

Partie B- l'eau du sol

Chapitre 6. Le sol et l'eau

L'apport extérieur d'eau au sol se fait soit sous forme naturelle (pluie, neige, rosée et parfois brouillard) soit par irrigation. Ces différents apports n'atteignent pas tous le sol: une part est évaporée directement pendant et après la pluie; les gouttes peuvent être interceptées en partie par le feuillage. L'eau qui atteint le sol ruisselle, s'infiltre et réhumecte le sol. Les racines absorbent cette eau que la tige et les feuilles des plantes évaporent par transpiration. Une fraction réduite finalement gagne la profondeur et atteint la nappe. Un profil habituel de la quantité d'eau contenu dans une coupe du sol et du sous-sol montre une augmentation de la teneur en eau avec la profondeur (fig. 58).

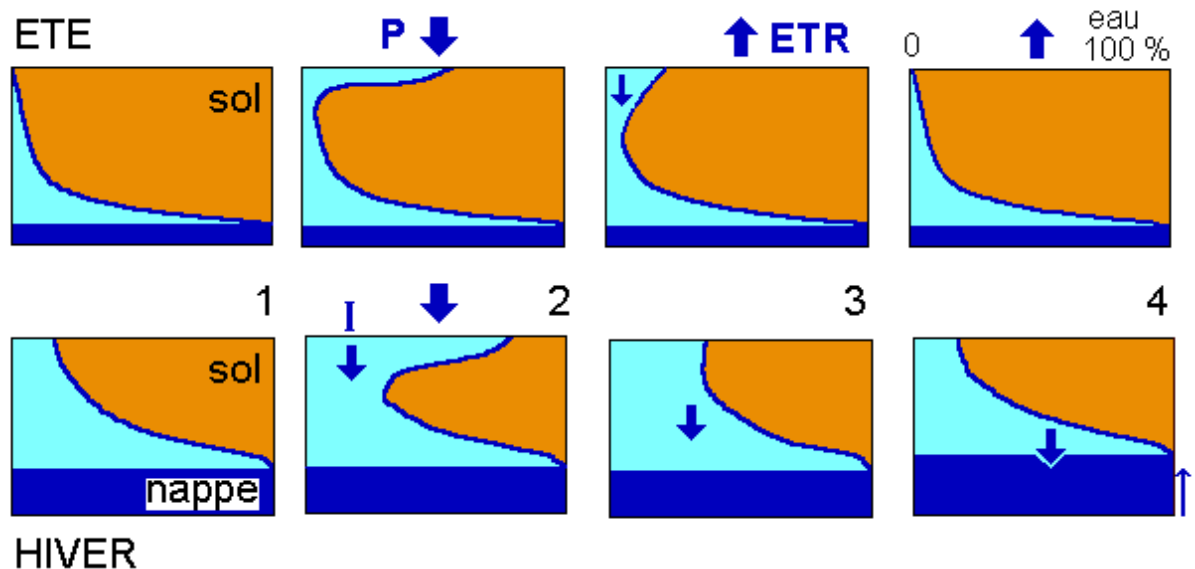


Figure 58. Teneur en eau dans le sol et le sous-sol

La teneur en eau est fonction de la porosité et de la perméabilité du sol. Le volume maximal d'eau qu'un sol peut retenir est la "capacité au champ" ou capacité de rétention du sol qui dépend essentiellement de la granulométrie du sol. Près de la surface et en conditions normales, le sol n'est pas saturé, les espaces vides contiennent de l'eau et de l'air; l'eau est soumise aux forces de gravité et de capillarité. A partir d'une certaine profondeur, la teneur en eau n'augmente plus: le sol est saturé, tous les pores du sol sont remplis d'eau: cette zone saturée forme une nappe; les forces de gravité sont prédominantes.

6.1. Les différents états de l'eau dans le sol

L'eau dans le sol occupe des situations très diverses (fig. 59) :

- Aux humidités élevées, elle emplit en totalité ou en partie les espaces lacunaires du sol.

- Aux humidités faibles, elle existe en surface des particules solides minérales sous forme de film plus ou moins mince.
- Elle s'insère dans les espaces interfoliaires des minéraux argileux.
- Elle assure l'état de gonflement des colloïdes organiques.
- Elle fait partie intégrante de certains sels minéraux (eau de cristallisation).
- Elle constitue un ligand pouvant se fixer sur un cation présent dans le sol, l'aluminium par exemple.
- Elle existe à l'état de vapeur dans la phase gazeuse des espaces lacunaires.

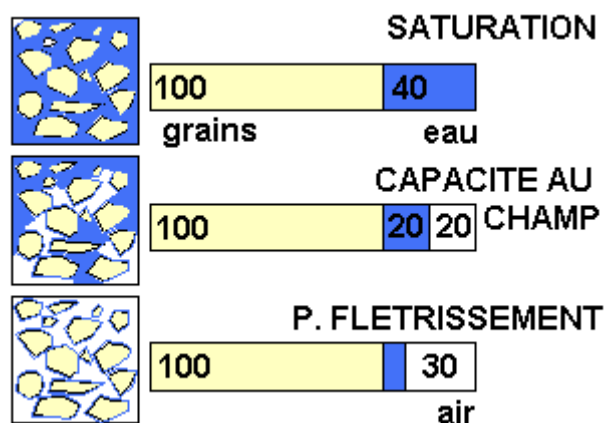


Figure 59. Formes de l'eau du sol en fonction de sa teneur

A ces différentes situations de l'eau dans le sol correspondent différentes formes qui dépendent de la quantité d'eau présente dans le sol : l'eau est retenue d'autant plus intensément qu'elle est en plus faibles quantités (fig. 60) :

- **L'eau «liée»** : elle est composée de :

- L'eau hygroscopique est celle qui ne peut pas être extraite du sol par la succion racinaire ; elle est retenue à la surface des particules de sol par des forces électrostatiques. Elle ne participe pas de façon «habituelle» au cycle de l'eau, sauf lors de modification, de la nature chimique des minéraux du sol (Castany, 1982). Les forces «d'adsorption» qui la retiennent dans le sol décroissent très rapidement avec la distance de la molécule d'eau au grain solide (De Marsily, 1981).
- L'eau pelliculaire entoure les particules de sol et leur eau hygroscopique ; elle ne peut pas davantage se déplacer par gravité. Elle ne peut être extraite que par centrifugation chauffée. Cette eau pourrait donc être ignorée dans les calculs de bilans, si elle «n'est prise en compte dans certaines méthodes de mesures de la teneur en eau des sols notamment par étuvage.

- **L'eau de rétention capillaire (ou pendulaire)** : est celle qui occupe la porosité capillaire ou micro-porosité. Comme l'eau pelliculaire, elle est assez fortement liée au sol pour échapper aux forces de la gravité, mais une large proportion peut être extraite

par l'évaporation et l'extraction racinaire. C'est la fraction de l'eau de rétention capillaire mobilisable qui constitue la réserve hydrique dans laquelle puise la végétation pour assurer son alimentation en eau lors des périodes de déficit hydrique.

L'ensemble de l'eau liée et de l'eau de rétention capillaire constitue **l'eau de rétention matricielle** qui correspond, à sa valeur maximale, à la capacité de rétention de sol (On trouvera aussi le terme de « capacité au champ », qui correspond théoriquement à une valeur de la capacité de rétention mesurée in situ mais qui est parfois simplement confondu avec la capacité de rétention). Cette capacité de rétention peut donc être définie par la quantité d'eau que contient un sol préalablement bien alimenté en eau, et dont l'eau gravitaire a été évacuée. Un tel sol est alors dit ressuyé on dira qu'il est réhumecté lorsque l'on se situe dans la phase de reconstitution des réserves. La notion de capacité de rétention est une notion importante en hydrologie, puisque sa valeur contribue à déterminer la quantité d'eau susceptible de constituer la réserve hydrique

- **l'eau gravitaire ou eau libre, ou encore «funiculaire »** : elle circule librement et essentiellement dans les plus gros pores du sol (soit la macroporosité). Cette eau se déplace essentiellement verticalement dans le sol, jusqu'à rencontrer un niveau imperméable ou déjà saturé. Elle occupe à partir de ce moment la quasi-totalité de la macroporosité du sol qui est alors saturé. Le devenir naturel de cette eau, qui constitue les réserves hydrologiques, est d'assurer le débit de base des cours d'eau qui en sont l'exutoire naturel. Lorsque ces réserves sont peu profondes, on parle de nappe phréatique (du grec phréas qui signifie «puits», puisque c'est dans cette nappe que s'alimentent habituellement les puits), dans laquelle s'effectuent traditionnellement de nombreux prélèvements destinés aux activités humaines.

Comme il n'existe pas de limite physique rigoureuse entre la micro et la macroporosité, la plupart des auteurs s'accordent sur le fait qu'il vaille mieux caractériser l'eau du sol par son état d'énergie potentielle que par une quelconque classification (Hillel, 1974; Musy et Soutter, 1991) Il n'en demeure pas moins que ces distinctions rendent bien compte du comportement de l'eau dans les sols. Les expériences menées dans les années 1960 sur des colonnes de sol par Féodoroff (1962) montrent qu'un sol saturé perd très rapidement par drainage une quantité d'eau correspondant à celle stockée dans la macroporosité du sol. Puis la perte en eau diminue brusquement jusqu'à devenir très faible et presque négligeable dans un fonctionnement naturel. Cet état de quasi-équilibre est assimilable à la capacité de rétention du sol considéré (fig. 60).

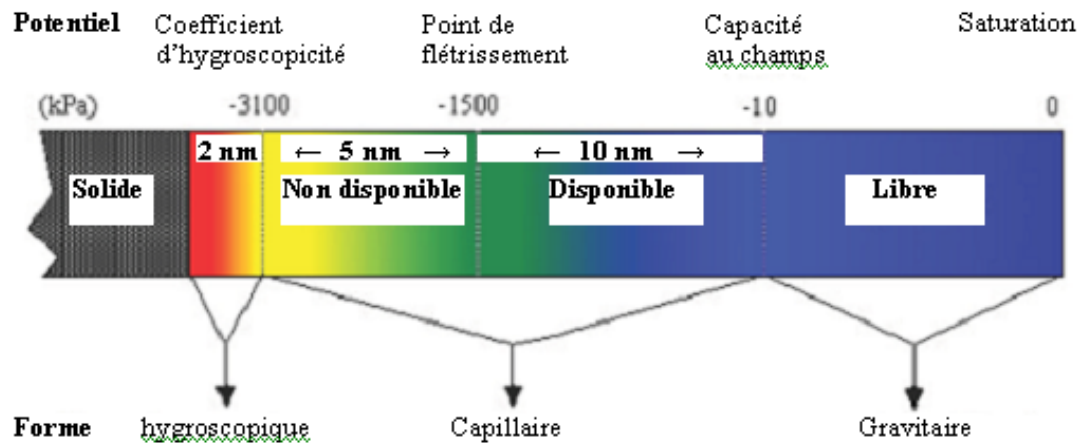


Figure 60. Rapport entre l'épaisseur de la pellicule d'eau et la force de rétention de l'eau par le sol

4.2. Evapo-transpiration et tension de succion

Une partie de l'eau qui pénètre dans le sol est évaporée de nouveau dans l'atmosphère soit directement soit par l'intermédiaire des plantes : l'ensemble de ces pertes en eau constitue l'évapo-transpiration. L'évaporation se fait surtout à la surface du sol. Même pendant la pluie, une partie de l'eau est immédiatement évaporée car l'atmosphère n'est pas saturée en eau. Le départ de l'eau superficielle fait remonter l'eau des zones plus profondes. La quantité évaporée diminue avec la quantité retenue dans le sol car les forces de capillarité s'opposent à son départ et l'énergie nécessaire pour extraire l'eau est d'autant plus grande que le sol s'appauvrit en eau. Les forces de capillarité entre les grains et la tension superficielle du film d'eau autour des gains déterminent un potentiel de matrice qui tend à retenir l'eau et qui peut être mesurée à l'aide d'un tensiomètre. La succion du sol dépend de sa texture (fig. 61) et de la taille des pores (tab. 14), de la quantité d'eau contenue par rapport à sa capacité de champ (quantité maximale absorbée).

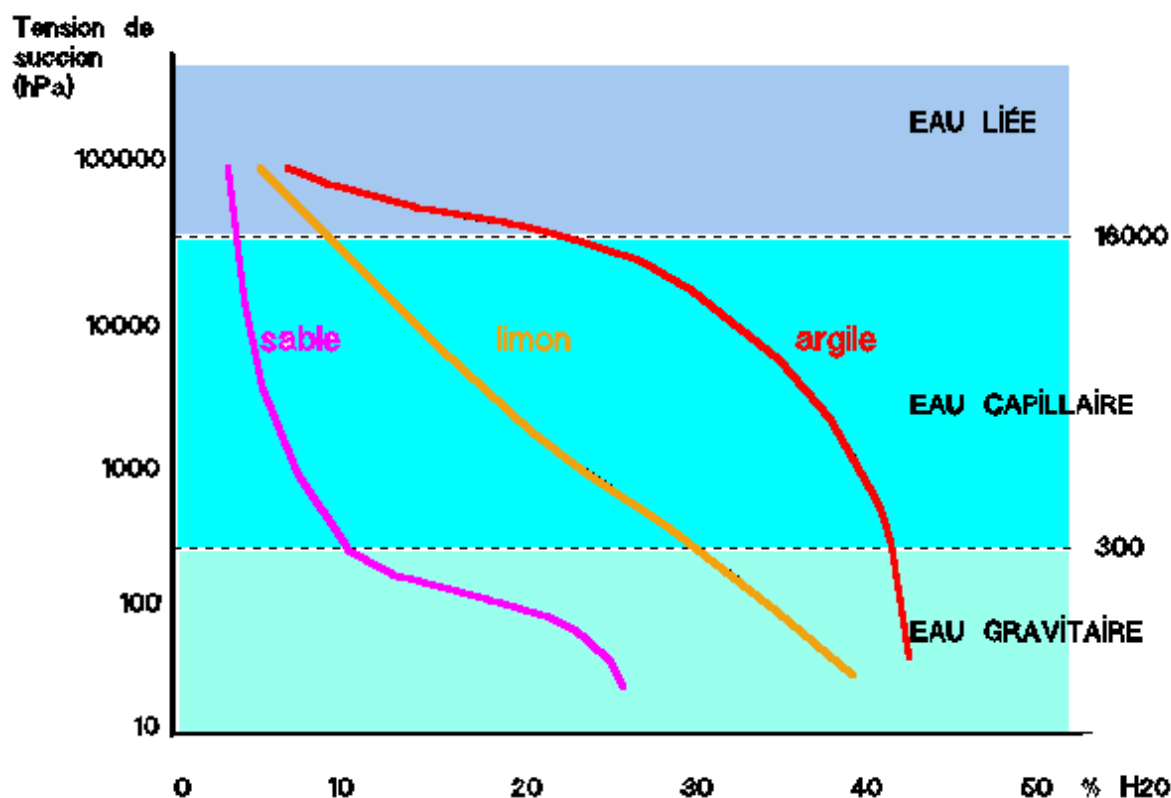


Figure 61. Tension de succion selon la texture du sol, d'après Duchaufour

Le tableau suivant (n° 14) quantifie la relation entre la taille des pores et la tension de succion nécessaire pour les vider de leur eau.

Tableau 14. Relation entre la taille des pores et la tension de succion nécessaire pour les vider de leur eau (d'après Rowell, 1994)

Taille des pores (μm)	Tension de suction (hPa)	Commentaire
20 000	0,15	grosse crevasse
4 000	0,75	galerie de vers
300	10	diamètre d'une racine de blé
60-30	50-100	Tension de succion à la capacité au champ
2	1 500	limite de pore contenant de l'eau facilement utilisable
0,2	15 000	Point de flétrissement
0,003	1 000 000	Tension de succion d'un sol sec à l'air

6.3. Les forces de rétention de l'eau dans le sol

Si les forces de gravité agissaient seules, l'eau ne ferait que transiter par le sol, plus ou moins rapidement en fonction de la taille des pores, mais sans s'y stabiliser à aucun moment. L'eau ne se rencontrerait dans le sol que dans les nappes, et la végétation ne pourrait survivre que dans les régions où la pluie est très fréquente, ou bien les nappes très proches de la surface. Or ce n'est pas ce qui se produit, ce qui montre bien qu'il existe d'autres forces qui s'opposent à la gravité et permettent à l'eau de se maintenir dans le sol.

Ces forces peuvent se classer en trois groupes : les forces de rétention capillaire, en relation avec la porosité du sol, celles liées à l'adsorption de l'eau par les particules de sol, et enfin les forces osmotiques, qui dépendent de la concentration des solutés du sol.

6.3.1 Forces de rétention capillaire

Les forces de rétention capillaire résultent de la tension de surface entre l'air et l'eau du sol. Les molécules dans l'eau sont davantage attirées les unes par les autres que par les molécules d'eau contenues sous forme de vapeur dans l'air du sol. Par ailleurs, on sait que si la pression est la même de part et d'autre d'une surface, celle-ci est plane, alors que si les pressions sont différentes la surface est courbe. Or, si l'air qui se trouve dans les pores du sol est à la pression atmosphérique, l'eau qui est à son contact peut être à une pression plus faible (par exemple du fait de la succion racinaire ; la conséquence en est que la surface du liquide a tendance à se contracter, et à prendre une certaine courbure. Lorsque la quantité d'eau diminue dans le sol, sa pression diminue, et la différence de pression augmente au niveau des interfaces air-eau dont la courbure augmente ; les pores les plus grands ont alors tendance à se vider, et l'eau ne peut se maintenir que dans les pores les plus petits. Les forces de rétention nécessaires pour maintenir ces « coins » d'eau varient en fonction du diamètre des pores, exactement de la même façon que l'ampleur de la montée capillaire dans un tube à essai varie en fonction du diamètre du tube.

Pour un état de surface donné, les forces de rétention sont donc d'autant plus fortes que le diamètre des pores est petit. Dans ces conditions, il est facile de comprendre que de faibles forces de rétention ne permettent pas de retenir l'eau dans les pores les plus larges, qui se vident à un niveau de rétention plus faible que les pores plus étroits ; les pores les plus petits sont peu souvent concernés par les variations de teneur en eau du sol.

Rappelons que la hauteur d'ascension capillaire de l'eau dans un tube fin suit la loi de Jurin :

$$h = 2\gamma / r \cdot d \cdot g$$

h : hauteur de l'eau dans le tube

γ : tension superficielle du liquide
 r : rayon du tube
 d : densité du liquide
 g : accélération de la pesanteur

6.3.2. L'adsorption

En plus d'être retenue par ces forces de rétention capillaire, l'eau peut être adsorbée à la surface des particules de sol par des forces essentiellement électriques, c'est-à-dire ; par lesquelles les molécules d'eau polarisées sont attirées par les charges non équilibrées de sa surface des solides. Mais comme les forces en jeu ne sont effectives que très près de la surface, seul un film d'eau très fin peut être retenu de cette manière. Il n'en demeure pas moins que si la surface spécifique des particules est importante (ce qui est le cas notamment pour les argiles) la quantité d'eau adsorbée peut être considérable. Cette surface spécifique dépend de la taille et de la forme des particules. Elle devient de plus en plus grande au fur et à mesure que la taille décroît, et que la forme s'aplatit. Les particules d'argile et de matière organique contribuent généralement pour l'essentiel de la valeur globale de cette surface spécifique, avec plus de 800 m²/g pour des argiles très feuilletées comme la Montmorillonite, alors que le sable ne dépasse pas 0,05 m²/g. Ceci explique que les argiles puissent conserver une teneur en eau élevée en dépit de périodes de sécheresse prolongées.

Lorsque l'eau peut pénétrer entre les feuillets, elle provoque leur éloignement et donc le gonflement des argiles, ce qui explique que la plupart des sols à forte composante argileuse sont soumis à des variations de volume notables en fonction de leur teneur eau. Peu perméables lorsqu'ils sont à la capacité de rétention, ils se rétractent lorsqu'ils se dessèchent, laissant se former des fentes de dessiccation qui sont autant de conditions privilégiés pour l'eau d'infiltration lors de la phase de réhumectation.

6.3.3. Pression osmotique

Une troisième force qui contribue à retenir l'eau dans le sol est la pression osmotique qui résulte de la présence de solutés dans l'eau. Cette force intervient lorsque les concentrations sont très différentes de part et d'autre d'une membrane perméable, qui peut être celle racines par exemple; elle tend au rééquilibrage des solutés de part et d'autre en provoquant leur transfert au travers de cette membrane. Cette force est fondamentale du point de vue agronomique ; c'est elle qui permet aux racines de puiser l'eau du sol, moins concentrer que la sève qu'elles véhiculent, ce qui explique notamment l'impossibilité pour certains végétaux à vivre en milieu salé, mais elle ne peut pas influencer d'une manière significative les mouvements de masse du liquide, d'où son faible rôle en hydrologie (Hillel, 1974°).

6.3.4. La notion de «potentiel de succion matricielle»

Les forces de rétention capillaire et l'adsorption sur des particules solides exercent toutes deux des forces de rétention ou de succion sur l'eau du sol. Elles forment en fait un continuum, et l'importance relative de l'une et l'autre de ces forces dépend à la fois de la texture et de la teneur en eau d'un sol donné. C'est la raison pour laquelle elles sont généralement prises en compte globalement, et le terme utilisé est alors celui de «potentiel de succion matricielle», puisque la conséquence de l'action combinée de ces deux forces est de maintenir l'eau dans la matrice du sol.

On peut alors définir le terme de « potentiel de succion matricielle » comme une force de pression négative résultant de l'ensemble des forces de rétention de l'eau dans le sol dues à la matrice solide. Ces forces attirent et lient l'eau dans le sol au point de diminuer son énergie potentielle au dessous de celle de l'eau libre, ce qui explique que cette eau puisse échapper à la gravité.

L'ensemble des forces susceptibles de retenir l'eau dans le sol correspond donc à la somme des forces de rétention matricielle et osmotique. On vient de voir que l'importance de ces forces de rétention (que l'on appelle indifféremment « tension » ou « succion ») varie avec la teneur en eau du sol. Il suffit d'une faible tension pour extraire l'eau des pores les plus grossiers, alors qu'une tension beaucoup plus considérable est nécessaire pour extraire d'eau des pores les plus fins. Cette relation entre tension de l'eau dans le sol et teneur en eau est une des notions fondamentales pour la compréhension du comportement de l'eau dans le sol.

6.4. Courbes caractéristiques et hystérésis

6.4.1. Courbes caractéristiques des teneurs en eau d'un sol

Les notions qui viennent d'être exposées permettent de comprendre que plus les forces de succion qui s'exercent sur un sol sont fortes et plus l'eau peut être extraite de pores plus petits. Il suffit d'une faible succion matricielle pour permettre aux plus gros des pores du sol de perdre leur eau; puis, au fur et à mesure que la succion croît, l'eau peut être extraite de pores plus petits : il existe donc bien une relation entre la succion exercée sur un sol et la teneur en eau que ce sol est capable de retenir encore.

Cette relation entre la valeur de la succion matricielle (ou potentiel de pression, généralement noté p) et la teneur en eau résiduelle des sols peut être obtenue expérimentalement en laboratoire, sur des colonnes de sol. La courbe ainsi établie porte le nom de courbe caractéristique pour un sol donné; elle est la résultante de la distribution de la taille des pores dans le matériau considéré. La figure 62 donne ces courbes caractéristiques pour un sol sableux et un sol argileux. Il est facile de comprendre que les matériaux sableux, à porosité plus grossière, perdent vite des quantités d'eau plus importantes que les matériaux plus argileux, à porosité plus fine.

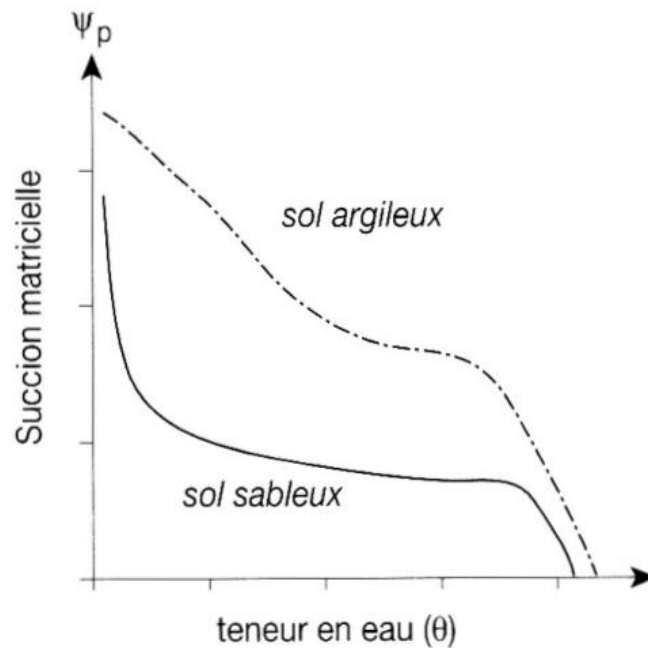


Figure 62. Courbe de rétention caractéristique pour deux types de sols

6.4.2. L'hystérésis

Pourtant, l'utilité pratique des courbes caractéristiques est limitée par le fait que la relation entre la succion matricielle et la teneur en eau d'un sol n'est pas la même si le sol considéré est en phase de dessèchement (ou désorption) ou de réhumectation (sorption). Ce processus, qu'on appelle hystérésis, peut se représenter graphiquement comme sur la figure 63.

La succion matricielle nécessaire pour produire la vidange de pores d'un diamètre donné est supérieure à celle pour laquelle le même pore est capable de se remplir d'eau. Il résulte de ce processus que la relation succion matricielle/teneur en eau (P/θ) n'est pas la même suivant que l'on est en phase de dessèchement ou de réhumectation. Cette différence est d'autant plus prononcée que les valeurs de succions sont basses et que le matériel est grossier.

Les raisons de cette hystérésis sont complexes. Un des facteurs qui entre en jeu, dit de la « bouteille d'encre », est lié au fait qu'une certaine quantité d'énergie est nécessaire pour permettre à l'air de pénétrer dans les pores, qui s'ajoute à l'énergie requise pour en faire sortir l'eau : il en résulte qu'une énergie plus grande est nécessaire en phase de dessèchement qu'en phase de réhumectation pour aboutir à la même teneur en eau. La conséquence en est que la teneur en eau à une succion donnée dépend non seulement de la valeur de cette succion, mais aussi de « l'histoire hydrique » récente du sol.

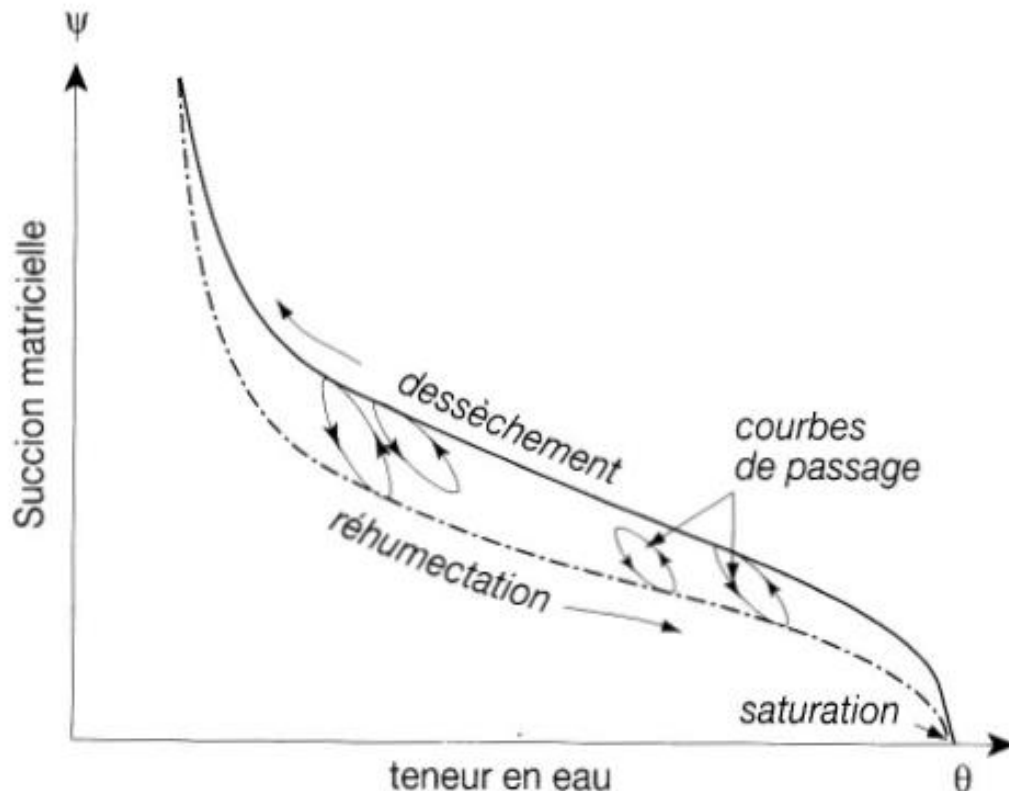


Figure 63. Courbe caractérisant le phénomène d'hystérésis

6.5. Valeurs caractéristiques et réserve hydrique

6.5.1. Capacité de rétention

La capacité de rétention, on l'a vu plus haut, correspond à la somme de l'eau liée et de la valeur maximale de l'eau de rétention capillaire. Elle se définit comme la quantité d'eau que peut retenir un sol soumis aux seules forces du potentiel de gravité, du fait des forces de succion matricielle. Cette quantité d'eau, si elle ne correspond pas à une valeur physique rigoureuse, rend bien compte d'un seuil qui s'observe dans la nature. Dans la mesure où cette eau ne pourra ensuite être (partiellement) extraite du sol que par évaporation ou extraction racinaire, la capacité de rétention est une des valeurs caractéristiques qui permet de connaître les réserves hydriques dont la végétation peut potentiellement disposer. Elle dépend de la texture et de la structure du sol considéré.

6.5.2. Point de flétrissement

La transpiration des plantes extrait l'eau de la zone non saturée du sol, parfois même de la zone saturée. Cette extraction est possible jusqu'à une certaine valeur limite de la teneur en eau du sol ; les racines doivent vaincre le potentiel de matrice qui retient l'eau et qui augmente avec le départ de l'eau ; au delà d'une certaine valeur, la plante ne peut plus vaincre la tension et satisfaire son besoin, elle flétrit d'où la notion de point de flétrissement, seconde « constante » hydrique fréquemment utilisée.

En réalité cette valeur, en terme de succion, varie d'une espèce à l'autre et pour une même espèce selon le stade de croissance. Mais, à ces fortes valeurs de succion matricielle, les variations de teneur en eau sont très faibles et peuvent être négligées dans une approche hydrologique de l'eau du sol, si elles ne doivent pas l'être dans une approche agronomique. Il en est de même de la distinction entre «point de flétrissement temporaire» qui entraîne un flétrissement et une chute des feuilles mais ne provoque pas la mort des végétaux, et «point de flétrissement permanent » qui, lui, ne permet théoriquement pas la survie de la plante.

Capacité de rétention et point de flétrissement sont généralement exprimés en teneur en eau volumique ; ces teneurs en eau peuvent être assimilées à des valeurs de succion (ou pression négative) d'eau dans le sol, qui s'expriment de différentes manières.

6.5.3. La réserve utile

La capacité de rétention d'une part, le point de flétrissement permanent d'autre part, sont deux grandeurs utilisées pour estimer la capacité du sol à alimenter les végétaux en eau ; la différence entre ces deux grandeurs permet en effet de déterminer la réserve utile RU du sol qui est dépendante de la texture (fig. 64). Elle peut être exprimée en mm d'eau :

$$RU = (H_r - H_f) P$$

H_r et H_f sont les humidités volumiques à la capacité de rétention et au point de flétrissement

P est la profondeur considérée exprimée en dm

Lorsque les valeurs de H_r et H_f représentent les humidités pondérales et si d_a désigne la densité apparente du sol :

$$RU = (H_r - H_f) d_a P$$

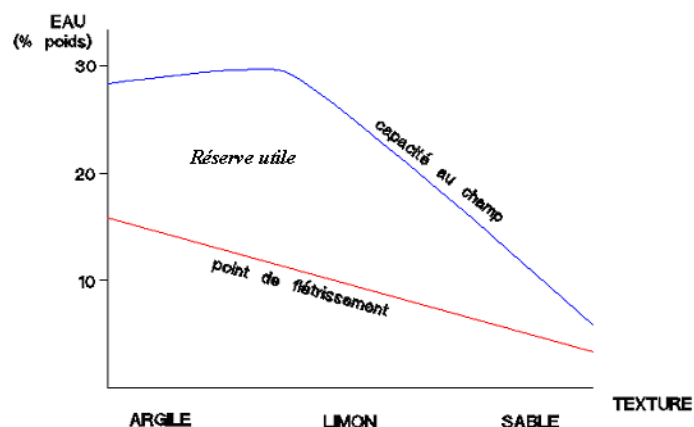


Figure 64. Eau contenue dans le sol selon sa texture

La réserve utile varie entre de larges limites, en particulier avec la texture du sol (fig. 64) ; elle se situe entre 0 et 2,5 millimètres par centimètre de sol, soit 0 à 100 millimètres pour une épaisseur de sol de 40 centimètres ; à titre indicatif, rappelons qu'une culture de blé d'hiver consomme une quantité d'eau qui, pour des rendements élevés, peut atteindre 700 millimètres.

La notion de réserve utile soulève deux types de remarques :

- Les méthodes de détermination de la capacité de rétention et du point de flétrissement permanent ne sont pas sans critiques ; en particulier, les pressions utilisées pour les déterminations au laboratoire ne peuvent être choisies avec précision. Par ailleurs, la capacité de rétention ne correspond que d'une façon approchée à une situation d'équilibre hydrique caractéristique.
- La capacité du végétal à utiliser avec la même facilité la totalité de la réserve utile n'est pas évidente et, dans une première approche, trois possibilités peuvent être envisagées (fig. 65) :
- une disponibilité égale pour la plante entre la capacité au champ et le point de flétrissement (courbe a) ;
- une disponibilité égale jusqu'à une certaine «humidité critique» au-delà de laquelle l'accessibilité à la plante décroît (courbe b) ;
- une disponibilité qui diminue graduellement avec la diminution de la teneur en eau du sol (courbe c).

Une décision difficile entre ces trois options a incité à proposer une distinction entre une réserve facilement utilisable (R.F.U.) et une fraction plus difficilement accessible à la plante (option proche de la courbe b). La réalité, cependant, se révèle plus complexe et doit prendre en compte l'ensemble de la circulation de l'eau dans le système sol-plante-atmosphère.

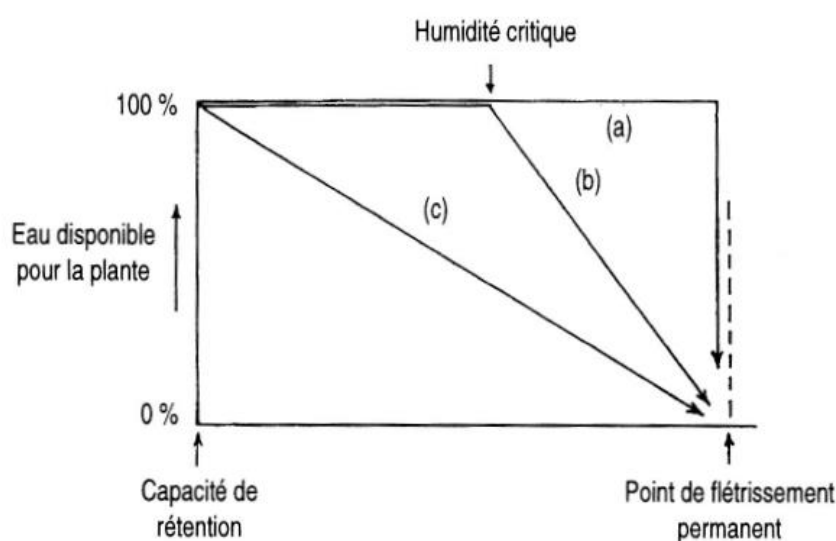


Figure 65. Hypothèses relatives à la disponibilité de l'eau du sol par le végétal

6.5.4. Unités de mesures

Différents types d'unités sont utilisés pour rendre compte de la pression de l'eau dans le sol. Alors qu'en général la pression était exprimée classiquement en bars, et maintenant en pascals, le potentiel hydrique total, ainsi que ses composantes de pression et de gravité, sont le plus souvent présentés sous forme d'une énergie par unité de poids, soit en mètres. Cette unité ne correspond évidemment pas à une distance, mais à une équivalence en hauteur d'eau, c'est-à-dire à la pression exercée par une colonne d'eau verticale de même hauteur, soit la charge hydraulique. Comme les valeurs peuvent devenir très élevées, on a pris l'habitude d'exprimer les valeurs du potentiel hydrique par le logarithme décimal de la hauteur d'eau équivalent à cette pression (ou à cette succion), exprimée en cm. Les pédologues emploient volontiers une unité particulière, le pF, qui est le logarithme de la pression négative P exprimée en cm d'eau :

$$pF = \log P$$

Le tableau 15 donne l'équivalence entre les différents systèmes d'unités.

Tableau 15. Table de correspondance approchée entre différentes unités permettant d'exprimer la pression

KPa cbar	Atmosphère (atm.)	Cm de colonne d'eau (c)	pF = log10 (c)	Valeurs caractéristiques
1	0,01	10,20	1,1	Sol (quasi) saturé
10	0,1	102	2,0	Capacité de rétention
33,7	0,33	339	2,53	
80	0,79	816	2,91	Zone limite du tensiomètre à eau
85	0,84	867	2,94	
98	0,967	1000	3	
1569	15,48 (15,33)	16000 (15849)	4,2	Point de flétrissement permanet
9804	100	100000		Terre séchée à l'air (humidité relative (92 %)) Terre séchée à l'air (humidité relative (48 %))
98039	1000	1000000		

Correspondances : 1 Pa = 10⁻⁵ bar ; 1 kPa = 1 cbar ; 1 bar = 1 020 cm d'eau = 10 m d'eau = 100 kPa ; 1 cm d'eau = 0,980 mbar = 1 mbar ; 1 atm = 1,01325 bar = 1 bar ; 1 bar = 0,987 atm. L'unité de pression Système international est à présent le kiloPascal, kPa. Beaucoup d'appareils donnent l'information en centibar, cbar, ce qui est équivalent (1 cbar = 1 kPa). Noter que pF 4,2 correspond précisément à 15849 cm de colonne d'eau, soit 15,33 atm ou 1553 kPa.

6.6. Circulation de l'eau dans le sol

6.6.1. Potentiel hydrique total et état énergétique de l'eau dans le sol

L'eau du sol, comme tout corps dans la nature, possède à la fois une énergie cinétique et une énergie potentielle. Toutefois, dans la mesure où l'énergie cinétique est fonction du carré de la vitesse, et que les déplacements de l'eau dans le sol sont généralement lents, cette énergie peut être négligée, alors que l'énergie potentielle, résultant à la fois de la position (potentiel gravitaire) et de l'état interne (potentiels de pression), est fondamentale pour expliquer les mouvements de l'eau dans le sol : c'est en effet la différence d'énergie potentielle de l'eau entre deux points différents qui constitue le moteur du déplacement de l'eau entre ces deux points, ce qui fait écrire à Vernet (1969) : «Si, dans un système, l'eau se trouve à des potentiels différents, ceux-ci auront naturellement tendance à s'égaliser». Il en résulte un déplacement de l'eau des plus forts vers les plus faibles potentiels.

Le concept de potentiel hydrique total exprime l'énergie potentielle totale de l'eau dans le sol par référence à celle de l'eau «standard », généralement définie comme celle «d'un réservoir d'eau libre et pure, à la pression atmosphérique, à une température et une position données », selon la formulation du Comité international des Sciences du sol, cité par Hillel (1974). L'avantage essentiel de cette notion de potentiel hydrique total est qu'il fournit une mesure unifiée de l'état énergétique de l'eau à n'importe quel moment du continuum sol-plante-atmosphère.

Le potentiel hydrique total (Φ) correspond en un point donné à la somme de différents potentiels, parmi lesquelles seuls le potentiel de gravité (ψ_z), le potentiel de pression (ψ_p) et le potentiel osmotique (ψ_o) sont généralement pris en compte, de telle sorte que :

$$\Phi = \psi_z + \psi_p + \psi_o$$

- **Le potentiel de gravité** : il est positif lorsqu'il est situé à une altitude supérieure au système de référence, négatif s'il est situé à une altitude inférieure au système de référence, généralement la surface du sol. Il augmente avec la hauteur, et si rien ne s'y oppose, l'eau s'écoule des points hauts vers les points bas.

- **Le potentiel de pression** : l'ensemble de l'eau du sol est soumis à la pression atmosphérique. L'eau dans le sol est en outre soumise soit à des forces de pression hydrostatique, si elle est située en dessous d'une surface d'eau libre, soit à des forces de succion matricielles, si elle est située au-dessus de cette surface d'eau libre. Ces deux forces s'équilibrent à la surface de l'eau, lorsque la pression atmosphérique est retenue comme niveau de référence de pression 0. Dans ce cas le potentiel de pression hydrostatique (ou potentiel piézométrique) est positif et correspond à la charge hydraulique. Le potentiel de succion matricielle est négatif.

- **Le potentiel osmotique** : il résulte de la présence d'éléments dissous dans l'eau, et, tout comme le potentiel matriciel, contribue à faire baisser le potentiel hydrique total en tendant à retenir ou attirer l'eau dans le sol, et donc à s'opposer aux forces de gravité.

L'eau dans le sol se déplace des points où l'énergie potentielle est forte vers celui où elle est plus faible. Ce n'est pas tant les valeurs absolues de l'énergie potentielle qui sont importantes mais les différences de valeurs relatives d'un point à un autre. Les mouvements de l'eau dans un sol non saturé cessent lorsque les potentiels de succion matriciels (et éventuellement osmotiques) compensent exactement les potentiels de gravité.

Lors de calculs d'énergie potentielle, il est plus facile d'un point de vue conceptuel de prendre comme niveau de référence le toit de la nappe. Lorsque l'on s'élève au-dessus de ce niveau, le potentiel gravitaire augmente régulièrement, tandis que le potentiel matriciel, négatif ou au mieux nul, est variable en fonction des gains et des pertes en eau résultant de la pluie et de l'évaporation.

6.6.2. Perméabilité et conductivité hydraulique

Les notions de perméabilité et de conductivité hydraulique s'appliquent à la capacité des sols à laisser circuler un liquide. On verra plus loin qu'elles sont à distinguer des, notions d'infiltrabilité, qui concernent la faculté d'un sol à absorber un liquide. Ces notions sont fondamentales pour comprendre et expliquer les écoulements de l'eau dans les sols, qu'il s'agisse de sols non saturés ou de sols saturés.

Il est à noter tout d'abord que les processus d'écoulement dans les sols non saturés sont souvent complexes et difficiles à décrire, entre autres parce qu'ils entraînent le plus souvent des modifications de teneur en eau, et donc des relations complexes entre humidité, potentiel hydrique total, avec en plus d'éventuels effets d'hystérésis. La circulation dans les sols saturés étant relativement plus simple, on peut envisager l'étude de la circulation de l'eau dans les sols non saturés par référence à celle de l'eau dans les sols saturés.

Au siècle dernier, Darcy avait démontré que le flux d'eau traversant un milieu poreux était fonction à la fois de la conductivité hydraulique, ou perméabilité globale (K) et du gradient hydraulique, qui se définit comme la perte en charge par unité de longueur dans la direction de l'écoulement. Des travaux ultérieurs, notamment ceux de Richards (1931) ont démontré que cette équation pouvait s'appliquer aux milieux non saturés, en stipulant que dans ce cas la conductivité est une fonction de la teneur en eau, c'est à dire que K devient $K(\theta)$, et que l'équation s'écrit :

$V = K(\theta)\Phi$ dans laquelle :

V est la vitesse de circulation de l'eau ;

$K(\theta)$ est la conductivité hydraulique, qui dépend de la teneur en eau du sol ;

Φ est le gradient de charge hydraulique total (qui inclut les forces de succion matricielle et de gravité).

Le signe moins signifie que la circulation de l'eau se fait, comme toujours, du potentiel le plus fort vers le potentiel le plus faible.

Dans un sol saturé, la force tractrice est essentiellement celle correspondant à la pesanteur. Dans un sol non saturé, à la force de pesanteur s'ajoute une autre force motrice, qui résulte du gradient de succion. Lorsque ce gradient de succion existe, l'eau s'écoule au travers des pores restant encore pleins d'eau et progresse sous forme de ménisques entre des particules de sol jusqu'à rééquilibrage de la pression. La force tractrice est maximale dans la zone du front d'humectation, et lors de l'entrée de l'eau dans un sol initialement sec; cette force devient essentielle, étant donné la très faible conductivité hydraulique d'un sol sec.

C'est d'ailleurs dans cette conductivité hydraulique que réside la différence la plus importante entre milieux saturés et non saturés. Lorsqu'un sol est saturé, tous les pores conduisent l'eau et la conductivité est maximale ; elle peut être admise comme constante dans le milieu naturel homogène à caractéristiques physiques uniformes, et où les variations de températures sont peu importantes. Mais dès que la teneur en eau diminue, une partie de la porosité se vide, ce qui diminue les possibilités de circulation pour l'eau, d'autant plus que les pores les plus gros (donc assurant la meilleure circulation) se vident les premiers. C'est ce qui explique que lors du passage de la saturation à la désaturation la conductivité hydraulique peut chuter de façon considérable (jusqu'à 1/10000 de sa valeur à saturation, selon Hillel, 1974).

Lorsqu'un sol est saturé, sa conductivité hydraulique dépend essentiellement de la géométrie et de la distribution des espaces poreux. En plus de ces éléments texturaux, la présence de macropores, telles les fentes de retrait, les trous d'animaux ou les emplacements d'anciennes racines peuvent influencer considérablement sur la conductivité hydraulique, tout particulièrement dans les sols argileux. Par ailleurs, les recherches montrent de plus en plus clairement que la taille des pores ne suffit pas à prévoir convenablement la conductivité hydraulique saturée, et qu'il est nécessaire de prendre en compte leur forme, leur distribution relative, etc. (Valentin, 1985). Il est alors difficile de corrélérer la conductivité hydraulique à saturation avec les données de la texture, voire de la structure des sols.

On a vu que la conductivité hydraulique, qui peut être considérée quasi-constante à température ambiante pour un matériau donné en milieu saturé, varie dans des proportions considérables en fonction de la teneur en eau, donc de la succion matricielle dès que l'on se trouve en situation non-saturée (Féodoroff et Galula, 1973).

Cette relation entre succion matricielle et conductivité hydraulique dépend en outre du type de sol, comme cela se voit sur la figure 66, et du sens de variation de la teneur en eau, à cause des effets d'hystérésis. On peut observer sur cette figure que la conductivité hydraulique est maximale lorsque le sol est saturé (potentiel de succion matricielle = 0), et diminue lorsque le potentiel de succion matricielle devient plus fortement négatif.

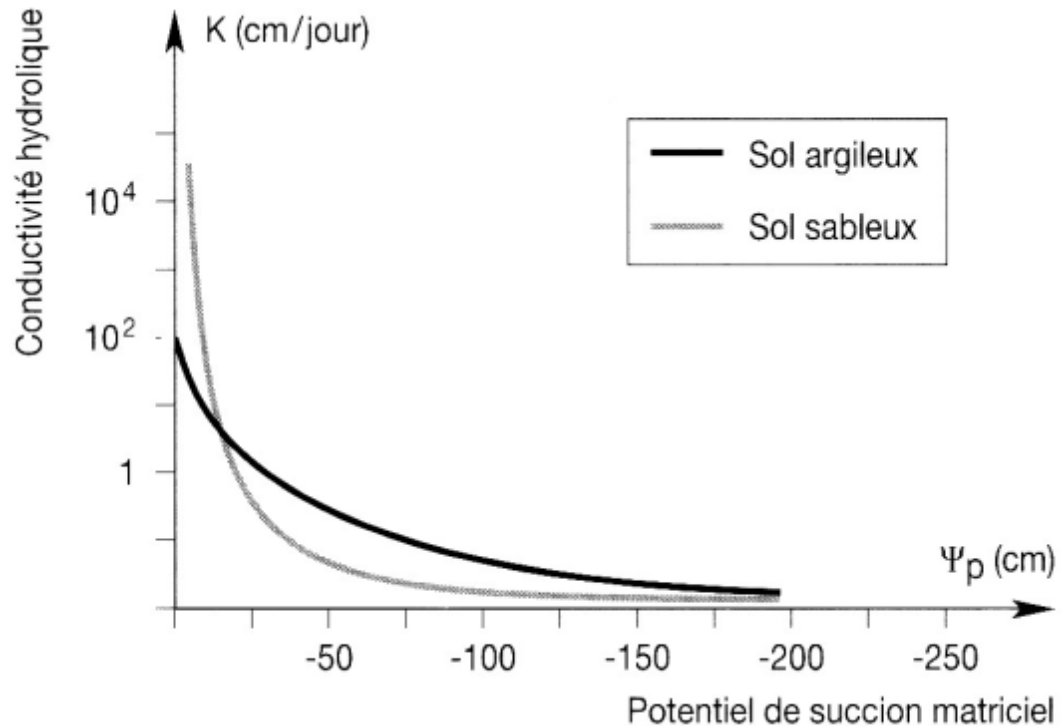


Figure 66. Relation entre la succion matricielle et la conductivité hydraulique pour un sol sableux et un sol argileux en régime non saturé

La conductivité hydraulique K exprimant la perméabilité d'un sol en milieu saturé est mesurée par application de la loi de Darcy (fig. 67) :

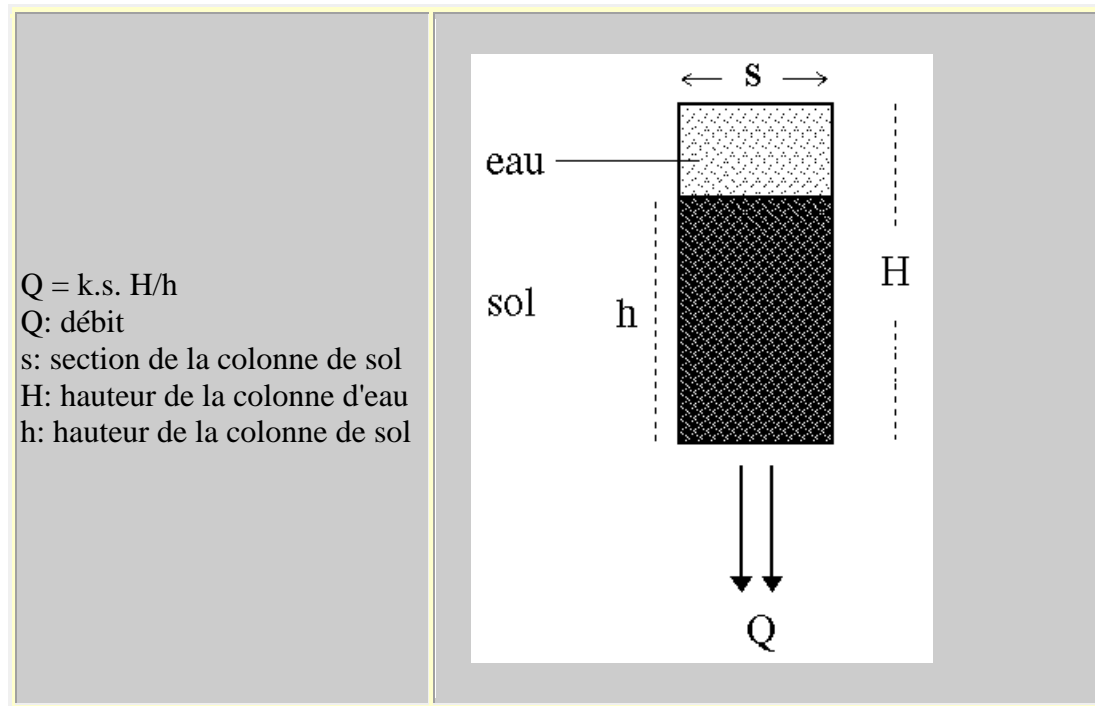


Figure 67. Dispositif de la perméabilité saturée

La perméabilité, exprimée par la conductivité hydraulique à saturation (K_s), a été mesurée sur 70 échantillons prélevés sur des sols de la plaine du Ba-Chélif varie de 2 à 110 mm/h ; elle montre que 68 % ont une faible perméabilité dont 24 % sont très lents et seulement 16 % ont une bonne perméabilité dont 4 % sont très perméables. Les échantillons ayant une perméabilité moyenne ne représentent que 16 % (Douaoui, 2005). Cette perméabilité dépend de :

- la texture du sol :

Dans un sol limoneux: k varie de 2 à 50 cm/heure dans un horizon A selon le type d'humus. Il est de l'ordre de 1 mm/heure dans les horizons B enrichis en argiles.

En situation de non saturation (pluies faibles, air présents dans les pores du sol), k est beaucoup plus faible (0,1 mm/heure pour un sol limoneux en moyenne).

Le tableau 16 exprime les corrélations existantes entre la perméabilité saturée, la texture et la porosité calculées sur 70 échantillons provenant des sols de la plaine du Bas-Chélif

Tableau 16. Corrélation entre la perméabilité saturée, la texture et la porosité des sols du Bas-Chéiff (en gras les valeurs significatives) Douaoui, 2005

	Argiles	Limons	Sables	Ks	Porosité
Argiles	1,00	-0,34	-0,69	-0,31	-0,15
Limons		1,00	-0,36	-0,05	-0,04
Sables			1,00	0,37	0,25
Ks				1,00	0,48
Porosité					1,00

- la structure du sol

L'équation, intégrant le test d'instabilité (Is) et le test de percolation (Ks), qui a été établie par Hénin et al (1969) pour les sols d'Europe et d'Afrique du nord s'écrit :

$$3\text{Log}10\text{Ks} + 3\text{Log}10\text{Is} - 7,5$$

La relation trouvée entre ces deux variables pour les sols de la plaine du Bas-Chéiff (Douaoui, 2005) donne l'équation suivante :

$$3\text{Log}10\text{Ks} + 3,8\text{Log}10\text{Is} - 8,7 = 0$$

Cette équation n'est pas très différente de celle trouvée par Hénin et al., 1969. Toutefois, il est à noter une pente plus élevée dans le cas de notre équation (fig. 68).

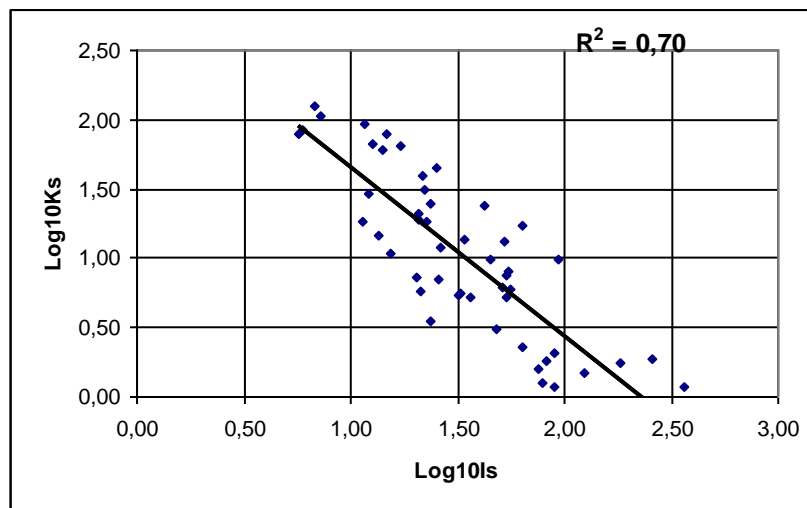


Figure 68. Distribution des échantillons en fonction des tests d'instabilité et de percolation de Hénin (Douaoui, 2005)

Une couche est réputée imperméable pour des valeurs de k de l'ordre de 10^{-9} m/s. L'eau qui tombe à la surface du sol commence à humidifier la partie supérieure du sol (quelques centimètres) ; le profil hydrique change. Cette augmentation de la teneur en eau en surface ne détermine pas automatiquement un transfert en profondeur : l'eau peut rester retenue dans le sol par les forces de capillarité. Lorsque

la capacité de rétention du sol en eau est dépassée, l'eau coule sous l'effet de la gravité et humidifie les couches inférieures. Si l'humidification du sol continue, l'eau finira par atteindre la nappe par infiltration : ce phénomène est très lent et peut demander plusieurs mois. En zone tempérée, la quantité d'eau infiltrée jusqu'à la nappe est estimée à 300 mm/an, soit 10 l/s par km².

Si la pluie est forte, le sol ne peut pas absorber toute l'eau tombée, la partie supérieure du sol devient saturée mais le transfert vers la profondeur n'est pas assez rapide. Une pellicule d'eau s'accumule en surface et s'écoule selon la pente: c'est le ruissellement. L'eau qui s'écoule arrache des particules puis se rassemble en chenaux de plus en plus importants (cours d'eau). Lorsque la surface du sol est imperméable (roche imperméable, route ou zone urbaine bitumée), le ruissellement apparaît sitôt que les dépressions du sol ont été remplies. La végétation favorise l'infiltration et s'oppose ainsi au ruissellement.

4.6.3. Capacité d'infiltration ou «infiltrabilité»

Contrairement à la perméabilité qui désigne le flux d'eau que peut transmettre un sol, l'infiltrabilité désigne le flux d'eau qui peut pénétrer dans un sol à partir de sa surface. La valeur maximale de flux qu'un sol est capable d'absorber ou capacité d'infiltration est fondamentale pour déterminer, dans certaines conditions qui sont celles du ruissellement dit «hortonien» (l'infiltrabilité des sols est considérée comme stable), la partition entre infiltration et ruissellement à partir d'une précipitation arrivant au sol (fig. 69) La connaissance des conditions d'infiltration dans un sol donné est indispensable à la gestion efficace de l'eau et des sols.

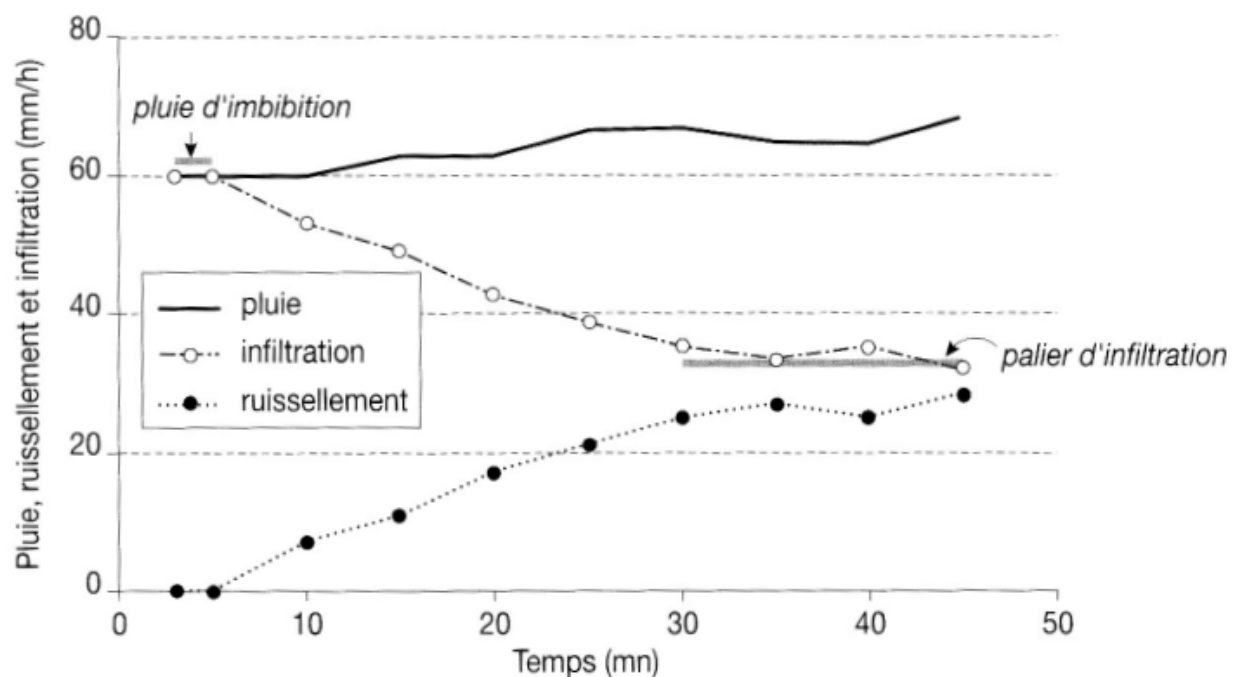


Figure 69. Évolution de la capacité d'infiltration d'un sol lors d'une simulation de pluie

L'infiltration est élevée au début de l'expérimentation, et supérieure à la pluie appliquée ; cette observation est quasi générale, et d'autant plus marquée que le sol est plus sec. La quantité de pluie absorbée pendant cette phase s'appelle : pluie d'imbibition. Après une phase intermédiaire, pendant laquelle l'infiltration diminue plutôt rapidement, on observe une tendance à la stabilisation, et l'on donne à l'infiltration qui se produit selon ce palier le nom de régime permanent» qui peut être assimilé à la conductivité hydraulique à saturation.

L'infiltrabilité est définie par Hillel (1974) comme «le flux maximal que le profil du sol peut absorber à travers sa surface maintenue avec de l'eau à la pression atmosphérique». Aussi longtemps que la capacité d'infiltration n'est pas atteinte, le flux d'infiltration est égal au flux d'eau fourni (infiltration dite «à flux contrôlé»). Mais dès que le régime d'alimentation dépasse la capacité d'infiltration, c'est cette dernière qui commande le flux d'infiltration qui devient alors «contrôlé par le profil».

Il est généralement observé que la capacité d'infiltration d'un sol diminue avec le temps lors d'un épisode pluvieux (alors que, rappelons-le, la perméabilité de ce sol augmente, puisque la teneur en eau augmente), ce qui rend essentiellement compte de la diminution de la succion matricielle avec l'augmentation de la teneur en eau. Ce phénomène s'observe aussi bien sous conditions naturelles qu'en conditions expérimentales.