

Support de cours PEDOLOGIE

(Vincent VALLES 2005-2006)

Objectif du cours : Donner les bases de connaissance des sols, de leurs propriétés environnementales et agronomiques et introduire les notions de couvertures pédologiques ou chaînes de sol.

Introduction:

- Le sol: une interface entre la lithosphère, l'atmosphère, la biosphère.
- Le sol: un système dynamique (altération/érosion), équilibre climacique ou déséquilibre (discontinuités climatiques, lithologiques, dans l'usage,..)
- Le sol un système spatialement distribué avec ses lois (cohérentes) de distribution spatiale, son organisation en trois dimensions, ses échanges entre horizons (version verticaliste) et entre unités fonctionnelles (version latéraliste) avec prédominance du vertical ou du latéral selon le contexte.
- Le sol un système dynamique: le facteur temps en pédogénèse.
- Le minéral et le vivant liés.
- En résumé: le sol un milieu très compliqué, très complexe, ne pouvant être étudié ni uniquement de façon locale, ni uniquement par une branche scientifique (chimie minérale ou chimie organique, abiotique i.e. Physico-chimique ou biologique, statique ou dynamique,...). C'est un milieu propice à une analyse pluridisciplinaire. Cependant, il faut bien structurer le cours et donc les différents chapitres aborderont de manière structurée, divers aspects des sciences du sol.

I Les composants du sol

Le sol est un assemblage d'une grande diversité de phases. La phase gazeuse joue un rôle important par les échanges de dioxygène, de dioxyde de carbone et autres gaz entre la surface et l'atmosphère.

La phase aqueuse est une phase qui représente une faible quantité des éléments chimiques hormis H et O, cependant elle est le carrefour presque obligé de la plupart des changements d'état de la matière, des échanges d'éléments chimiques entre phases et des échanges chimiques entre domaines abiotiques et le système racinaire ou les micro-organismes.

Enfin, les phases minérales présentent une extraordinaire diversité. Lorsque l'on inclut les phases organiques, cette diversité est telle qu'il devient impossible de les décrire de manière exhaustive.

Ce qui suit s'attachera donc à présenter quelques traits généraux sur les constituants les plus fréquents du sol.

- 1) 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 variant 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 ç 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

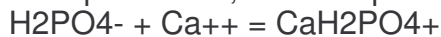
Les argiles jouent un rôle important et spécifique dans les sols. Les minéraux argileux (phyllo-silicates) lient des liaisons fortes avec l'humus, argiles et humus présentent quelques similitudes en terme d'échange de cations avec la solution du sol.

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^{++} :



Ce complexe étant chargé positivement, il peut être adsorbé par le complexe argilohumique.

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 $\delta^{13}C$ 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 δ) de celle qui sont en C4 (12 pour mille de δ). 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 NO_3 , 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)

II Organisation du sol à différentes échelles.

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.

1) Structure et texture

- Les classes granulométriques et la texture.

Les minéraux du sol se répartissent selon une grande diversité de taille. On considère que la « terre fine » est la partie qui passe au tamis de 2 mm après séchage à l'air (non forcé).

La définition des limites entre les diverses fractions granulométriques varie légèrement d'un pays à l'autre.

On considère les fractions suivantes :

0 < Argiles < 2 μm

2 μm < Limons < 0.02 mm (soient 20 μm)

0.02 mm < sables < 2 mm

La fraction sableuse peut être scindée en deux sous fractions :

0.2 mm < sables grossiers < 2 mm

0.02 mm < sables fins < 0.2 mm

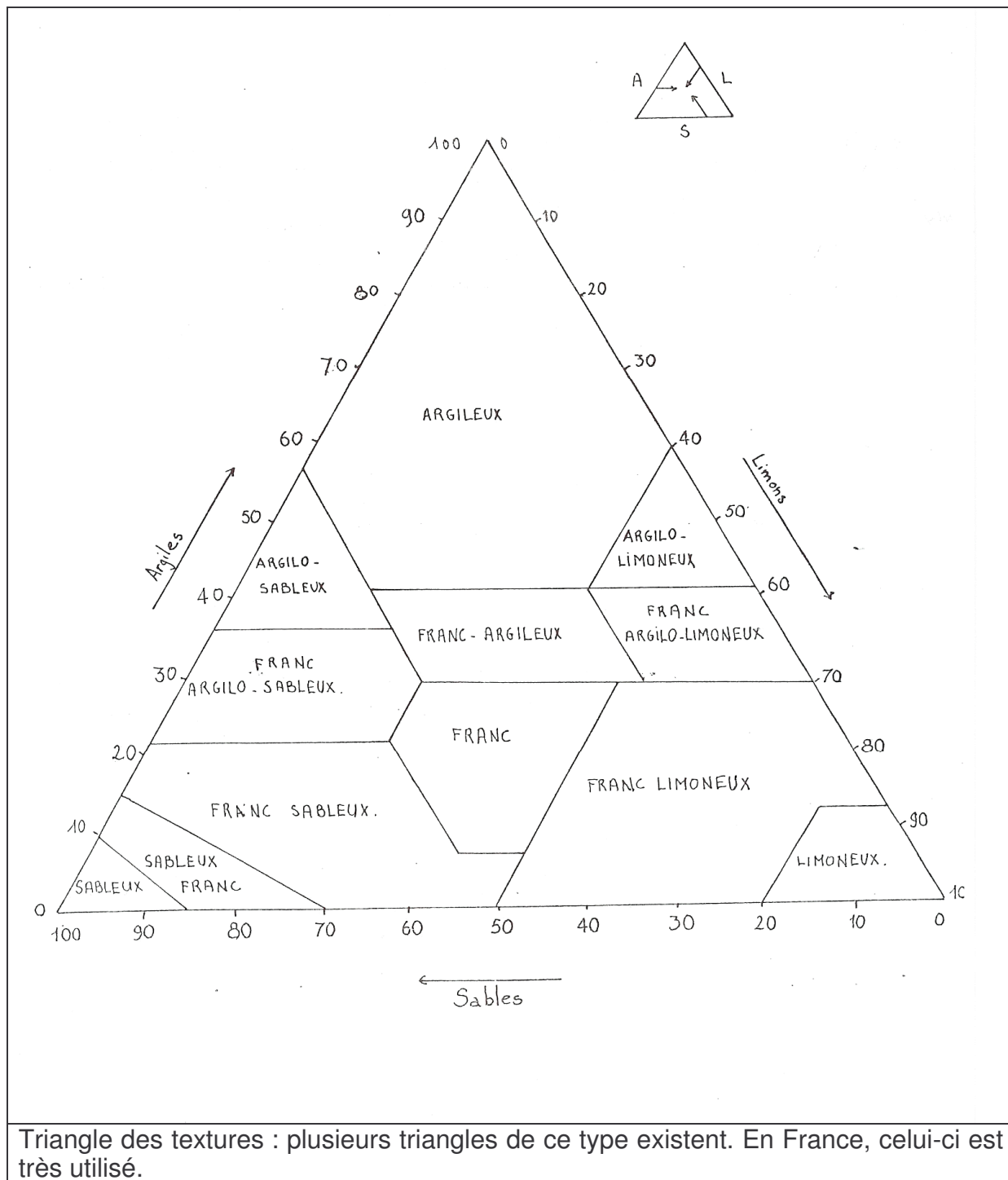
La proportion des différentes classes granulométriques définie sous un terme générique de groupe la granulométrie. On définira ainsi un horizon sablo-limoneux, ou bien argileux, ou bien franc. Plusieurs définitions de textures ont été proposées.

La mesure de la granulométrie d'un sol est réalisée en laboratoire selon un protocole codifié. Les méthodes encore une fois diffèrent car les choses sont difficiles. Mais il y a toujours deux étapes. Séparation des grains, puis mesure de leur proportion.

En effet, il convient tout d'abord de libérer les particules qui sont cimentées par les oxydes/hydroxydes, la matière organique, les assemblages d'argiles floculées, ... par des méthodes à la fois douces mais efficaces, ce qui parfois incompatible.

La plupart des méthodes de séparation de minéraux reposent sur une oxydation de la matière organique (eau oxygénée ou autre réactif), une réduction et solubilisation de ciments métalliques par réduction et complexation du fer. une défloculation des argiles par des composés sodiques. En général, une séparation par agitation sous ultrason fini par séparer les grains. Il faut alors mesurer la proportion entre les grains.

A ce stade, diverses méthodes sont utilisées.



Triangle des textures : plusieurs triangles de ce type existent. En France, celui-ci est très utilisé.

Les plus traditionnelles sont basées sur les lois de l'hydrodynamique. Le mélange violemment agité est laissé au repos. Les grains sédimentent d'autant plus vite qu'ils sont grossiers. Des prélèvements à temps et profondeur du mélange bien choisis permettent de déterminer après séchage et pesée, la fraction granulométrique.

Les méthodes plus modernes reposent sur la diffraction laser d'une suspension eau/grains agitée ou bien un équivalent par conductimétrie. Dans ce dernier cas, une cellule conductimétrique enregistre le passage d'un grain par diminution de la conductivité électrique, sa taille est fonction de la chute de conductivité.

Si on considère le cas des sols calcaires, l'abondance de calcium qui floccule les argiles, conduit à un dilemme. Soit on détruit les minéraux calciques et la granulométrie n'a plus de sens, soit on laisse ces minéraux et la défloculation des argiles sera mauvaise, et les résultats de la granulométrie aussi.... Du travail pour les nouvelles générations!

Des méthodes de terrain permettent aussi d'apprécier qualitativement la texture d'un horizon. Ces tests sont très utiles mais ne constituent qu'un moyen très approximatif et parfois biaisé.

- Influence des diverses classes granulométriques sur les propriétés du sol
 - Propriétés des sols caillouteux
 - Propriétés des sols sableux
 - Propriétés des sols limoneux
 - Propriétés des sols argileux

- Les structures

La structure du sol est relative au mode d'arrangement macroscopique des grains entre eux.

En fait, il est possible d'étudier ce mode d'arrangement à différentes échelles. Avec des lames minces de sol solidifiées par une résine, il est possible d'étudier l'arrangement au microscope comme on le ferait pour une lame mince de roche. On peut alors y étudier la structure du plasma, la matrice argileuse, ainsi que la distribution des grains sableux dans cette matrice.

La structure est l'arrangement du matériau à l'échelle macroscopique. Elle détermine des propriétés importantes du sol car elle génère une porosité grossière.

Les agrégats possèdent une porosité improprement nommée « texturale » et la porosité présente entre les agrégats est dénommée porosité « structurale ». Cette dernière correspond aux vides laissés entre les agrégats. Cette porosité structurale joue un rôle majeur dans la perméabilité du sol à l'air et à l'eau.

Enfin, si la texture ne peut être modifiée que par un apport de matériau de texture différente à celle du sol, en revanche, la structure d'un sol peut être fortement modifiée par de nombreuses actions anthropiques (labours, terrassements, passage d'engins chargés comme les remorques ou les tracteurs, piétinement de troupeaux,...). La texture peut donc être dégradée par l'action humaine.

Les principales structures rencontrées en pédologie sont:

- structure massive cohérente

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

- structure particulaire

C'est une coexistence de grains sans relation entre eux, par exemple lorsque la texture est très sableuse, avec peu de matière organique, des grains non soudés. Cette « non structure » est habituellement assez fragile mais perméable aux fluides du sol.

- structure grumeleuse

C'est une structure constituée d'agrégats arrondis, poreux. Elle est assez caractéristique des horizons superficiels et organiques, sous végétation de graminées.

Cette structure facilite les échanges d'eau et d'air, elle est très favorable au développement du système racinaire des plantes et à l'activité des micro-organismes aérobies.

- structure polyédrique

Les agrégats ont des surfaces planes séparées par des arêtes assez vives. On la rencontre souvent dans des horizons argileux ou francs. La taille des agrégats est variable (st. polyédrique fine ou st. polyédrique grossière). La perméabilité est plus importante lorsque la structure est fine, nettement moins bonne lorsqu'elle est grossière.

Parfois, la structure polyédrique est incluse, comme sous structure, dans une structure prismatique.

- structure prismatique

Les agrégats prismatiques, souvent de grande taille si on les compare aux agrégats grumeleux, sont constitués d'ensembles aux surfaces sommairement planes verticales, séparées par des arêtes moyennement marquées. Ils sont étirés dans le sens de la hauteur. Cette structure est plus fréquente dans les horizons d'accumulation d'argile.

- structure colonnaire

Elle ressemble à la structure prismatique, mais le sommet des agrégats est arrondi. Cette structure est assez caractéristique des sols de type solonetz et surtout de leur horizon type, l'horizon colonnaire blanchi.

Ces sols posent de nombreux problèmes de mise en valeur ou même de maintien de la fertilité. Cette structure colonnaire est souvent indicatrice de ces sols à problème.

- structure cubique

Les agrégats, souvent couverts de revêtements argileux, sont délimités par des surfaces planes, mais sans allongement selon une direction privilégiée de l'espace. Habituellement ce mode d'agencement des agrégats est extrêmement jointif ce qui ne laisse aucune place pour la porosité structurale. La perméabilité aux fluides y est réduite. On rencontre cette structure dans des horizons argileux plus ou moins sodiques.

- structure lamellaire

Il s'agit d'une structure très orientée horizontalement du fait d'une redistribution des matériaux après désagrégation, par exemple sous l'effet d'une pluie ou d'une irrigation violentes. Les agrégats sont sous forme de couches horizontales assez continuées.

Cette structure s'oppose évidemment aux échanges d'eau et d'air entre le sol et la surface. Elle est assez défavorable aussi à la germination des graines qui peuvent être emprisonnées dans de telles couches, mais aussi à la croissance du pivot des jeunes plantules.

- structure schisteuse

Il s'agit d'une structure horizontale, comme pour la structure laminaire, mais de faible extension latérale. Cette structure est héritée des débris de roche mère schisteuse non ou peu altérée. Elle est moins opposée aux transferts d'eau et de gaz.

2) Les horizons

La notion d'horizon est avec la notion de profil, le centre d'une conception « verticaliste » des sols. Si cette notion d'horizon est très utile, on veillera à toujours considérer les formations comme des entités tridimensionnelles avec ses lois et sa logique d'évolutions latérales.

L'horizon est une couche apparemment homogène de sol. Selon les pays, plusieurs types de classification permettent de classer les différents horizons.

La France a une tradition de classification génétique des sols et des horizons, alors que d'autres classifications sont plus descriptives sur telle ou telle propriété de l'horizon.

Il est important de noter le type de transition avec les couches. De manière générale, les sols très évolués, avec une pédogénèse longue et active présentent des profils différenciés, c'est-à-dire avec des couches très différentes entre elles et différentes de la roche mère, surtout en surface. A l'opposé, les sols jeunes, ou à pédogénèse peu active, sont souvent peu différenciés. Leurs caractéristiques varient peu avec la profondeur. Toutefois, de nombreux contre-exemples contredisent cette tendance.

3) Les profils

Le profil, nommé aussi « Pédon », dans le sens d'unité de base des sols, est constitué par la succession des horizons situés à la verticale du point d'observation, depuis la surface jusqu'à la roche mère en cours d'altération..

4) Les chaînes de sol

5) Distribution à l'échelle mondiale

III Physique du sol

1) Porosité (indices vides/eau/air), densité (apparente/réelle)

Le volume du sol se divise en volume des solides et porosité.

$$V_t = V_s + V_p$$

La porosité est occupée par les fluides, en général la phase aqueuse et la phase gazeuse dont les volumes respectifs sont V_g et V_e . Dans certains cas plus rares, cette porosité est aussi occupée par d'autres fluides (hydrocarbures lors de la pollution des sols par ces produits).

Dans de nombreuses situations le volume de la porosité est constant. Ainsi, les deux fluides sont en compétition. Tout volume occupé par l'eau n'est pas accessible aux échanges gazeux. Les sols dont la porosité est saturée d'eau se caractérisent par une faiblesse des échanges gazeux avec l'atmosphère, ce qui se traduit souvent par des états anoxiques plus ou moins marqués.

L'indice des vides (I_p aussi noté I_v) représente la fraction du volume occupée par la porosité

$$I_p = V_p / V_t$$

De même, l'indice de l'eau est :

$$I_e = V_{eau} / V_t$$

Cet indice est aussi appelé humidité volumique (noté θ), qu'il ne faut pas confondre avec l'humidité pondérale H_p ($H_p = \text{poids d'eau} / \text{poids de sol}$).

et

$$I_a = V_a / V_t$$

avec

$$I_p = I_e + I_a$$

Et

$$I_s = 1 - I_p$$

Avec I_s indice des solides

On définit aussi la densité apparente sèche D_a , comme la masse volumique du sol sec divisé par 1 (masse volumique de l'eau). La densité apparente est la masse volumique du sol sec divisé par 1, avec masse volumique du sol sec égale au rapport du poids du sol sec sur le volume total.

$$D_a = P_{ds} \text{ sec} / V_t$$

La densité réelle (d_r) du sol est la masse volumique des phases solides divisée par 1. Il s'agit de la moyenne pondérée des masses volumiques des solides du sol.

En combinant ces définitions, il vient :

$$D_a = d_r * (V_s / V_p) = d_r / I_p$$

$$D_r = D_a * I_p$$

2) L'état de l'eau dans la porosité du sol (potentiel matriciel/total, RFU)

2a) définitions

L'eau est localisée dans la porosité. L'eau se trouve dans plusieurs types de sites et d'états.

- Elle tapisse la surface des solides, qui sont en général hydrophiles, en une surface très fine représentant deux à trois couches moléculaires ($3 * 2.8 \text{ E-10m}$). Ceci représente très peu d'eau pour les sols sableux, mais pour les sols argileux qui développent une grande surface spécifique, de l'ordre de 100m^2 par gramme, l'eau adsorbée est loin d'être négligeable.
- Elle remplit les plus petits pores qui lui sont offerts. C'est l'eau capillaire. Pour des raisons de physique capillaire, l'eau est retenue avec une énergie d'autant plus importante que le diamètre du pore est petit. La relation est inversement proportionnelle. Ainsi, extraire l'eau des petits pores, il faut apporter une énergie très importante. En revanche, pour les pores les plus grossiers, les forces capillaires sont insuffisantes pour empêcher l'eau de s'échapper sous l'effet de la seule gravité.

Lorsque toute la porosité est remplie d'eau, le sol est dit saturé en eau. Alors, $I_e = I_p$. En fait il reste toujours un peu d'air piégé et cette égalité n'est pas strictement respectée.

Lorsqu'un sol saturé se ressuie, l'eau contenue dans la porosité grossière s'échappe, il s'agit de l'eau dite gravitaire. Les pores plus fins retiennent l'eau par capillarité. L'humidité se stabilise vers une valeur appelée capacité au champ.

Si le sol se dessèche, par

- évaporation, c'est-à-dire par passage de l'eau de la phase liquide à la phase gazeuse
- transpiration, c'est-à-dire prélèvement par les végétaux qui conduisent cette eau en surface où ils la vaporisent

l'humidité diminue. L'eau abandonne les pores les plus grossiers pour se cantonner aux plus fins.

A partir d'une certaine valeur d'humidité l'eau présente est retenue avec des forces capillaires importantes qui empêchent les plantes de l'extraire. Les végétaux flétrissent, si la situation se prolonge, le flétrissement est permanent. L'humidité est alors appelée : Point de flétrissement permanent.

La réserve en eau est définie comme :

réserve en eau = z^* (capacité au champs - point de flétrissement permanent)
avec z = profondeur d'enracinement.

Cette réserve est notée R.U. = réserve utile

Comme le but des cultivateurs n'est pas de conduire les plantes au point de flétrissement permanent, c'est-à-dire à la mort, on définit la Réserve Facilement Utilisable, R.F.U. avec $RFU = (2/3) * RU$.

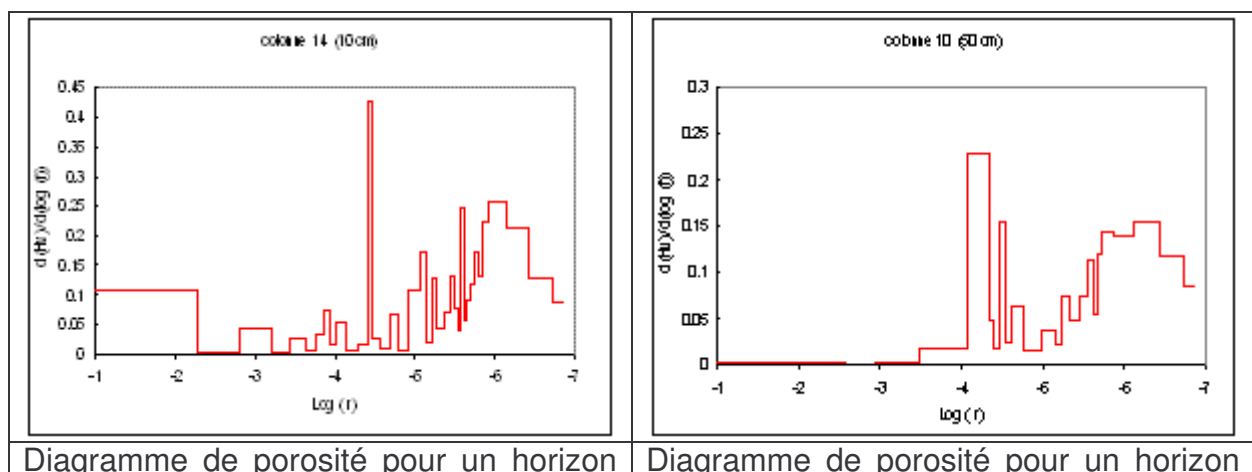
La loi de Jurin, qui établit la relation entre le diamètre du pore et l'énergie de l'eau (ou hauteur d'ascension capillaire, ce qui revient au même) permet d'établir un diagramme de la porosité selon un diamètre équivalent. Ce type de diagramme est très utile, mais dans le détail, il est critiquable car la tension (définie ultérieurement) qui préside à la désorption d'eau n'est pas liée au diamètre du pore, mais au diamètre le plus petit par lequel l'eau doit sortir, ce qui est très différent pour certains types de porosité.

Toutefois, des exemples sont disponibles sur le site afin de vous exercer à ce type de calcul et à l'interprétation des résultats.

Le potentiel matriciel est l'énergie nécessaire pour extraire la première goutte d'eau d'un sol. Il représente l'énergie avec laquelle l'eau est retenue par les forces capillaires du sol.

Ce potentiel s'exprime en hauteur d'eau d'ascension capillaire, en centimètres.

Le pF est égal au logarithme décimal du potentiel matriciel. Ainsi, la capacité au champ équivaut approximativement à $pF = 2.9$ et le point de flétrissement permanent à $pF = 4.2$.



superficiel organique et poreux (Etude Gallice- Adolfo Lopez-Fabal)	profond, argilique et peu poreux (Etude Gallice- Adolfo Lopez-Fabal)
---	--

Les mouvements de l'eau sont provoqués par une différence de potentiel total. Le potentiel total est la somme du potentiel matriciel et du potentiel gravitaire. Pour les sols salés, il convient de rajouter le potentiel osmotique. Le flux d'eau dépend alors de la perméabilité du sol à l'eau.

2b) Acquisition des données.

Mesure de l'humidité :

L'humidité pondérale se mesure par prélèvement, pesée à l'état humide puis à l'état sec. $H_p = (\text{Poids humide} - \text{Poids sec}) / \text{Poids sec}$.

L'humidité volumique peut être mesurée par une sonde à neutrons, ou par une sonde TDR.

Mesure de densité

La densité apparente peut être mesurée par une sonde gamma.

Mesure de potentiel matriciel.

Les tensiomètres permettent de mesurer le potentiel total tant que ce potentiel n'excède pas 0.8 bars (800 cm d'eau environ), c'est-à-dire jusqu'à $pF=2.9$.

La presse à membrane ou presse de Richards permet une mesure de potentiel matriciel jusqu'à 20 bars ($pF=4.3$) ou 100 bars ($pF=4$) selon le modèle.

3) Perméabilité à l'eau et à l'air (en saturé et sous saturé), lien avec la porosité

3a) Perméabilité des sols saturés en eau

Loi de Darcy.

C'est une loi phénoménologique très utilisée car son domaine de validité est très large. Cette loi estime que le flux d'eau est proportionnel au gradient de pression qui le génère.

$$Q = S \cdot K_s \cdot dH/dX$$

avec:

Q débit ($m^3 \cdot s^{-1}$)

S section de sol au travers de laquelle le flux est mesuré.

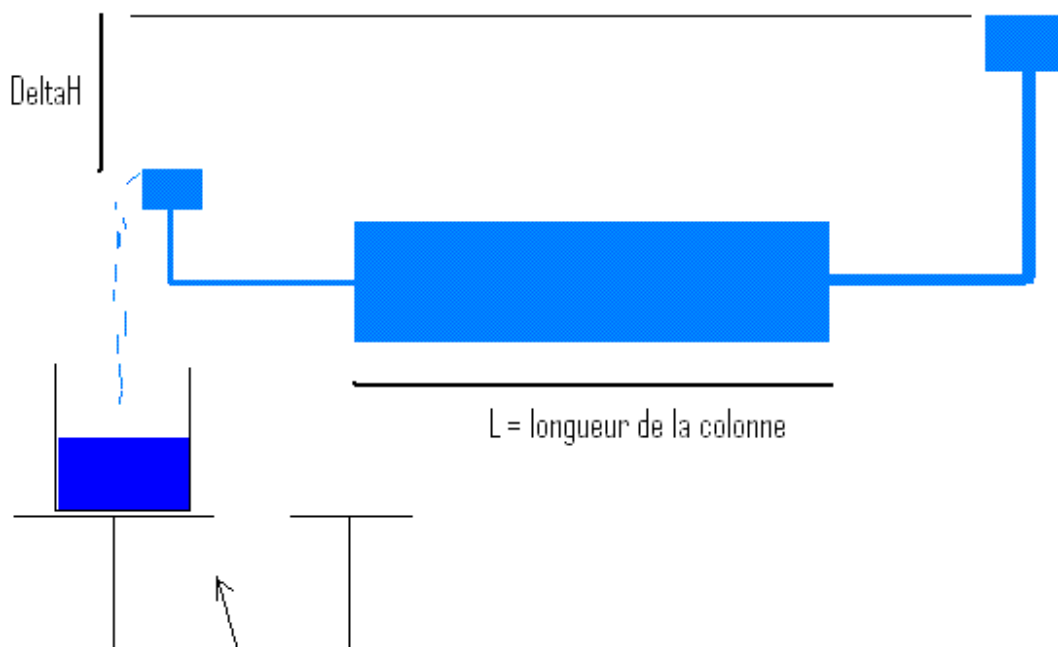
H potentiel total (potentiel matriciel+ potentiel gravitaire ; en saturé le potentiel matriciel est nul)

X axe de l'écoulement.

K_s perméabilité ou conductivité hydraulique en saturé. K_s a la dimension d'une vitesse.

Pour une colonne de sol de longueur L, le perméamètre peut être schématisé de la manière suivante.

Perméamètre pour la mesure de la perméabilité du sol en saturé



Perméamètre: La longueur de la colonne de sol est L . Le sol étant saturé d'eau, il a été représenté en bleu afin de montrer la continuité du cheminement de l'eau, même si l'eau ne circule pas par toute la section du sol à cause des solides).

La charge hydraulique est représentée par ΔH (ou H). C'est la différence de hauteur entre l'entrée et la sortie de l'eau de la colonne. Ce type de perméamètre permet d'appliquer des gradients hydrauliques inférieurs à 1, ce qui n'est pas le cas avec un perméamètre vertical.

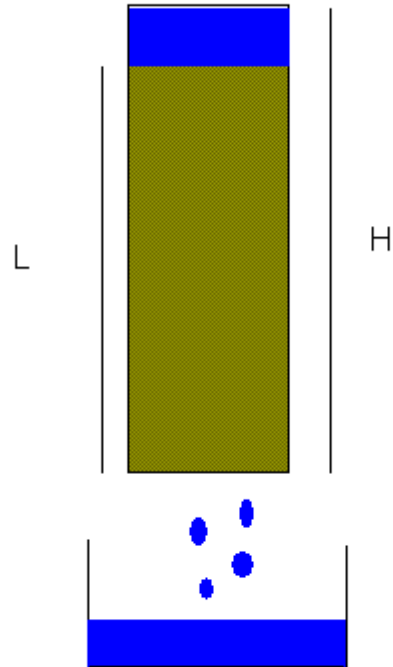
Conductivité du sol saturé et vitesse de l'eau lors de l'infiltration.

Lorsque l'eau sature un sol avec un flux entrant par la surface du sol, par exemple lorsqu'une flaque alimente ce flux, H et L ont la même valeur à l'instant où la flaque disparaît en s'enfonçant dans le sol. A cet instant, $H=L$, $H/L=1$ et la vitesse d'enfoncement de la surface de la flaque est égale à K_{sat} .

Mais attention, il s'agit d'une vitesse fictive de déplacement de l'eau dans le sol. En effet, la flaque occupe toute la section. En revanche, l'eau ne transite dans le sol que par une partie de la section (section des pores les plus grossiers). En fait au moment où la flaque disparaît, la vitesse moyenne de l'eau dans la porosité est égale à K_{sat}/θ_{sat} . Cette vitesse moyenne est la moyenne entre de l'eau immobile (vitesse nulle) et de l'eau mobile, donc entre des valeurs extrêmement hétérogènes.

Les propriétés de transport, en particulier la dispersion, sont étroitement dépendantes de la vitesse réelle de l'eau dans les pores. Ceci fera l'objet de

développements dans les cours sur la physique des transferts d'eau dans les sols (M2).



Perméamètre vertical. La longueur de la colonne de sol est L et la charge hydraulique est H . Lorsque la lame d'eau surmontant la colonne est très petite, H et L sont quasiment égaux, H/L , le gradient hydraulique est alors voisin de 1.

3b) Perméabilité des sols sous saturés en eau

La loi de Darcy peu être généralisée au sol non saturé. La seule différence est que la conductivité hydraulique varie avec l'humidité. Habituellement, cette variation est très importante. Une diminution de quelques pourcent d'humidité engendre une diminution de 1 ou 2 ordres de grandeurs de la conductivité hydraulique.

Différentes méthodes sont utilisées. Les méthodes du drainage interne et la méthode du plan de flux nul sont parmi les plus fréquentes. Elles seront présentées, développées et illustrées dans une étude de cas.

4) Propagation des perturbations issues de la surface (onde hydrique ou thermique)

5) Etats physiques su sol (plasticité, cohérence, adhésivité,..)

IV Biogéochimie du sol.

- 1) Les échanges ioniques entre la solution et le complexe argilo-humique: phénomènes de sorption
- 2) pH, Eh et dynamique des métaux du sol
- 3) La dissolution et la précipitation des minéraux (nucléation/mûrissement, degré de cristallinité des minéraux)
- 4) Activité microbiologique et aération du sol
- 5) Cycle de quelques éléments chimiques dans le soluble dans le sol
- 6) La rhyzosphère: un milieu à part

V les grandes familles de sol.

- 1) La famille des sols se développant sur roche carbonatée
- 2) Les sols climaciques se développant sous climat tempéré (sols bruns → sols bruns acides)
- 3) Les sols méditerranéens et sols tropicaux
- 4) Les sols des régions continentales à climat contrasté
- 5) Les sols des zones arides
- 6) Les séries de sols acides et la podzolisation
- 7) Exemple de sols stationnaires : sols présentant un excès d'eau

VI Exemple de distribution des sols dans des petites régions naturelles

- 1) Distribution des sols, de leurs caractéristiques dans la vallée de la Garonne et le Terrefort toulousain
- 2) Distribution des sols en haute puis moyenne Camargue
- 3) Exemples de diverses toposéquences exotiques

V APPLICATION AU TERRAIN : SORTIE EN CAMARGUE