type 2/1 telles que les montmorillonites ont des valeurs de CEC importantes. Pour ce qui est du formalisme thermodynamique des échanges cationiques, on se reportera au cours sur la thermodynamique des solutions aqueuses (cours d'hydrochimie). Enfin, la présence d'argile dans le sol influe fortement sur de nombreuses caractéristiques physiques (réserve en eau, distribution de la taille des pores, plasticité à l'état humide, cohérence à l'état sec,...). La garniture cationique de argiles renseigne sur les caractéristiques du sol :

- en sol acide le taux de Al^{+++} et de H^+ échangeables renseigne sur le risque de toxicité aluminique
- en sol hydromorphe, le taux de Mn^{++} échangeable renseigne sur le risque de toxicité Mn
- dans les sols sodiques, le taux de Na^+ échangeable renseigne sur le risque de sodisation. Lorsque les argiles ne sont pas flocculées par les ions divalents, elles sont susceptibles de migrer dans le sol. Certains horizons sont alors appauvris en argile (horizons éluviaux) et d'autres sont enrichis par l'arrivée des argiles (Bt).

les oxydes/hydroxydes

Les oxydes et hydroxydes du sol peuvent être bien cristallisés ou se trouver à l'état de minéraux amorphes. Les sols rouges méditerranéens, les sols latéritiques se caractérisent d'ailleurs par une forte teneur en oxydes et hydroxydes mais surtout par une forte proportion d'amorphes parmi ces minéraux.

Lors de phases de dessèchement du sol, les hydroxydes peuvent être transformés en oxydes par déshydratation.

Les oxydes et hydroxydes développent des phénomènes de sorption. Ils sont capables d'adsorber des éléments tels que certains métaux lourds ou éléments toxiques non métalliques comme As.

Les phosphates peuvent être adsorbés par ces minéraux.

Les propriétés adsorbantes des oxydes et hydroxydes sont dépendantes du pH.

En effet selon le pH de la solution du sol, certains sites d'échange ou de sorption sont libérés ou non. Les oxydes et hydroxydes jouent un rôle de ciment entre les autres minéraux, contribuant ainsi à augmenter la stabilité structurale du sol, au même titre que la matière organique.

2) Les composés organiques

Critère de caractérisation, outils méthodologiques

- Les outils isotopiques sont d'un grand secours pour l'étude de la matière organique des sols.

-Le delta13C facilite l'origine végétale de l'humus.

- Il permet notamment de différencier la part de MO provenant des plantes au cycle photosynthétique en C3 (28 pour mille de delta) de celle qui sont en C4 (12 pour mille de delta).

On peut montrer ainsi que dans un passé récent, la végétation actuelle est différent de celle qui occupe actuellement le sol.

La matière végétale, principale source d'humus,

- MO fraîche : humification
- Humus : minéralisation
- MO soluble du sol
- Les propriétés de la matière organique
 - Alimentation minérale des végétaux en NO₃, phosphates et en oligo-éléments lors de la minéralisation. Rôle des crucifères.
- détoxification
- amélioration de la stabilité structurale (effet court terme lors de l'humification et effet long terme de l'humus mais plus atténué que pour la phase d'humification).

Chapitre 2 : Organisation morphologique des sols

Organisation morphologique des sols

Definition :

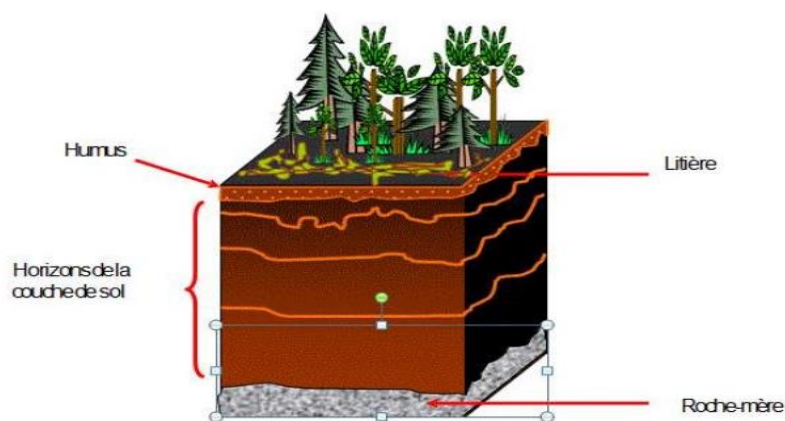
Le sol est composé de plusieurs couches, dont on trouve une couche

Superficielle se nomme litière ; c'est l'accumulation des débris végétaux.

L'humus est la couche sous la litière.

Sous l'humus, c'est le sol proprement dit. C'est là que se retrouvent généralement les racines des arbres.

Le sol est généralement enrichi par les éléments minéraux provenant de l'humus. Cette couche possède différents horizons qui servent à nommer le type de sol. Enfin, la dernière couche se nomme la roche-mère.



1-Structure du sol

L'organisation morphologique de la couverture de sol peut être observée à différentes échelles, allant d'assemblages de particules de base visibles sous microscope, à l'arrangement de systèmes pédologiques dans un paysage. Quatre types de structures particulièrement importants doivent être décrits, mesurés et compris ; ils correspondent aux quatre niveaux d'organisation et d'observation de la couverture de sol ; ce sont :

1- Organisations élémentaires

Le sol est un milieu géométriquement organisé à des échelles très diverses (étendues) allant de l'agencement des minéraux, jusqu'à l'organisation des couvertures pédologiques dans le paysage. C'est pour cette raison que des approches fractales de l'organisation des sols ont été tentées dans les années 1990, avec des succès divers.

Les organisations élémentaires, qui sont les structures construites par les constituants. Elles sont visibles à l'œil nu ou sous microscope. Les principaux types d'organisations élémentaires sont les agrégats (peds), les vides (porosité), les cutanes, les nodules, les manifestations d'activité biologique ; la couleur du matériau de sol aide à la reconnaissance et à la compréhension des organisations élémentaires

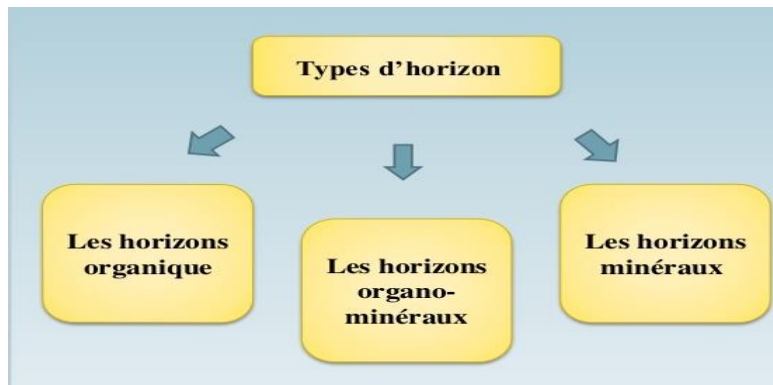
2-Horizon pédologique

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.

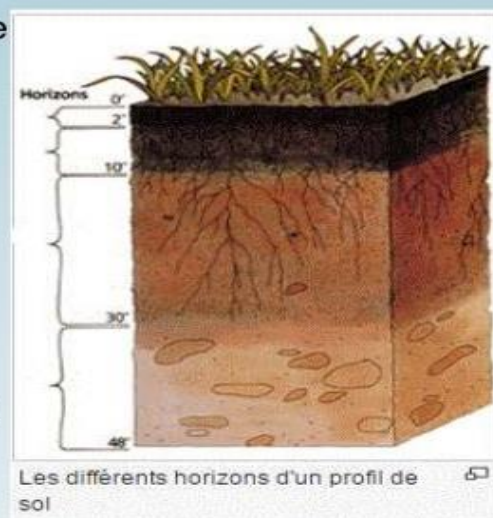
Cependant, un horizon de sol n'est jamais infini. Latéralement, il disparaît ou se transforme en un autre horizon.

Sols. Il 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.



3-Les profils pédologiques

- Le **profil de sol** est l'ensemble des *horizons* d'un sol donné ; chaque horizon étant une couche repérable et distincte de ce sol. Ces horizons sont d'autant plus distincts que le sol est évolué. En effet, la formation et l'évolution des horizons sous l'influence des facteurs écologiques conduisent à la différenciation de couches de natures différentes.



4-la couverture pédologique

La couverture de sol est un corps naturel continu ayant trois dimensions dans l'espace et une dans le temps, et qui est caractérisée par trois traits principaux:

- 1- Elle est formée de constituants minéraux et organiques et comprend les phases solide, liquide et gazeuse.
- 2- Les constituants sont organisés en structures spécifiques au milieu pédologique. Ces structures forment l'aspect morphologique de la couverture de sol, équivalent à l'anatomie d'un être vivant. Elles résultent de l'histoire de la couverture du sol ainsi que de sa dynamique et de ses propriétés actuelles.
- 3- L'étude des structures de la couverture du sol facilite la perception des propriétés physiques, chimiques et biologiques ; elle permet la compréhension du passé et du présent du sol, ainsi que la prédiction de son futur. La couverture de sol est constante évolution, et ceci donne au sol sa quatrième dimension, le temps.

Jusqu'à présent, les études pédologiques ont surtout porté sur la caractérisation et la signification génétique des organisations élémentaires, des assemblages, de l'horizon lui-même et des séquences verticales d'horizons. Peu d'études détaillées de la couverture de sol ont été conduites

sous l'angle de l'organisation spatiale tri-dimensionnelle tout en prenant en compte l'histoire et la dynamique actuelle de cette organisation tri-dimensionnelle. De telles études sont nécessaires pour comprendre la dynamique d'entités ou d'unités de sol, à l'échelle du paysage et des écosystèmes, et pour mettre à jour les relations entre la pédosphère et les autres composants de la terre : lithosphère, hydrosphère, atmosphère, biosphère.

Un système de référence morphogénétique sur les sols, comme l'est la BRM, se base sur des organisations élémentaires, sur des assemblages, des horizons, et sur la superposition verticale d'horizons. Cependant un système de référence complet incluant les distributions latérales n'est pas actuellement prêt.

La reconnaissance de ces distributions latérales fait qu'elles sont intégrées chaque fois que c'est possible dans les définitions des composants de la BRM, et ceci permet d'entamer une Base de Référence Mondiale sur les systèmes pédologiques (lithoséquences, toposéquences, chronoséquences, bioséquences, climoséquences, etc.).

5-L'eau du sol.

5. 1- Généralités.

L'étude de l'eau du sol comporte deux aspects : 1° un aspect statique, qui est la capacité de rétention en eau du sol, en liaison directe avec la disponibilité en eau pour les plantes. 2° un aspect dynamique : il s'agit de la circulation de l'eau dans le sol, c'est à dire les transfères verticaux ou latéraux de la phase liquide du sol.

Ces deux aspects dépendent tous, directement ou indirectement, de la porosité du sol et des type de porosité qui y sont développés.

5. 2- Les états de l'eau du sol.

5. 2. 1- Eau de gravité.

C'est l'eau occupant momentanément ou de façon plus ou moins permanente (eau de saturation) les pores les plus grossiers du sol, ou la macroporosité. Cette eau est soumise à la pesanteur et n'est donc pas retenue par le sol après ressuyage. C'est cette eau de gravité qui assure l'entraînement des substances dissoutes ou en suspension. Elle contribue donc à la différenciation des profils. On fait d'habitude la différenciation entre l'eau de gravité à écoulement rapide et celle à écoulement lent.

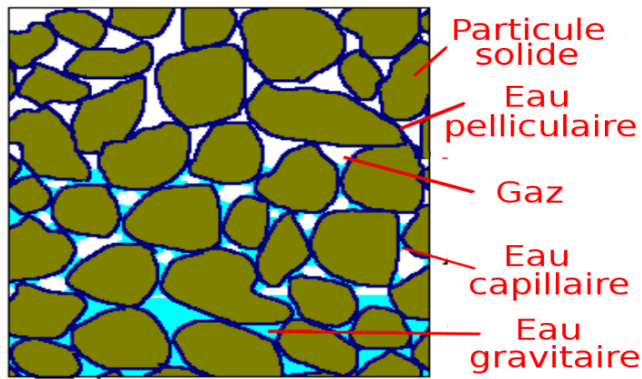
5. 2. 2- Eau capillaire.

On distingue l'eau capillaire absorbable qui correspond à l'eau contenue dans la microporosité de 0,2 à 8 μm (pores de réserve), et l'eau capillaire non absorbable ou eau liée, correspondant à la porosité très fine < 0,2 μm (pores résiduels).

L'eau capillaire absorbable est donc l'eau retenue par le sol après ressuyage : elle est utilisable par les végétaux. C'est en outre la phase liquide qui compose la " solution du sol ", c'est à dire le réservoir des substances dissoutes et le milieu d'altération des minéraux.

5. 3- Les mouvements de l'eau du sol.

Ils sont de trois types ; mouvements descendants (action de la pesanteur sur l'eau de gravité), mouvements ascendants (capillarité) et mouvements latéraux (circulation oblique de l'eau gravitaire).



5. 3. 1- Mouvements descendants et latéraux.

Ils correspondent aux processus d'infiltration des eaux dans les sols et les formations superficielles. Cette infiltration est liée à la perméabilité du substratum et est exprimée par la vitesse d'infiltration de l'eau gravitaire. La perméabilité d'un sol est d'autant plus élevée que la porosité non capillaire (macroporosité) est importante. D'où l'influence prépondérante à cet égard de la texture du sol mais aussi sa structure et de sa stabilité.

Si la perméabilité du sol est élevée, son ressuyage est rapide. A l'opposé, si cette perméabilité est faible, particulièrement dans les horizons profonds, le drainage du profil devient déficient et il se forme une nappe dite perchée, par engorgement plus ou moins prolongé des horizons de surface. Cet excès d'eau, même temporaire, est à l'origine de processus d'hydromorphie qui influencent fortement la pédogenèse (milieu réducteur, anaérobiose, accumulation de matière organique mal décomposée, dynamique particulière de fer, etc.).

5. 3. 2- Mouvements verticaux ascendants.

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

La décroissance de la teneur en eau dans les horizons de surface a pour effet d'augmenter le pF, d'où un appel par succion de l'eau des zones sous-jacentes à pF plus bas.

6- l'atmosphère et le sol.

Ce sont les mêmes que ceux de l'air. Cependant, les fermentations biologiques de la matière organique et la respiration des racines produisent beaucoup de dioxyde de carbone et la pression partielle de ce gaz augmente (3 % au lieu des 3 /10 000 de l'atmosphère normale). Ce phénomène prend de l'importance dans les sols calcaires, car de nombreux équilibres chimiques sont alors déplacés.

Dans les sols engorgés par l'eau et dans les sols gonflants, les gaz sont chassés du sol. L'oxygène peut alors faire défaut si des fermentations ont lieu ou si les racines consomment de l'oxygène : le sol devient asphyxiant pour les plantes et réducteur (le fer migre alors très facilement).

L'oxygène et le dioxyde de carbone sont donc les gaz qui jouent un rôle important dans les sols. Ils existent soit à l'état libre au sein de l'atmosphère du sol, soit à l'état dissous dans les solutions du sol. Des échanges ayant lieu constamment entre l'atmosphère terrestre, l'atmosphère du sol et les solutions du sol.

7-Température du sol

Les échanges d'énergie et la distribution des températures à la surface et dans les couches superficielles du sol revêtent un intérêt considérable aussi bien dans le domaine de la climatologie, la température du sol sur le plan technique notamment, de très nombreux spécialistes font de plus en plus appel aux connaissances de la microclimatologie du sol pour disposer soit des théories explicatives, soit des renseignements de base qui leurs sont nécessaires.

Le sol lui-même joue en quelque sorte le rôle d'un réservoir thermique. Accumulant des quantités plus ou moins importantes d'énergie calorifique au moment où celle-ci est en excès, il les restitue ensuite à l'atmosphère (nuit, période plus froide).

L'importance de ce rôle régulateur est sous la dépendance étroite des propriétés physiques du sol, propriétés qui fluctuent non seulement dans l'espace mais aussi dans le temps (variations de la teneur en eau).

Celle-ci est généralement un peu plus élevée que la température de la couche d'air susjacente. En région de basse altitude et humide, on observe :

	<i>à 10 cm de profondeur</i>	<i>à 50 cm de profondeur</i>
Sol nu	maximum 40°C	27°C
Sol couvert	maximum 25°C	25°C
Sol en forêt	maximum 23°C	-

- La température du sol décroît avec l'augmentation de la nébulosité, avec l'efficacité de la plante de couverture et avec la profondeur.
- La plante de couverture est l'agent modérateur le mieux adapté et le plus efficace.
- On a observé par journées de forte radiation globale des températures supérieures à 50° C.
- La température relativement élevée de l'air et du sol, jointe à l'ambiance humide, favorise le développement des végétaux supérieurs, mais provoque également la pullulation de micro-organismes. La température optimale favorable à l'activité bactérienne est celle d'environ 30° C. On ne saurait donc trop insister sur la nécessité de la couverture du sol (morte ou vivante) dont le rôle est:
 - 1) la protection contre les brusques variations de température du sol et des radiations lumineuses bactéricides;
 - 2) d'éviter le dessèchement du sol par excès d'évaporation directe;
 - 3) d'enrayer l'action mécanique des pluies, le tassement du sol et de freiner le ruissellement (érosion);
 - 4) de favoriser la formation de l'humus.

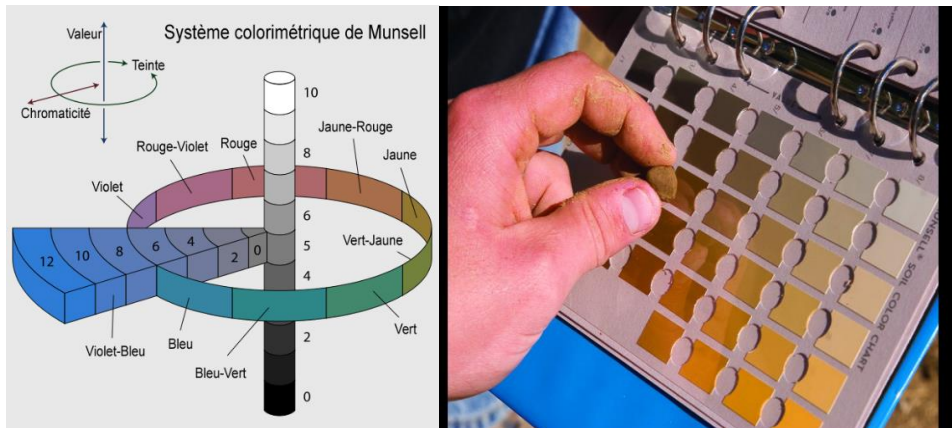
8- Couleur du sol.

C'est l'indice le plus immédiatement visible des variations de composition du sol. C'est d'abord un reflet de la teneur en matière organique :

Le sol est d'autant plus foncé qu'il est plus riche en humus. Mais la couleur traduit aussi l'état du fer dans le sol.

La couleur du sol est déterminée par référence avec un code de couleurs.

Les pédologues utilisent pratiquement tous le code Munsell.



Les teintes plus ou moins claires ou sombres, plus ou moins jaunes ou rouges dépendent de trois composants principaux : des calcaires (clairs), des composés organiques (sombres, carbone résiduel des plantes) et de la quantité de fer (sous forme d'oxydes et d'hydroxydes qui constituent les ocres de couleur jaune, rouille, brun rougeâtre à brun foncé).

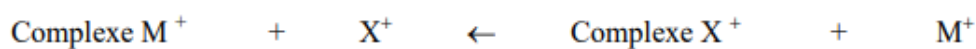
Chapitre 03 : Propriétés chimiques et biologiques du sol

Propriétés chimiques et biologiques du sol

1ère PARTIE : LE COMPLEXE ADSORBANT DES SOLS

Le sol possède la propriété de retenir diverses substances. En effet, les cations et les anions peuvent être retenus par le **complexe adsorbant du sol**, c'est à dire l'ensemble des colloïdes (substances humiques, argile, sesquioxydes,...) dotés de charges négatives ou positives.

Les ions y seront retenus sous **forme échangeable**. En d'autres termes, si on traite un sol par une solution contenant des ions différents de ceux retenus par le sol, il y aura échange entre les ions du complexe adsorbant et ceux de la solution :



L'absorption ionique dans le sol peut être considérée comme réversible :

les ions échangeables du complexe adsorbant sont en équilibre avec la solution 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).

Le pouvoir adsorbant est la propriété que possède le complexe adsorbant du sol, de retenir à sa surface des ions provenant de la solution du sol. Cette définition est illustrée dans le schéma ci-dessous (figure 1).

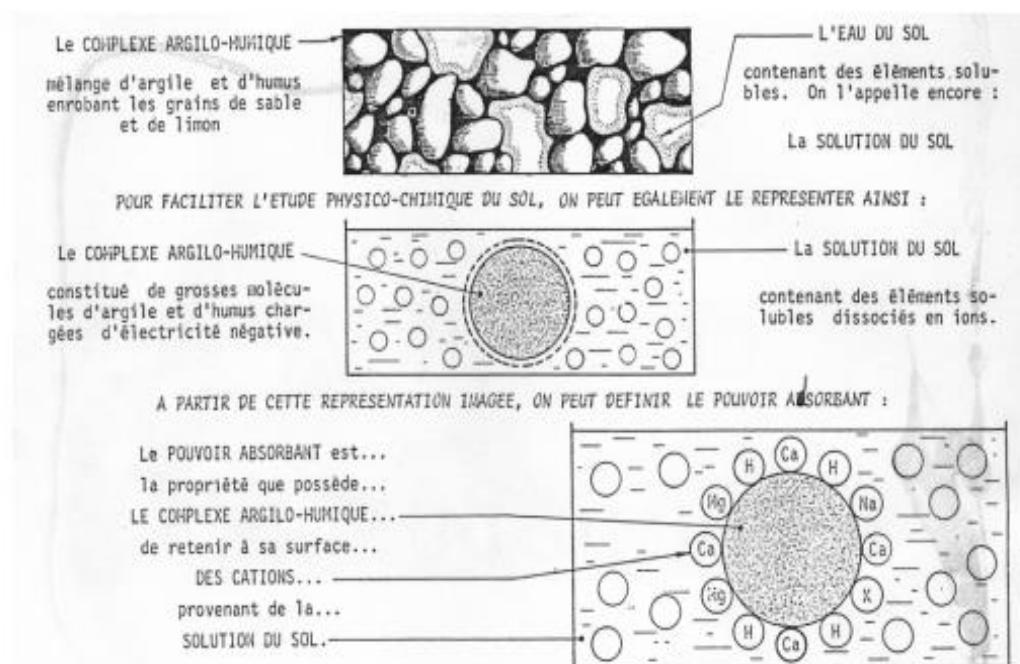
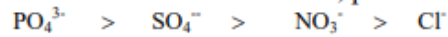


Figure 1 : Le complexe adsorbant du sol (tiré de Soltner D. ,1992)

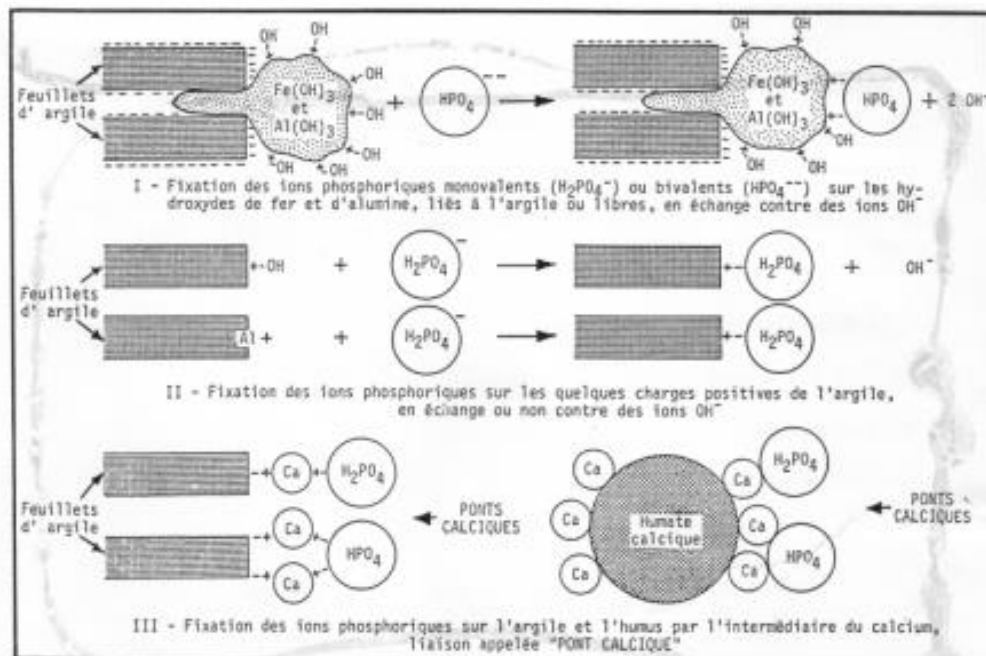
II. La sorption et l'échange des anions :

Dans les eaux de drainage, on trouve beaucoup d'anions NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , Apparemment donc ces ions ne sont pas retenus par le pouvoir adsorbant du sol. De fait, chacun sait que les nitrates sont très facilement perdus par lessivage. Pourtant, les anions PO_4^{3-} sont très bien retenus. Certains anions peuvent donc être fixés, et leur énergie de fixation serait la suivante, par ordre décroissant :



Plusieurs mécanismes expliquent cette fixation (voir figure 4) :

- la fixation sur les hydroxydes de fer et d'aluminium, colloïdes positifs liés à l'argile, en échange contre des ions OH^- ,
- fixation sur quelques valences positives des argiles, en échange contre des ions OH^- , ou sur des liaisons de bordure (Al^{+++}),
- fixation sur l'argile ou l'humus par l'intermédiaire d'ions Ca^{++} (ponts calciques).



— LA FIXATION DES ANIONS SUR L'ARGILE, L'HUMUS ET LES HYDROXYDES DE FER ET D'ALUMINE est possible. Mais elle concerne surtout les ions phosphoriques (H_2PO_4^- et HPO_4^{2-}) et pratiquement pas les ions nitrates NO_3^- .

Figure 5 : Les modes de fixation des anions (tiré de Soltner D., 1992)

III. Les valeurs caractéristiques du complexe adsorbant : CEC et V%

1. La capacité d'échange (T ou CEC) :

La capacité totale d'échange ou capacité d'échange de cations est la quantité maximale de cations qu'un sol peut adsorber (pour 100 g de matière sèche).

Autrement dit, cette mesure représente le total des charges négatives du sol disponibles pour la fixation :

- des ions H^+ et Al^{+++} ,
- des cations appelés bases échangeables : Ca^{++} , Na^+ , K^+ , Mg^{++} (l'ion NH_4^+ peut être présent aussi, mais étant très minoritaire, il n'est pas pris en compte).

On l'exprime en milliéquivalents (meq) pour 100 g de matière sèche. L'équivalent d'un corps étant le rapport masse atomique (en g) / valence de ce corps. Le milliéquivalent en est le millième.

Exemple : Un sol qui a une CEC de 20 meq pourrait retenir :

*- en Ca^{++} : $20 \text{ meq} * 40/2 = 400 \text{ mg de Ca / 100 g de sol}$,*

*- en Na^+ : $20 \text{ meq} * 23/1 = 460 \text{ mg de Na / 100 g de sol}$.*

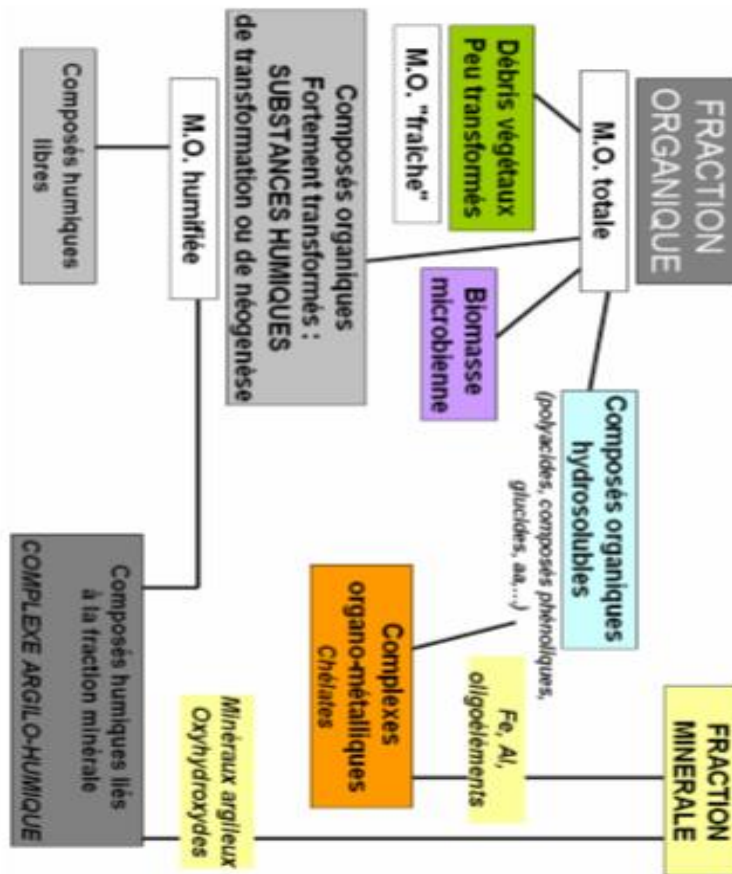
La CEC d'un sol dépend de la nature des colloïdes de ce sol et du PH de ce sol (voir I.2.a).

2. La somme des bases échangeables (S) :

Il s'agit de la **somme des quantités de cations basiques échangeables**, fixés sur le complexe à un moment donné. On l'exprime également en meq pour 100 g de matière sèche.

La différence T-S représente donc la quantité d'ions H^+ et Al^{+++} fixés. Cette différence peut encore être appelée *insaturation*.

$$T = S + Al^{+++} + H^+$$



III. Les mécanismes biochimiques de la formation de l'humus :

L'humification est un ensemble de synthèses faisant suite à la décomposition des matières organiques végétales.

Le processus de décomposition consistant en la simplification des molécules (bioréduction), les processus d'humification présentent des caractères nettement différents :

- ils consistent en une construction de nouvelles molécules de plus en plus grosses (ou polymérisées) à partir des molécules plus ou moins simplifiées obtenues par la décomposition des matières végétales.
- ils ne sont pas dûs uniquement à l'activité biologique : des agents physiques et des réactions chimiques en sont également responsables (voir chapitre III).

c) La voie de la néosynthèse microbienne :

Certains micro-organismes ont la possibilité de reprendre des molécules simples issues de la minéralisation primaire, pour synthétiser leur propre substance. A leur mort, les polysaccharides issus de leur biodégradation peuvent se lier à la matière minérale pour former de l'humine de néosynthèse microbienne. Mais en fait les micro-organismes agissent à plusieurs niveaux de l'humification :

- ils **synthétisent nous venons de le dire l'humine microbienne**. Celle-ci représente dans les sols à la fois aérés et recevant beaucoup de résidus organiques riches en cellulose, jusqu'à 10 % de l'humine totale. Une humine en longues chaînes plutôt qu'en grosses molécules rondes. De ce fait, cette humine microbienne a des propriétés agglutinantes très supérieures, d'où son rôle sur la stabilité de la structure. Mais elle disparaît plus rapidement que les autres humines et doit donc être souvent remplacée.
- ils **synthétisent aussi quelques composés phénoliques solubles**, qui par polycondensation donnent des acides humiques.
- ils **fournissent enfin des chaînes aliphatiques** qui s'accrochent aux noyaux aromatiques des acides fulviques et humiques.

Ces synthèses d'humus par voie microbienne se font surtout à partir des sucres, de la cellulose et des matières azotées.

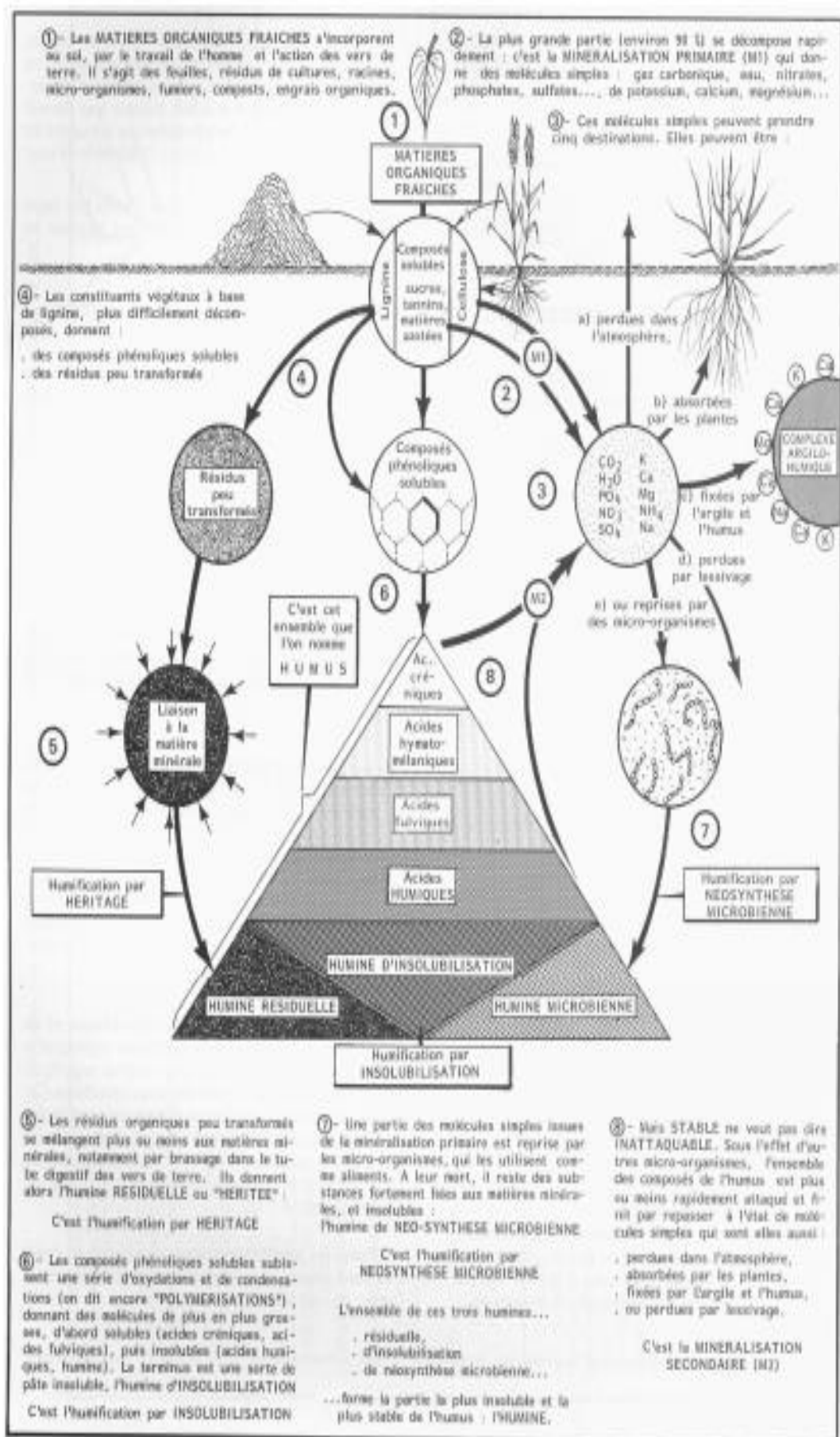


Figure 12 : Le cycle de l'humus (tiré de Solmer D., 1992)

Chapitre 4 : Classification des sols

Dokuchaev Cet homme est né en 1846 dans un petit village près de Smolensk (Milyukova Sychevsky). Son père aurait voulu en faire un homme d'église. Mais, il préfère la science. A partir de 1872, il est chargé de l'enseignement de la minéralogie et de la géologie à l'Université de StPetersbourg. Entre 1875 et 1879 il participe aux levés de la carte des sols de Russie, inventaire dont l'Europe et les Etats Unis ne se préoccupent pas encore à l'époque. A partir de 1877 et jusqu'en 1879 il est amené à travailler sur les steppes à tchernozem



Il s'agit d'un historien, géographe et essayiste prolifique dont on trouvera facilement la vie et les œuvres sur internet. Il a fait plusieurs voyages en Russie et en a rendu compte dans des ouvrages et articles, dans la revue des Deux Mondes en particulier. L'analyse que Leroy-Beaulieu fait du milieu russe est saisissante. Il distingue parfaitement les trois régions naturelles et zonales des chernozems, des kastanozems (il utilise le mot « steppes fertiles ») et des sols salins du sud. Il décrit bien ces trois unités et présente la localisation spatiale de chacune avec une très grande précision.

Si ce voyageur, intéressé surtout par les hommes et l'agriculture, avait passé ne serait-ce qu'une semaine dans la taïga pour en décrire le milieu et les terres podzoliques, on serait obligé de le reconnaître comme l'inventeur du concept de zonalité climatique en science du sol. Or, il écrit en 1873, donc exactement dix ans avant que Dokuchaev publie son « Tchernozem russe » !

Les sols à humus évolué ont comme représentant le plus caractéristique les sols bruns de nos forêts tempérées. L'horizon supérieur est constitué par un mull mince, dont les acides humiques bruns sont moins complexes que ceux des sols iso-humiques et à pH légèrement acide. Il surmonte un horizon B d'altération en brun par l'hydroxyde de fer ; sa couleur diffère d'ailleurs peu de celle de l'horizon humique. Il faut en distinguer les sols bruns lessivés d'humus plus acide en général qui sont caractérisés par la constitution d'un horizon B ou l'argile venant de la surface s'est accumulée.

Les sols à humus brut ne sont autres que les podzols de la classification, russe. On sait que le mor est caractérisé par un faible taux d'humification, celle-ci produisant surtout des acides fluviqes peu complexes qui sont responsables du blanchiment de l'horizon immédiatement

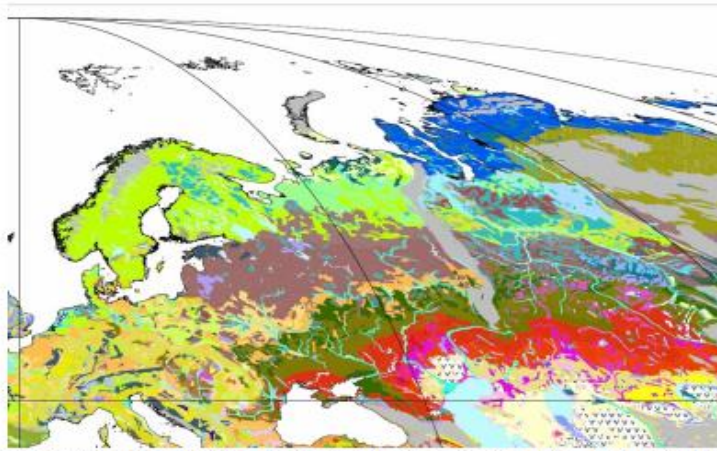
Inférieur A2. Le principal problème demeure celui de la genèse de l'horizon illuvial ; on invoque la sécheresse relative de l'été pendant laquelle des acides humiques bruns relativement complexes sont synthétisés.

Les sols halophiles réunissant les différents types bien connus de la classification russe. Les sols à sesquioxydes très individualisés sont caractérisés par une altération très poussée aboutissant à la concentration des hydroxydes de fer et souvent d'alumine.

Les sols hydromorphes ont droit à deux classes distinctes : les sols hydro morphes proprement dits, engorgés par l'eau, au moins saisonnièrement, à une distance d'au moins 30 cm de la surface. Dans ces conditions, le fer est réduit en fer ferreux et confère une teinte gris-vert à l'horizon caractéristique du gly.

Les vertisols (classification américaine) connaissent un engorgement superficiel temporaire. Leurs sols noirs malgré la faible quantité d'humus, sont caractérisés par leur haute teneur en montmorillonite gonflante et en calcium ou magnésium. Le calcium sature presque entièrement le complexe absorbant malgré sa forte capacité d'échange.

L'intérêt principal de la classification américaine est d'avoir défini avec précision des « horizons de diagnostic ». Les horizons de surface (épipedon) sont ceux qui sont intéressés par la matière organique.



Un extrait d'une carte récente des sols du Monde (FAO). Elle montre bien l'organisation des sols en bandes grossièrement alignées selon des parallèles du globe terrestre et justifie donc les idées de Dokuchaev. Mais en Amérique du Nord, l'alignement est fort mauvais, comme on le verra plus loin.

Un précurseur français

Il est toujours difficile d'identifier les fondateurs d'une discipline. En général, on retient le nom de ceux qui ont rassemblé des connaissances éparses pour en faire un système de pensée.

Mais il est troublant d'identifier, en amont, des personnes qui sont passées bien près des vérités admises par la suite. Anatole Leroy-Beaulieu (12/2/1842, Lisieux – 15/6/1912, Paris) est l'un des précurseurs qu'il faut citer ici, bien qu'il soit totalement méconnu des spécialistes de science du sol.

Il s'agit d'un historien, géographe et essayiste prolifique dont on trouvera facilement la vie et les œuvres sur internet. Il a fait plusieurs voyages en Russie et en a rendu compte dans des ouvrages et articles, dans la revue des Deux Mondes en particulier. L'analyse que Leroy-Beaulieu fait du milieu russe est saisissante. Il distingue parfaitement les trois régions naturelles et zonales des chernozems, des kastanozems (il utilise le mot « steppes fertiles ») et des sols salins du sud. Il décrit bien ces trois unités et présente la localisation spatiale de chacune avec une très grande précision.

Si ce voyageur, intéressé surtout par les hommes et l'agriculture, avait passé ne serait-ce qu'une semaine dans la taïga pour en décrire le milieu et les terres podzoliques, on serait obligé de le reconnaître comme l'inventeur du concept de zonalité climatique en science du sol. Or, il écrit en 1873, donc exactement dix ans avant que Dokuchaev publie son « Tchernozem russe » !.