

L'eau dans les sols non saturés

par **Pierre DELAGE**

Professeur à l'École nationale des ponts et chaussées (ENPC)

Directeur de recherche au Centre d'enseignement et de recherche en mécanique des sols (CERMES)

et **Yu-Jun CUI**

Directeur de recherche au Centre d'enseignement et de recherche en mécanique des sols (CERMES)

1. Succion dans les sols.....	C 301 - 2
1.1 Capillarité	— 2
1.2 Interactions physico-chimiques entre l'eau et l'argile.....	— 3
1.3 Microstructure des sols non saturés.....	— 5
1.4 Définition de la succion.....	— 7
1.5 Relation succion - humidité relative.....	— 7
2. Techniques de contrôle et de mesure de la succion.....	— 8
2.1 Introduction.....	— 8
2.2 Contrôle par plaque tensiométrique.....	— 8
2.3 Contrôle par « translation d'axes »	— 8
2.4 Technique de contrôle osmotique.....	— 9
2.5 Technique de contrôle par phase vapeur	— 10
2.6 Mesure tensiométrique de la succion.....	— 10
2.7 Mesure psychrométrique de la succion.....	— 11
2.8 Méthode du papier-filtre	— 11
2.9 Mesures de succion par d'autres systèmes	— 12
3. Propriétés de rétention d'eau.....	— 12
3.1 Généralités	— 12
3.2 Courbe de rétention - hystérésis	— 12
3.3 Cas des sols argileux. Effet de l'indice de plasticité	— 13
4. Transferts d'eau dans les sols non saturés	— 15
4.1 Équations de transfert en phase liquide.....	— 15
4.2 Equations de transfert en phase gazeuse.....	— 16
5. Techniques de mesure de perméabilité	— 16
5.1 Généralités	— 16
5.2 Méthode de Gardner pour la perméabilité à l'eau.....	— 16
5.3 Méthode en régime permanent pour la perméabilité à l'eau et à l'air ...	— 17
5.4 Méthode du profil instantané pour la perméabilité à l'eau.....	— 17
5.5 Perméabilité à l'air.....	— 18
6. Conclusion	— 20
Pour en savoir plus.....	Doc. C 304

L'eau joue un rôle majeur dans le comportement des sols non saturés. Sa cohabitation avec l'air dans les pores prend des formes variées, selon que l'eau domine et l'air ne peut se déplacer librement, ou au contraire que l'air occupe l'essentiel des pores et l'eau est bloquée aux contacts des particules, ou encore que l'eau et l'air peuvent se déplacer tous les deux. Outre les phénomènes de capillarité, qui se développent aux contacts des deux fluides, l'eau

peut interagir avec les minéraux des particules du sol : ces interactions physico-chimiques sont particulièrement importantes dans les argiles. Enfin, la concentration des sels dissous dans l'eau est à l'origine de phénomènes osmotiques, qui influencent la migration des molécules d'eau dans les pores du sol.

Cet article décrit les différents états de l'eau dans les sols non saturés, les phénomènes physiques qui déterminent l'interaction de l'eau et des minéraux et les lois de déplacement de l'eau dans les sols non saturés. Il présente, en particulier, les techniques expérimentales permettant de mesurer ou imposer la succion, et de caractériser les capacités de rétention et de transfert de l'eau dans ces sols.

1. Succion dans les sols

1.1 Capillarité

Les phénomènes de capillarité se produisent à l'interface entre deux fluides, car les molécules y sont soumises à un ensemble de forces d'interactions non équilibrées, à la différence d'une molécule située au sein du fluide. Une molécule d'eau au sein d'une masse d'eau est soumise à des actions de même nature (figure 1b), alors que celle à l'interface entre deux fluides, eau-air par exemple, est soumise à des actions différentes : actions dues à l'eau et actions dues à l'air (figure 1a). Les molécules d'eau à l'interface eau-air sont donc attirées vers la masse d'eau et la surface de l'eau est soumise à une force perpendiculaire à la surface libre. C'est cette attraction qui engendre une **tension de surface** σ_s à l'interface, représentée sur la figure 1 dans le cas d'une interface plane.

La capillarité est souvent illustrée par le schéma de la figure 2, décrivant la remontée capillaire h de l'eau dans un tube de rayon r plongé dans un récipient contenant de l'eau. La relation entre le rayon de courbure du ménisque sphérique eau-air dans le tube et la différence de pression entre l'air et l'eau est donnée par la loi de Laplace, qui se simplifie dans l'hypothèse de pores cylindriques et prend l'expression de la loi de Jurin :

$$u_a - u_w = \frac{2\sigma_s \cos \theta}{r} \quad (1)$$

avec u_a et u_w respectivement les pressions d'air et d'eau,
 σ_s la tension de surface eau-air,
 θ l'angle de raccordement entre le ménisque et le solide.

On a pour l'eau :

$$\sigma_s = 72,75 \times 10^{-3} \text{ N/m} \quad \text{et} \quad \cos \theta = 1.$$

Cette relation implique que, au niveau du ménisque, la pression d'eau est inférieure à la pression d'air, et ce d'autant plus que r est petit. La pression atmosphérique étant prise nulle par convention, il s'ensuit que la pression de l'eau dans le tube est négative, du fait de la tension gravitaire exercée sur l'eau. Si l'on considère la charge hydraulique h du fluide à l'équilibre hydrostatique, avec une origine placée à la surface plane du liquide, on a :

$$h = u_w / \gamma_w + z = \text{Cte} = 0 \quad (2)$$

et donc, dans le fluide :

$$u_w = -\gamma_w z \quad (3)$$

L'eau dans le tube capillaire est sous une tension proportionnelle à la hauteur d'eau. Dans les conditions usuelles, cette tension ne peut excéder la valeur de la pression de cavitation de l'eau, proche de 80 kPa.

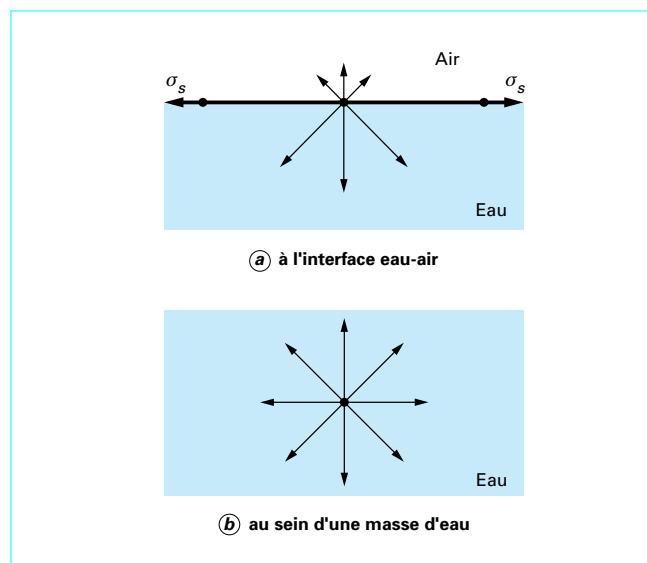


Figure 1 – Actions de forces sur une molécule d'eau

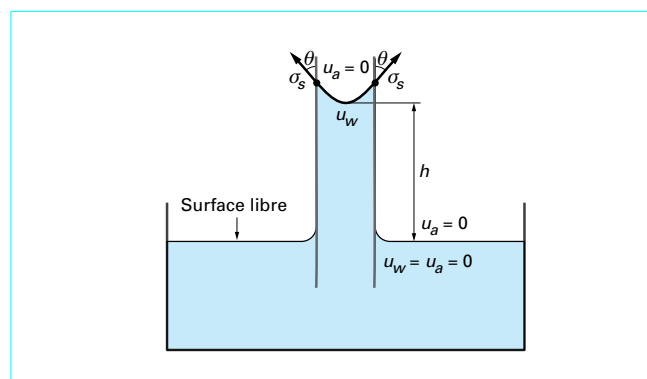


Figure 2 – Remontée capillaire dans un tube

En fait, la loi de Jurin peut se retrouver simplement à l'aide de la figure 2, qui illustre les notions de tension de surface σ_s et d'angle de contact eau-solide θ : σ_s est une force qui s'exerce sur la circonférence, avec une inclinaison θ par rapport à la paroi du

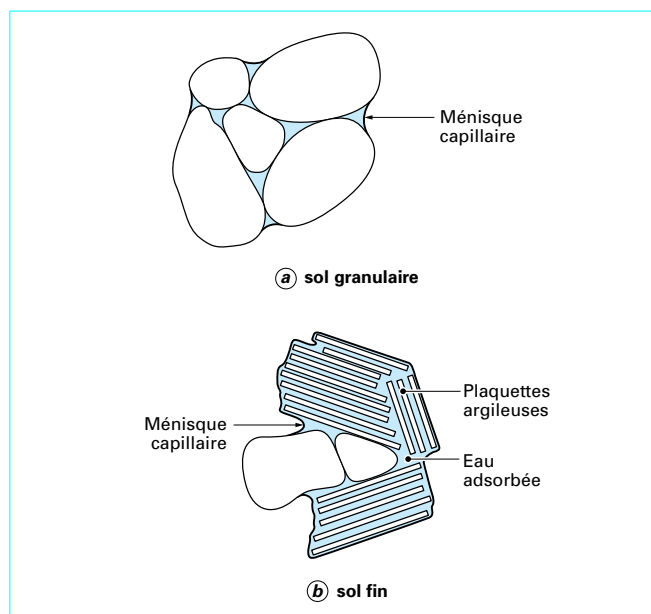


Figure 3 – Représentation schématique d'un sol non saturé

tube. On peut simplement écrire l'équilibre du ménisque sphérique de la façon suivante :

— les actions dirigées vers le haut sont estimées en intégrant les tensions sur la circonférence, en projetant sur l'axe vertical, ce qui donne une valeur :

$$(2 \pi r \cos \theta) \sigma_s$$

— les actions dirigées vers le bas correspondent au poids de la colonne d'eau de hauteur h , qui vaut :

$$\gamma_w \pi r^2 h$$

L'équilibre de ces actions entraîne l'égalité de ces deux termes, qui donne :

$$h = \frac{2 \sigma_s \cos \theta}{\gamma_w r} \quad (4)$$

équivalent à la loi de Jurin, si l'on utilise l'équation (3).

Le schéma de la figure 3a présente un sol granulaire non saturé. Les ménisques sont localisés dans les plus petits pores du squelette solide, aux contacts entre les grains ; plus le sol se désature, plus les ménisques deviennent petits, avec un faible rayon de courbure qui engendre une forte valeur de la succion. Ainsi, la succion prend une valeur maximale quand on approche l'état complètement sec.

Le début de la pénétration de l'air dans un sol granulaire initialement saturé qu'on laisse sécher, représenté sur la figure 4 (Childs, 1969, dans [26]), intervient au niveau des plus gros pores affleurant à la surface du sol, au contact eau-air. L'augmentation de la succion se traduit par la diminution des rayons de ménisques, qui s'insinuent dans des pores de plus en plus petits, suivant les contours 1 à 5 représentés sur la figure. Chaque contour est caractérisé par une seule valeur de succion, et donc par un rayon de courbure qui lui est lié par la loi de Jurin.

La figure 3b représente schématiquement le cas plus général d'un sol fin, avec un agrégat de plaquettes argileuses d'une dizaine de micromètres de diamètre, au contact d'un grain de limon. La succion est définie par le rayon du ménisque à proximité du grain de limon, et l'on observe que l'agrégat est saturé. Ceci est dû à la plus petite taille des pores situés entre les plaquettes, d'une part,

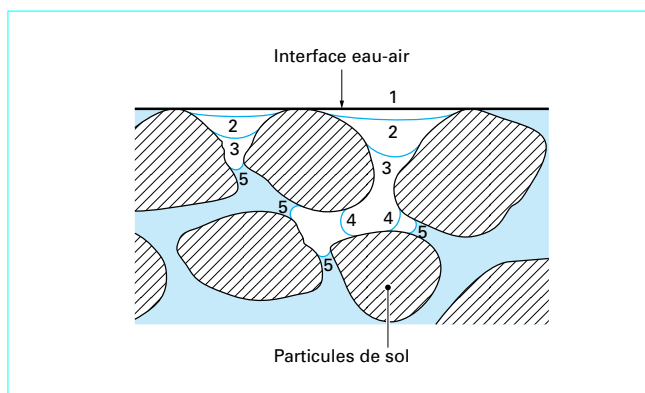


Figure 4 – Début de la pénétration de l'air dans un sol granulaire, d'après Childs, 1969, dans [26]

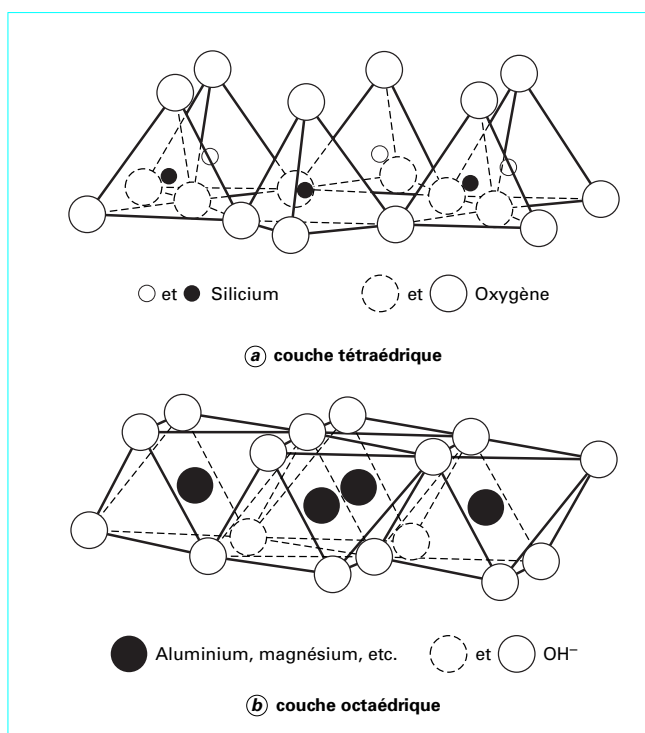


Figure 5 – Couches tétraédrique et octaédrique typiques des argiles lamellaires, d'après [38]

et à l'attraction physico-chimique exercée par les argiles sur les molécules d'eau, d'autre part. Cet aspect est décrit plus en détail dans ce qui suit.

1.2 Interactions physico-chimiques entre l'eau et l'argile

Les argiles sont le plus souvent des silicates d'alumine hydratés sous formes de feuillets, composés de l'assemblage de niveaux tétraédriques et octaédriques (figure 5 [38]) :

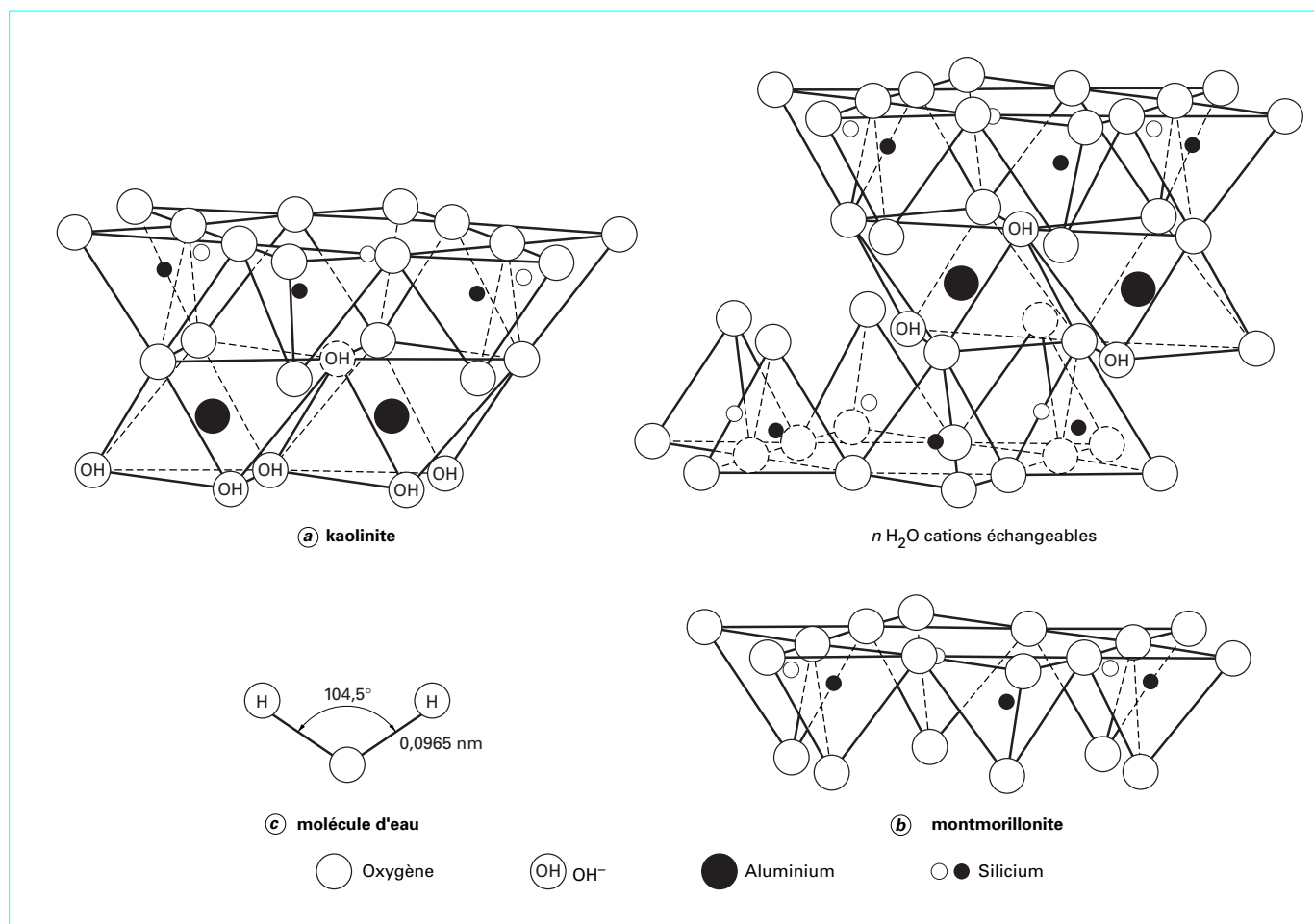


Figure 6 – Structure des feuillets de kaolinite et de montmorillonite et molécule d'eau, d'après Mitchell [38]

— les tétraèdres (figure 5a) sont constitués d'un atome central de silicium entouré de quatre atomes d'oxygène (de formule chimique SiO_2 , comme la silice) ;

— les octaèdres (figure 5b) ont en leur centre un ion métallique (généralement l'aluminium Al^{+++} , parfois substitué par le magnésium Mg^{++} ou le potassium K^+) entouré d'ions OH^- .

Les trois grandes classes d'argile, la kaolinite, la montmorillonite et l'illite sont constituées d'assemblages de ces deux couches.

Le **feuillelet de kaolinite** (figure 6a) est constituée d'un empilement d'un niveau tétraédrique et d'un niveau octaédrique, permis par une substitution d'atomes d'oxygène de la couche tétraédrique par des ions OH^- de la couche octaédrique. L'épaisseur du feuillet est de 0,7 nm.

Le **feuillelet de montmorillonite** (figure 6b) est constitué d'un niveau octaédrique enserré entre deux niveaux tétraédriques. L'épaisseur du feuillet de montmorillonite vaut 1 nm.

Quand deux feuillets de kaolinite sont superposés, les O^- présents sur la surface supérieure et les H^+ de la surface inférieure développent entre eux une liaison hydrogène $\text{O}-\text{H}$ forte, conférant une grande stabilité à un empilement de feuillets vis-à-vis des actions de l'eau. Typiquement, une particule de kaolinite est constituée de l'empilement de l'ordre de la centaine de feuillets,

avec une épaisseur de l'ordre de 0,7 μm . Le remaniement d'une pâte de kaolinite n'affecte pas ces particules. En revanche, la constitution des faces inférieures et supérieures de la montmorillonite ne permet pas le développement d'une liaison hydrogène, et les molécules d'eau peuvent venir s'insérer entre les feuillets lors d'un remouillage.

La figure 6c présente également la molécule d'eau, constituée d'un dipôle ayant un côté de 0,0965 nm et un angle de 104,5°.

L'**illite** a la même composition que la montmorillonite, mais une liaison forte entre les feuillets est permise par la présence de cations potassium K^+ . Comme la kaolinite, l'illite est constituée d'un empilement de feuillets stable vis-à-vis de l'eau.

L'attraction exercée par les argiles sur l'eau est engendrée par un déficit de charges électriques dû à des substitutions, dans les couches octaédriques, des atomes Al^{+++} par ceux d'un autre métal de valence plus faible (le plus souvent Mg^{++}). Ces substitutions sont dites isomorphes, car elles se font sans modification de la morphologie du minéral. Le champ électrique induit à proximité de la surface des argiles attire les cations dissous dans l'eau interstitielle. La distribution des cations dissous à proximité d'une plaque argileuse sous l'effet du champ électrique en fonction de la distance a été calculée selon la théorie de la double couche

(Gouy [30] ; Chapman [7]) dans le cas des suspensions colloïdales. Cette théorie consiste à appliquer simultanément les équations de Coulomb et de Boltzmann (voir par exemple Mitchell [38]). Les calculs et quelques hypothèses simplificatrices permettent d'aboutir à l'expression suivante, caractérisant « l'épaisseur » x de la double couche :

$$x = \sqrt{\frac{DkT}{8\pi n_0 \varepsilon^2 v^2}} \quad (5)$$

avec D la permittivité relative (constante diélectrique) du milieu,
 k la constante de Boltzmann ($k = 1,38 \times 10^{-23}$ J/K),
 T la température thermodynamique,
 n_0 une concentration ionique de référence, en un point loin de l'argile,
 ε la charge électronique élémentaire ($\varepsilon = 1,6 \times 10^{-19}$ C),
 v la valence des cations.

Cette expression montre que l'épaisseur de la double couche augmente avec la permittivité relative et la température, et avec une diminution de la concentration en sels et de la valence des ions dissous.

La théorie de la double couche a été validée essentiellement pour les suspensions colloïdales (Van Olphen [54]), où elle a permis d'expliquer les phénomènes de floculation et de dispersion de la façon suivante : par rapport à l'attraction entre plaquettes due aux forces de Van der Waals, dont le rayon d'action est constant, les doubles couches entourant chaque plaquette ont une action mutuelle de répulsion électrique due à leur charge positive ; quand l'épaisseur de la double couche est faible (faibles température et permittivité relative, fortes concentration et valence), l'attraction l'emporte, les plaquettes s'attirent, il y a floculation ; dans le cas contraire, les particules se repoussent, il y a dispersion. Les différences de comportement entre une argile sodique (Na^+) et calcique (Ca^{++}) peuvent s'expliquer dans ce contexte.

C'est en extrapolant les conclusions tirées de l'application de cette théorie aux solutions colloïdales que Lambe [35] a proposé un des premiers modèles de microstructure des sols fins, dédié aux sols compactés, qui est encore fréquemment évoqué dans les ouvrages de mécanique des sols. Lambe [35] considère que, du côté sec de l'optimum, l'épaisseur de la double couche est réduite par la faible quantité d'eau et les actions capillaires, avec en conséquence une prédominance des attractions de Van der Waals et une structure de type floculée ; du côté humide, il y a suffisamment d'eau pour permettre le développement intégral de la double couche et les actions de répulsion dominant, engendrant une structure dispersée. Comme on le verra plus loin (§ 1.3), cette théorie mérite toutefois d'être réévaluée à la lumière des observations directes qui ont ensuite été permises par le développement des techniques de microscopie électronique et de porosimétrie au mercure [22].

Bien que d'autres mécanismes soient souvent évoqués, il semble que l'eau attirée par les argiles soit essentiellement l'eau d'hydratation des cations attirés électriquement par le déficit de charge des plaquettes argileuses. La question essentielle posée dans le cas des sols de densité courante (par opposition aux suspensions colloïdales) est de savoir si l'organisation des cations à proximité des argiles est régie par la double couche. Il n'empêche que cette théorie est souvent évoquée dans les tentatives d'identifier, voire de quantifier les mécanismes microscopiques d'interaction eau-argile.

L'attraction eau-argile confère aux molécules d'eau les plus proches un état physique différent de celui de l'eau libre, dans laquelle les molécules sont douées d'un mouvement brownien désordonné et aléatoire, résultant macroscopiquement en une pression positive. Les molécules d'eau adsorbée, ou eau liée, sont ordonnées par couches successives et possèdent une énergie de liaison

d'autant plus forte qu'elles sont proches de la surface du minéral. On verra plus loin (§ 3) que cette énergie peut être quantifiée macroscopiquement en étudiant les propriétés de rétention d'eau des sols non saturés.

L'interaction eau-argile est illustrée à un niveau macroscopique par les limites d'Atterberg. En dessous de la limite de retrait, le sol remanié est assez sec et non saturé, et l'eau interstitielle est très solidement liée par les actions capillaires et d'adsorption, avec une forte prédominance probable de l'adsorption. Dans les sols très secs, l'eau n'est plus à l'état liquide, comme le montrent les masses volumiques supérieures à 1 t/m^3 observées sur les trois premières couches adsorbées, à des distances inférieures à 1 nm (Martin, 1960, cité dans [38]). Au-dessus de la limite de retrait, le sol remanié est saturé, mais l'eau contenue est dans un certain état de succion, comme on le verra plus loin (§ 3.3). L'état plastique correspond à un état plus libre de l'eau adsorbée, qui confère à l'échantillon un aspect macroscopique pâteux. Ce n'est que quand le sol est à l'état liquide que l'eau libre qu'on ajoute au sol reste à l'état libre. En d'autres termes, l'**indice de plasticité** :

$$I_p = w_L - w_P$$

peut être considéré comme la quantité d'eau nécessaire pour faire passer un sol de l'état solide à l'état liquide, en saturant progressivement au remouillage l'ensemble des sites d'adsorption d'eau possibles. C'est ainsi qu'un sol plus plastique piégera une plus grande quantité de molécules d'eau, et qu'il lui faudra donc plus d'eau pour atteindre l'indice de liquidité.

1.3 Microstructure des sols non saturés

Suite au modèle microstructural de Lambe [35] pour les sols compactés, une attention particulière a été portée dans les années 1960-1970 à la microstructure des sols, essentiellement saturés [8]. Les sols compactés ont fait l'objet d'études au porosimètre à mercure [40]. Cet appareil permet d'obtenir, par injection sous pression de mercure (liquide non mouillant), une courbe qui donne une idée de la distribution de la taille des pores du sol. Les courbes obtenues par Ahmed *et al.* [1] sur des échantillons compactés du côté sec, à l'optimum Proctor et du côté humide (figure 7), permettent des observations qui ont été confirmées par microscopie électronique à balayage pour le limon de Jossigny (figure 8 [17]) :

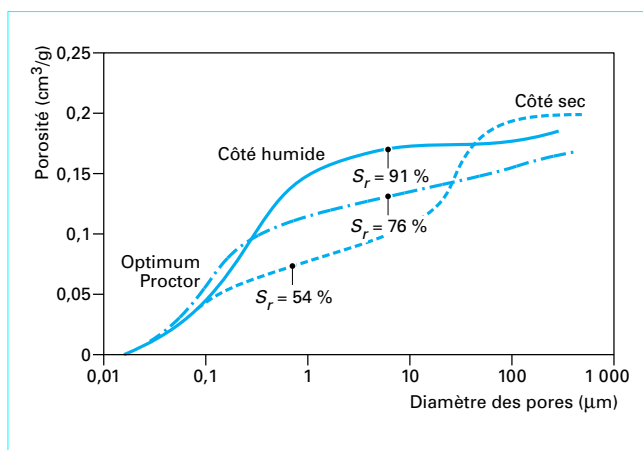


Figure 7 – Courbes porosimétriques d'échantillons de grundite compactés à l'optimum Proctor, du côté sec et du côté humide [1]

— du **côté sec**, une double porosité est observée, correspondant à une structure en agrégats ; la famille de pores de petits diamètres ($0,04\text{ }\mu\text{m}$) correspond aux pores internes aux agrégats, alors que les pores de diamètres d'accès moyens de $30\text{ }\mu\text{m}$ sont situés entre les agrégats. Sur la photographie correspondante (figure **8a**), un agrégat de $70\text{ }\mu\text{m}$ environ de diamètre, constitué de grains de limon de diamètre voisin de $20\text{ }\mu\text{m}$, est clairement apparent. La phase argileuse ($34\% < 2\text{ }\mu\text{m}$) est peu apparente, les plaquettes étant collées sur les grains de limon. Dans les sols plus argileux, les agrégats sont constitués de l'agglomération de minéraux argileux ;

— la courbe porosimétrique de l'**échantillon humide** est unimodale, avec un point d'inflexion à $0,24\text{ }\mu\text{m}$, représentatif de la structure observée sur la figure **8b** : les grains de limon sont entièrement contenus dans une matrice formée de l'argile hydratée, au point de n'être plus clairement apparents. Le rayon, déterminé par la pénétration du mercure, est le rayon d'entrée dans cette matrice argileuse. Par rapport à la photographie précédente, on observe que l'hydratation permise par une teneur en eau plus forte engendre une augmentation considérable du volume de la phase argileuse ;

— la structure du limon de Jossigny à l'**optimum Proctor** est plutôt de type granulaire (figure **8c**), sans présence apparente d'agrégats, avec une courbe porosimétrique représentative de pores mal classés, de diamètre compris entre $0,20$ et $100\text{ }\mu\text{m}$. Il est possible que cette configuration, moins bien ordonnée, soit obtenue par rupture des agrégats lors du compactage, du fait d'une résistance moindre des agrégats, due à une teneur en eau plus grande.

Pour les degrés de saturation indiqués sur la figure **7**, si l'on admet que l'eau est contenue dans les plus petits pores, on observe que les agrégats de l'échantillon humide sont proches de la saturation (pores intra-agrégats de diamètre inférieur à $1\text{ }\mu\text{m}$), et que les pores inter-agrégats sont pleins d'air. De même, la majorité des pores de l'échantillon humide sont rempli d'eau, entraînant l'occlusion et la non-continuité de l'air. Dans l'échantillon à l'optimum, seuls les gros pores de diamètre d'accès supérieurs à $60\text{ }\mu\text{m}$ sont pleins d'air.

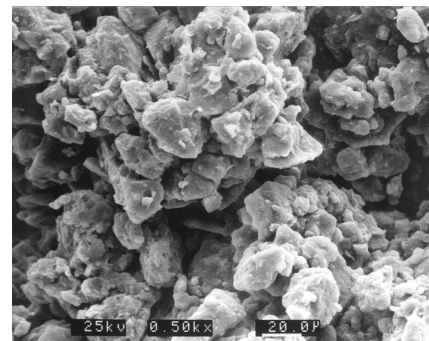
Dans les sols naturels, l'aspect de la microstructure est étroitement lié à la composition granulométrique du sol et les différentes microstructures possibles peuvent être illustrées par l'évocation de deux cas extrêmes, antinomiques et problématiques :

— les sols effondrables, susceptibles de s'affaisser lors d'un remouillage, qui sont très peu plastiques et lâches ;

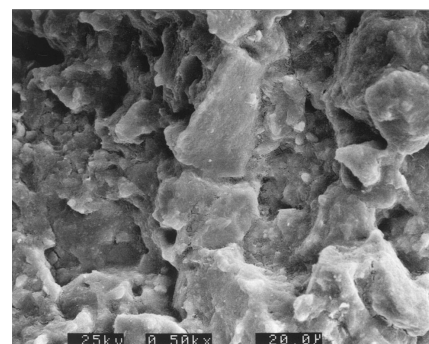
— les sols gonflants, très plastiques et susceptibles de présenter à l'état faiblement saturé des densités élevées, du fait d'un fort retrait ; lors d'un remouillage, ces sols présentent le plus souvent un gonflement.

L'origine éolienne des loess et de certains limons leur confère une distribution granulométrique bien classée, avec une faible fraction argileuse et, en conséquence, de très faibles indices de plasticité (de l'ordre de 4 pour les loess calcaires de Picardie). L'observation au microscope électronique de ces sols [13] [31] montre une structure granulaire très lâche, correspondant à des porosités très élevées (environ 40% pour le loess de Picardie). L'équilibre métastable de ces assemblages est permis par la cimentation créée aux contacts intergranulaires par la faible fraction argileuse hydratée ; une infiltration annule l'effet de ces cimentations et entraîne l'effondrement du sol, qui engendre des affaissements de surface.

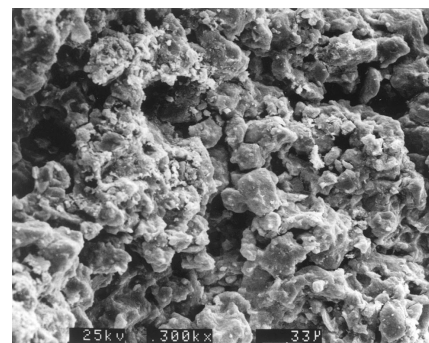
Les sols argileux naturels des régions arides ont une structure matricielle, qui présente un fort retrait au séchage, et peuvent atteindre des densités élevées. Cette capacité de rétraction augmente avec l'indice de plasticité du sol, et peut aller de pair avec des gonflements sous hydratation. Sous des cycles de séchage et remouillage, des effets importants interviennent à un niveau intermédiaire de la microstructure, liés au développement de microfissurations, puis de fissurations, qui peuvent être particulièrement défavorables pour la stabilité des pentes, en engendrant une dégradation continue de la stabilité par augmentation de la fréquence et de la profondeur des fissures.



(a) échantillon sec



(b) échantillon humide



(c) échantillon à l'optimum Proctor

Figure 8 – Photographies au microscope électronique à balayage d'échantillons de limon de Jossigny compactés [17]

Certains effets microstructuraux sont illustrés à un niveau macroscopique par le diagramme de retrait de la figure **9** [49], qui donne les variations du volume des vides du sol en fonction du volume d'eau qu'il contient. Un sol saturé qui sèche suit d'abord la bissectrice, car ses variations de volume sont égales à celles de la teneur en eau. La kaolinite et la montmorillonite décrites sur la figure ont été séchées à partir d'un état compacté, et suivent initialement des droites parallèles au-dessus de la bissectrice, ce qui signifie que le retrait se fait à volume d'air constant. Pour des volu-

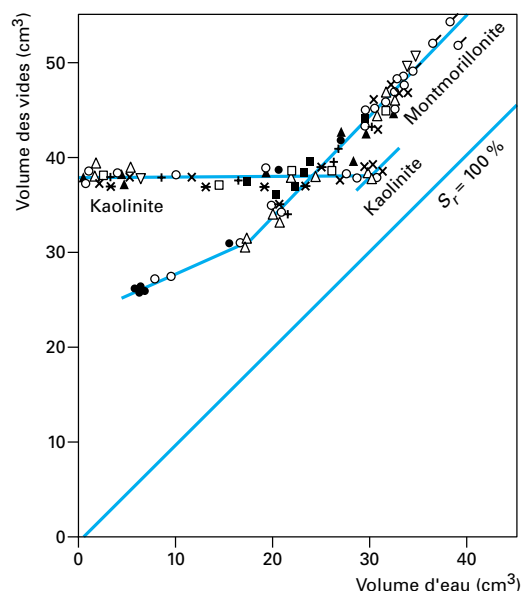


Figure 9 – Relation entre le volume des vides et le volume de l'eau présente (courbe de retrait) dans deux argiles [49]

mes d'eau inférieures à 30 cm³, l'échantillon de kaolinite atteint un volume constant, qui correspond à l'assemblage le plus dense possible de plaquettes stables de kaolinite (voir § 1.2). Le point anguleux correspond au point d'entrée d'air. En revanche, l'échantillon de montmorillonite continue à se rétracter après le point anguleux, du fait de la capacité des feuillets à se rapprocher entre eux par expulsion d'eau interfoliaire. Ceci montre que les sols plus plastiques, contenant souvent plus de minéraux de type montmorillonite, sont susceptibles d'atteindre de plus fortes densités au séchage. De tels sols, en général gonflants, présentent des capacités de retrait importantes, et leur grande sensibilité volumique aux changements de teneur en eau est défavorable au comportement d'ouvrages ou de fondations où ils sont impliqués.

1.4 Définition de la succion

La **succion dans les sols** a été définie en géotechnique en 1965, dans un contexte thermodynamique, comme une énergie potentielle comparable à la charge hydraulique dans les sols saturés, lors d'un symposium consacré à l'équilibre et aux variations de l'humidité des sols dans les zones couvertes (Symposium on Moisture Equilibria and Moisture Changes in Soils Beneath Covered Areas, Statement of the advisory panel). Cette définition est analogue à celle du potentiel électrique d'une charge dans un champ électrique : pour amener, à altitude constante, de l'eau libre de l'infini jusqu'au sol non saturé, il faut fournir une énergie pour résister à l'attraction exercée ; il s'ensuit, par définition, que la valeur du potentiel capillaire ou matriciel est négative. Ce potentiel est égal à « la quantité de travail par unité de volume d'eau pure, nécessaire pour transporter de façon réversible, isotherme, à altitude constante et à la pression atmosphérique, une quantité infinitésimale d'eau depuis un état d'eau pure loin du sol, à celui d'eau interstitielle dans le sol non saturé ».

Les différentes composantes du potentiel de l'eau d'un sol non saturé comprennent, comme pour la charge hydraulique des sols saturés, les potentiels de **pression externe** (ψ_p) et **gravitaire** (ψ_g) ; s'y ajoutent les termes de potentiels capillaire et d'adsorption (dont la somme forme le **potentiel matriciel** ψ_m), et de **potentiel osmotique** (ψ_o). On a donc par définition :

$$\psi = \psi_p + \psi_g + \psi_m + \psi_o \quad (6)$$

Habituellement, la charge hydraulique est exprimée en hauteur d'eau. Pour le potentiel, ou succion, on peut l'exprimer soit en unité de pression ($\frac{M}{T^2L^2}$) ou en hauteur d'eau. Cette dernière unité est plus courante chez les agronomes, qui utilisent la **notion de pF**, qui représente le **logarithme décimal de la valeur absolue de la succion, exprimée en cm d'eau**.

Exemple : sachant que 100 cm d'eau = 10 kPa, pF3 correspond à une succion $s = 100$ kPa, pF4 à une succion $s = 1000$ kPa...

On utilise parfois en géotechnique le terme de **pression négative**, qui évoque une notion de pression et s'accorde finalement assez mal avec les phénomènes d'orientation de molécules d'eau caractéristiques de l'eau adsorbée ; ce terme serait plus adapté dans le cas exclusif d'actions capillaires ; il présente cependant l'intérêt d'être assez illustratif et physique. On parle également parfois de **pression capillaire**, terme qui est exclusif des actions capillaires, et n'est pas adapté pour les sols fins.

1.5 Relation succion - humidité relative

L'**humidité relative** est définie comme la pression partielle de la vapeur d'eau rapportée à la pression de la vapeur d'eau saturante. Elle est exprimée en pour-cent (%).

Le même échantillon de sol non saturé placé dans une atmosphère sèche (40 % d'humidité relative, équivalent à une journée ensoleillée et sèche) ou humide (99 %, atmosphère pluvieuse) et laissé suffisamment de temps pour que sa teneur en eau atteigne l'équilibre, atteindra deux états différents.

Pour un **échantillon de limon des plateaux de l'est parisien** (limon de Jossigny de limite de liquidité $w_L = 37$ et d'indice de plasticité $I_P = 18$) :

— l'évaporation conduira dans le premier cas à une teneur en eau et à un degré de saturation faibles ($w = 2$ % et $S_r = 8$ %) ;

— dans le cas de l'atmosphère humide, la condensation de vapeur d'eau au sein des pores du sol conduira à des valeurs $w = 22$ % et $S_r = 85$ %.

Sous une même humidité, un échantillon de sol retiendra d'autant plus d'eau qu'il est plastique, c'est-à-dire susceptible d'exercer une grande attraction sur l'eau (cf. § 1.2) : à l'équilibre, sous l'atmosphère d'humidité moyenne du laboratoire (72 %), le limon de Jossigny a une teneur en eau de 4 % et un degré de saturation de 16,9 %, alors qu'une **argile très plastique** (argile FoCa, $w_L = 112$, $I_P = 62$) a une teneur en eau de 18 % et un degré de saturation de $S_r = 88$ %.

La relation entre l'humidité ambiante et la succion correspondante est indépendante du sol. Elle est définie par une des relations fondamentales de la thermodynamique, la loi de Kelvin, dont l'expression est la suivante :

$$u_a - u_w = \frac{RT}{gM} \ln h \quad (7)$$

avec u_a la pression de l'air,
 u_w la pression de l'eau,
 h l'humidité relative, égale donc au rapport de la pression partielle de la vapeur d'eau P dans l'atmosphère considérée, à la pression de vapeur saturante P_0 qui dépend de la température T ($P_0 = 0,92$ cmHg à $T = 10$ °C ; $P_0 = 1,75$ cmHg à $T = 20$ °C ; $P_0 = 9,25$ cmHg à $T = 50$ °C),
 M la masse molaire de l'eau ($M = 18,016$ g · mol⁻¹),
 g l'accélération due à la pesanteur ($g = 9,81$ m · s⁻²),
 R la constante molaire des gaz ($R = 8,314$ J · mol⁻¹ · K⁻¹),
 T la température thermodynamique.

À 20 °C, on a $RT/Mg = 137,837$ MPa.

Cette relation est fonction de la température, qui influencera donc le comportement des sols non saturés ; dans le cas d'actions exclusivement capillaires (sables propres), elle montre que l'humidité relative de l'atmosphère dans laquelle le sol est placé définit le rayon du ménisque, et que, à proximité du ménisque, la pression partielle de la vapeur d'eau est inférieure à la pression de vapeur saturante, et d'autant plus faible que le rayon de courbure est faible.

Une humidité relative donnée impose donc aux échantillons de sol une succion donnée, selon les valeurs du tableau 1 ; il lui correspond une teneur en eau d'autant plus forte que l'attraction exercée par le sol sur l'eau est importante, donc que le sol est plastique. En fait, on constate dans le tableau que les succions deviennent très importantes en dessous de 98 % d'humidité relative. À de telles valeurs de succion, l'expérience montre que les pores intergranulaires des sables propres sont complètement désaturés, et que seules les interactions eau-argile dans les sols fins assez plastiques sont capables de retenir de l'eau (cf. le cas de l'argile FoCa évoqué plus haut). La relation de Kelvin intervient évidemment dans l'évaporation des sols et dans les transferts d'eau sous forme de vapeur au sein de la phase gazeuse du sol qui en résultent.

Tableau 1 – Relation succion/humidité relative, selon la relation de Kelvin

Succion (MPa)	Humidité relative (%)
0	100
10^{-2}	99,9993
10^{-1}	99,927
1	99,277
70	60
126	40
221	20
316	10

2. Techniques de contrôle et de mesure de la succion

2.1 Introduction

La succion est une grandeur physique difficile à mesurer, et diverses approches sont nécessaires pour couvrir toute la gamme des succions rencontrées dans les sols et qui peuvent atteindre

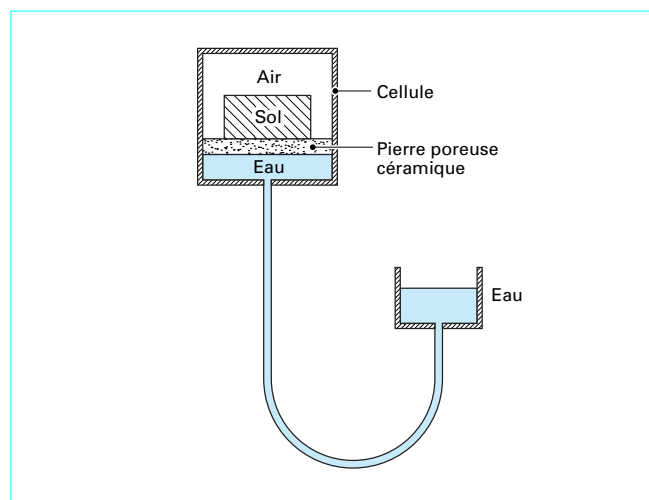


Figure 10 – Principe de la plaque tensiométrique (faibles succions)

plusieurs centaines de mégapascals. Cette difficulté technique est probablement l'une des causes du manque de données expérimentales relatives au comportement des sols non saturés, tant en termes mécanique que de transfert d'eau et d'air. Croney *et al.* [12] ont cependant fourni très tôt une description très complète de la plupart des techniques de contrôle et de mesure de la succion dans les sols. De nombreuses techniques reposent sur l'utilisation de pierres poreuses céramiques de très fine porosité, qui ne peuvent être désaturées que sous des succions beaucoup plus fortes que celles appliquées aux sols : ces pierres restent donc toujours saturées, même lorsqu'elles sont soumises à des pressions d'air, et permettent d'assurer la continuité de l'eau entre le système de contrôle et de mesure, et le sol.

2.2 Contrôle par plaque tensiométrique

Une des premières techniques utilisées, la plaque tensiométrique (figure 10), consiste à mettre l'eau d'un échantillon sous tension en le mettant au contact d'une pierre poreuse céramique saturée d'eau, connectée à un récipient d'altitude variable par le biais d'un tube en U. Un récipient placé plus bas que l'échantillon permet d'exercer une dépression égale à la hauteur d'eau. Ce système permet d'avoir une excellente précision aux très faibles succions, entre 0 et 10 kPa (1 m d'eau).

Dans des conditions normales, l'eau ne peut être mise sous tension que jusqu'à la limite imposée par la cavitation, qui est de 80 kPa pour une eau naturelle, ce qui définit la gamme tensiométrique (0-80 kPa). Cette gamme peut être couverte avec un procédé analogue, en plaçant du mercure dans le tube en U (100 kPa \approx 76 mm de mercure).

Sur le système de la figure 11 [12], la succion est imposée par une pompe à vide et le tube en U rempli de mercure sert de manomètre. Ce système peut permettre également de mesurer la succion d'un échantillon non saturé dans la gamme tensiométrique, en appliquant le vide nécessaire pour n'obtenir aucun mouvement du ménisque d'eau dans le tube horizontal.

2.3 Contrôle par « translation d'axes »

La technique de translation d'axes a été mise en œuvre par les pédologues [43] à l'aide du dispositif de la figure 12 : il s'agit d'une

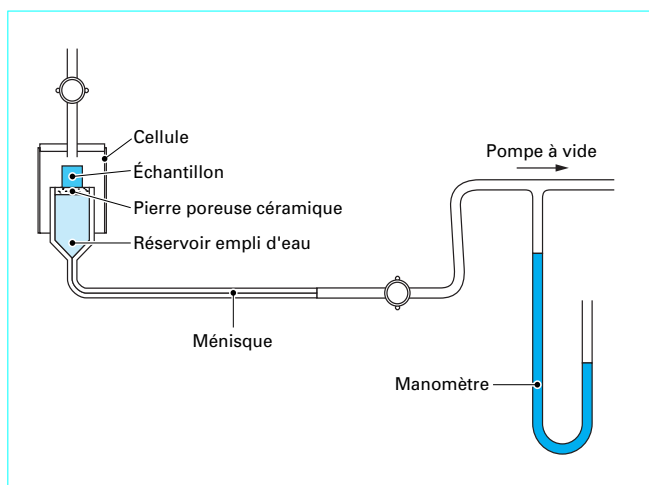


Figure 11 – Plaque tensiométrique [12]

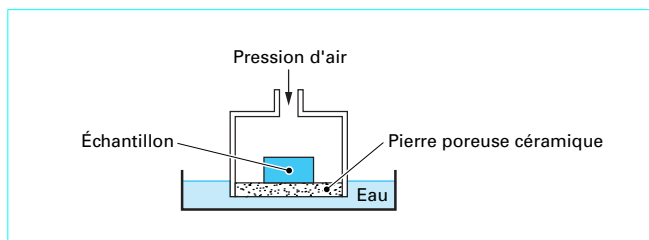


Figure 12 – Cellule de Richards pour le contrôle de succion par translation d'axe [43]

cellule étanche à l'air dont la base, sur laquelle repose l'échantillon, est constituée d'une pierre poreuse céramique de fine porosité immergée dans un récipient d'eau à la pression atmosphérique ; comme on l'a vu, les pores de la pierre poreuse sont suffisamment petits pour qu'elle ne soit pas désaturée par la pression maximale d'air appliquée dans la cellule. La loi de Jurin montre qu'une céramique capable de contenir une pression maximale de 500 kPa devra avoir des rayons de pore inférieurs à $0,29 \mu\text{m}$. On peut également utiliser des membranes semi-perméables cellulosiques, posées sur une pierre poreuse normale ; ces membranes, qui sont à la base de la technique osmotique de contrôle de succion décrite plus loin (§ 2.4), constituent une sorte de grillage avec une maille de l'ordre de 5 nm. Il est nécessaire que le contact entre l'échantillon de sol à tester et l'élément poreux soit de très bonne qualité, pour faciliter la continuité de la phase liquide entre l'échantillon et la pierre poreuse fine. Il en résulte que la pression d'eau est maintenue nulle au sein de l'échantillon ($u_w = 0$).

La pression d'air étant fixée à une valeur positive supérieure à la pression d'eau, on impose artificiellement une valeur de succion positive :

$$s = u_a - u_w$$

L'expérimentation consiste à placer l'échantillon sous pression jusqu'à ce que l'équilibre soit atteint, ce qui se produit en quelques jours pour des échantillons centimétriques tels que celui de la figure 12. Une fois l'équilibre atteint, on relâche la pression et on extrait rapidement l'échantillon de la cellule, afin de déterminer par pesée sa teneur en eau sous la succion imposée.

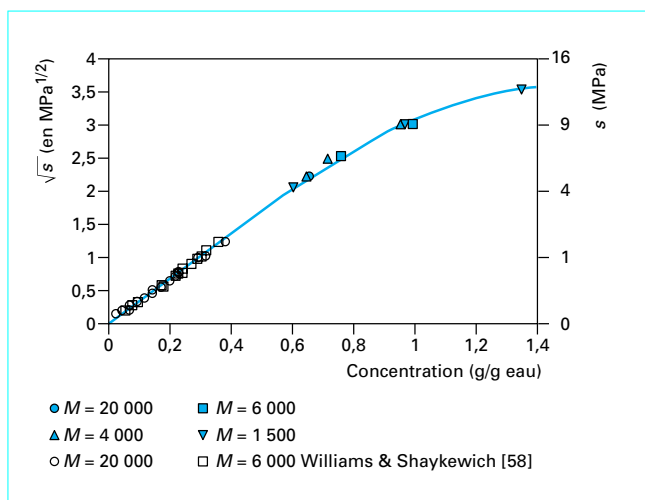


Figure 13 – Technique osmotique : relation entre succion et concentration [18] [58]

Le principe de translation d'axes a été adapté par les géotechniciens sur des appareils de mécanique des sols (œdomètres, essais triaxiaux, boîte de cisaillement). L'ordre de grandeur des suctions maximales imposées avec cette technique est de 1,5 MPa, ce qui impose la réalisation de cellules métalliques de confinement extrêmement fiables, vu l'énergie élastique emmagasinée par les volumes de gaz comprimé. Plus récemment, des extensions à plusieurs dizaines de mégapascals ont été réalisées en Espagne, dans le cadre d'études de la rétention de matériaux très plastiques pour l'étude des barrières ouvragées pour le stockage des déchets nucléaires [56].

2.4 Technique de contrôle osmotique

La technique osmotique provient de la biologie, où elle est utilisée en particulier pour les dialyses. Elle est basée sur l'utilisation de membranes (de dialyse) semi-perméables et d'une solution aqueuse de molécules organiques de polyéthylène glycol (PEG) de grande taille, constituées de longues chaînes de radicaux éthyle (C_2H_4), ce qui leur confère une masse molaire considérable, pouvant aller de 1 000 à 20 000 (1).

(1) Il s'agit de masses molaires en gramme, mais l'usage veut que l'on ne mette pas d'unité.

Comme l'eau peut traverser la membrane alors que les molécules de PEG en solution ne le peuvent pas du fait de leur grande taille, un échantillon mis au contact d'une membrane semi-perméable derrière laquelle circule une solution de PEG est soumis à une succion osmotique, d'autant plus forte que la concentration en PEG est élevée. Le diagramme de la figure 13 regroupe les essais effectués par divers chercheurs sur des PEG de 6 000 et 20 000 [58], et les essais d'extension à fortes suctions (12 MPa) sur des PEG de 1500, 4000, 6000 et 20000 [18]. On observe une excellente compatibilité entre toutes les données et une relation unique, indépendante de la masse molaire, entre la concentration et la succion. Pour les suctions inférieures à 6,25 MPa ($\sqrt{s} < 2,5$), la relation est linéaire et prend la forme simple :

$$s = 11 c^2 \quad (8)$$

De 6,25 à 12 MPa ($\sqrt{s} \approx 3,5$), la courbe s'infléchit légèrement.

La mise en œuvre de la technique osmotique pour la détermination de la rétention d'eau se fait suivant le principe de la figure 14 :

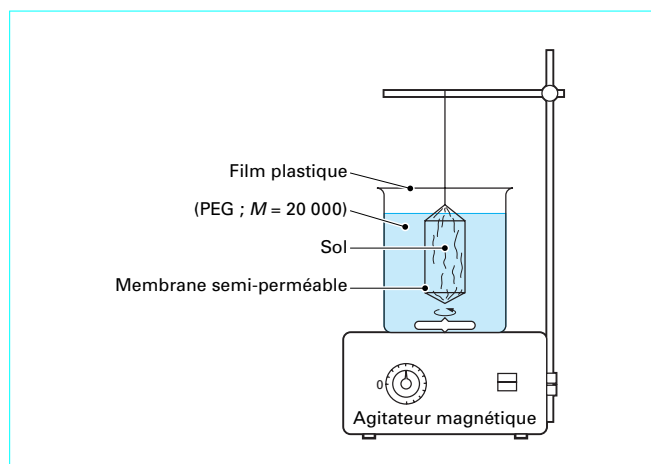


Figure 14 – Mise en œuvre de la technique osmotique

un échantillon entouré d'une membrane osmotique cylindrique est placé dans un bain de solution de PEG posé sur un agitateur magnétique. Des élastiques sont placés autour de l'échantillon de sol pour assurer un bon contact entre le sol et la membrane, et les transferts d'eau interviennent au travers de la membrane jusqu'à l'équilibre, au bout de quelques jours. On extrait alors l'échantillon pour en déterminer la teneur en eau. Du fait des échanges, la concentration de la solution varie légèrement, et on détermine sa valeur finale par réfractométrie, sachant que le degré Brix de la solution est très sensible aux variations de concentrations [18].

L'intérêt majeur de cette technique est que la génération d'une succion positive $s = u_a - u_w$, ne se fait pas artificiellement par application d'une surpression d'air au sein de l'échantillon. La pression d'air reste égale à la pression atmosphérique, et c'est réellement le terme u_w qui est négatif, comme dans la réalité. Des succions atteignant 12 MPa peuvent être atteintes sans précautions particulières, à la différence de la technique de la surpression d'air, qui requiert à ces pressions d'importantes dispositions de sécurité.

2.5 Technique de contrôle par phase vapeur

La technique de contrôle de succion par phase vapeur est basée sur la loi de Kelvin (7). Elle consiste à placer un échantillon dans une atmosphère confinée à humidité contrôlée dans un dessiccateur, et à laisser les transferts d'eau s'effectuer sous phase vapeur jusqu'à l'équilibre, ce qui est assez long et peut durer jusqu'à une dizaine de jours, voire plus selon la taille de l'échantillon et la valeur de la succion. L'humidité relative peut être imposée en plaçant dans le dessiccateur une solution d'acide sulfurique à concentration donnée, ou une solution saline saturée (figure 15). Cette dernière méthode est plus simple d'emploi et moins dangereuse. Le tableau 2 donne les succions obtenues avec différents sels. On voit qu'il n'y a pratiquement pas de limite supérieure en succion :

Exemple : une succion de 332 MPa peut être obtenue avec une humidité relative de 9 % exercée par une solution saturée en KOH.

Il est à noter cependant que les différentes références utilisées pour l'élaboration du tableau 2 [51] [48] [57] [52] [18] donnent parfois plusieurs valeurs d'humidité relatives pour le même sel. Il est possible de préciser la valeur d'un sel donné en l'étalonnant à différentes concentrations vis-à-vis d'un sel dont la courbe concen-

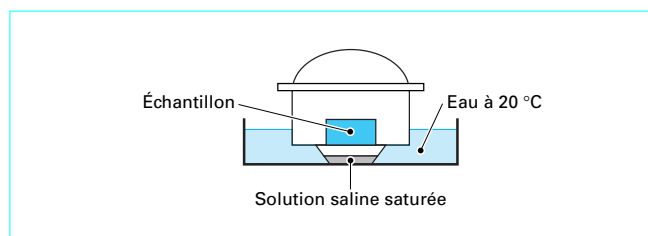


Figure 15 – Contrôle de succion par phase vapeur, à l'aide d'un dessiccateur et d'une solution saline saturée

Tableau 2 – Relation humidité relative – succion – nature du sel (en solution aqueuse saturée)

Sel	Succion (MPa)	Humidité relative (%)
K ₂ SO ₄	4,2	97
ZnSO ₄ · 7H ₂ O	12,6	91,3
(NH ₄) ₂ SO ₄	29	81
NaCl	37,8	76
NaNO ₂	57,3	66
Mg(NO ₃) ₂	82,4	55
K ₂ CO ₃	137,8	44
KCH ₃ CO ₂	182,1	20
KOH	331,9	9

tration/humidité relative est bien établie, comme par exemple NaCl au-dessus de 76 % [36]. Il est préférable d'utiliser cette technique en conditions de température contrôlée à 20 °C. L'inconvénient principal en est la lenteur des échanges par phase vapeur.

2.6 Mesure tensiométrique de la succion

La technique la plus répandue et la plus simple est la tensiométrie, illustrée par le schéma de la figure 16. C'est une mesure de la pression négative de l'eau sous tension, analogue, dans son principe, à celle des pressions positives ; il est cependant nécessaire d'utiliser une pierre poreuse céramique fine, qui doit rester saturée à tout niveau de succion, et qui assure la continuité de l'eau entre le sol non saturé et la chambre du capteur, qui doit rester pleine d'eau. La parfaite saturation de la pierre céramique par de l'eau désaérée est une condition essentielle au bon fonctionnement d'un tensiomètre. Dans le cas d'un capteur de pression électronique, la déformation de la membrane instrumentée se fera dans l'autre sens, que pour une pression positive. Il existe des tensiomètres à jauges de pression mécaniques avec cadran visuels, qui sont couramment employés pour la mesure *in situ* de succions inférieures à 80 kPa.

La limite classique de 80 kPa, due à l'apparition de la cavitation, a pu être repoussée à une valeur étonnamment élevée de 1 500 kPa dans le système tensiométrique récemment mis au point [44], présenté sur la figure 17. Le principe de ce capteur est de réduire l'épaisseur de la chambre d'eau à une valeur proche du millimètre ; il semble que cette petite épaisseur d'eau réduise la probabilité de trouver un noyau (impureté, sel...) permettant l'initiation de la cavitation. L'intérêt majeur de cette extension est de combler le trou qui existait entre la tensiométrie classique (0 – 80 kPa) et la psychrométrie (> 1 MPa).

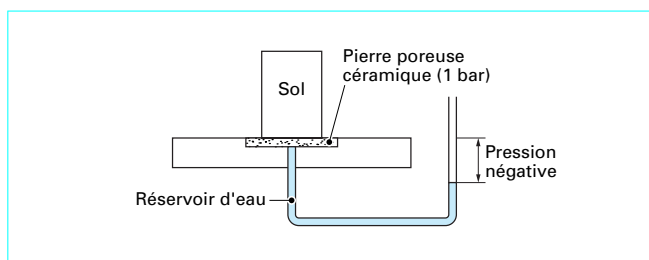


Figure 16 – Principe de la mesure de la succion par tensiométrie

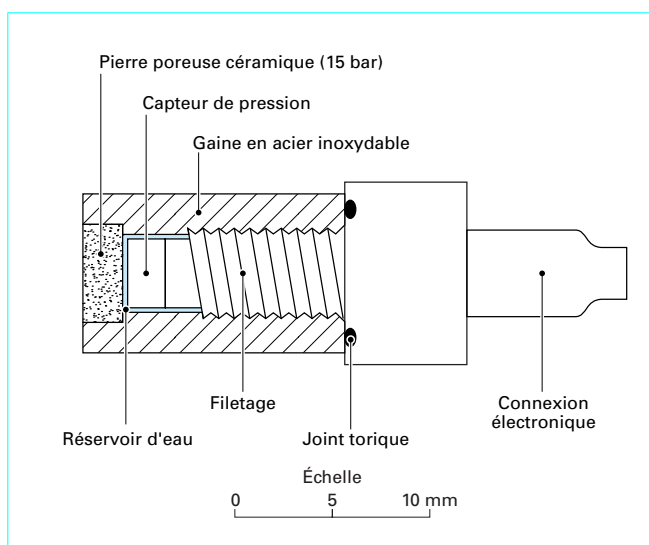


Figure 17 – Tensiomètre de Ridley et Burland [44]

2.7 Mesure psychrométrique de la succion

Dans les techniques psychrométriques, on mesure l'humidité relative à proximité de l'eau interstitielle du sol non saturé, et on en déduit la succion par la loi de Kelvin (7). L'humidité relative est déterminée par la mesure de la température du point de rosée de l'atmosphère considérée, qui est d'autant plus faible que l'air est sec. Le psychromètre à thermocouple [50] fonctionne de la façon suivante : dans un premier temps, la jonction (chrome-constantan) du thermocouple est refroidie par effet Peltier en dessous du point de rosée, et il y a condensation d'une goutte d'eau liquide ; on laisse ensuite l'évaporation se produire, ce qui entraîne un abaissement de la température au niveau de la jonction et une force électromotrice due à l'effet Seebeck qui permet d'accéder à la valeur de l'humidité relative. Il s'agit d'une méthode assez sophistiquée dont les applications pratiques en mécanique des sols sont encore assez rares [23] [55] [60], limitée à une succion maximale de 7 MPa (95 % d'humidité relative), au-delà de laquelle les molécules de vapeur d'eau sont trop rares pour parvenir à la condensation.

Cette limitation est repoussée dans le cas du psychromètre à miroir [20], dans lequel la détection de la condensation est réalisée sur un miroir à température contrôlée, sur lequel est projeté un rayon optique dont on analyse la réflexion. Un système électronique complet gère le refroidissement du miroir et identifie l'instant

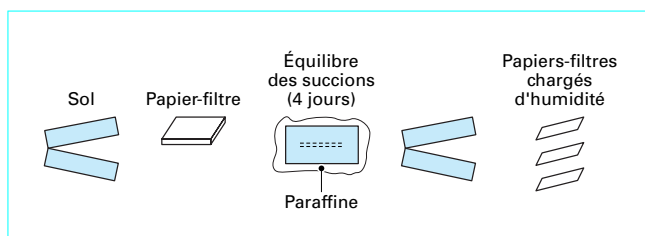


Figure 18 – Méthode du papier-filtre

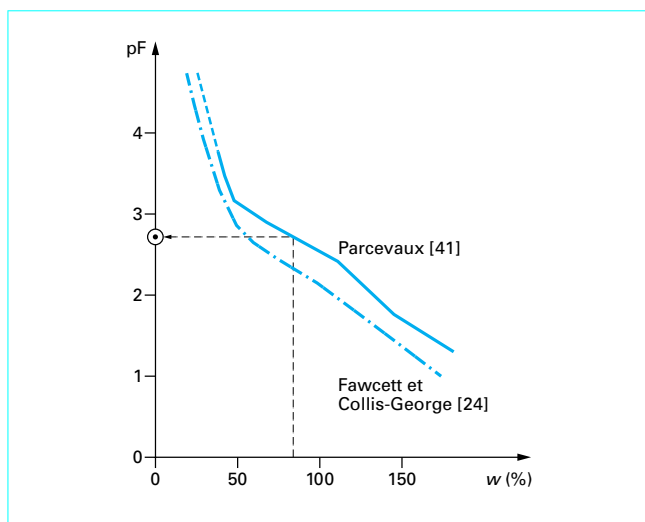


Figure 19 – Courbes d'étalonnage du papier-filtre Whatman n° 42 sec et humide [24] [41]

où des gouttes microscopiques perturbent le rayon optique. Des suctions de plusieurs dizaines de mégapascals peuvent être ainsi mesurées.

2.8 Méthode du papier-filtre

La méthode du papier-filtre [28] [25] [38] [6] est une méthode de mesure de succion simple et pratique, utilisable dans n'importe quel laboratoire disposant d'un système de pesée précis au 1/10 000^e de gramme. Son principe est représenté sur la figure 18. La méthode est basée sur l'emploi d'un papier-filtre dont la courbe de rétention d'eau a été préalablement déterminée au laboratoire ; elle consiste à insérer une triple épaisseur de papier-filtre dans l'éprouvette dont on veut déterminer la succion et à attendre (au moins 24 h) l'équilibre des suctions entre le sol et le papier-filtre, en évitant toute évaporation : on peut paraffiner l'éprouvette ou l'envelopper soigneusement d'un sac plastique. On extrait ensuite les papiers-filtres de l'éprouvette et l'on détermine la teneur en eau de la feuille centrale, non polluée, par une pesée au 1/10 000^e. La connaissance de la teneur en eau et de la courbe de rétention d'eau permet d'accéder à la succion du papier-filtre et donc du sol.

La figure 19 présente des courbes obtenues en chemin de séchage [41] et de remouillage [24] sur le papier Whatman n° 42, très fréquemment utilisé. Si l'on utilise la courbe de Parcevaux [41], il conviendra d'insérer un papier-filtre initialement humide dans le sol.

2.9 Mesures de succion par d'autres systèmes

Ridley & Wray [45] décrivent quelques autres systèmes de mesure de la succion. Une méthode ancienne consiste à mettre en contact le sol à tester avec des corps poreux, dont la variation de résistivité en fonction de la teneur en eau a été étalonnée, et à mesurer la résistivité du corps, une fois l'équilibre hydrique avec le sol atteint. La connaissance de la courbe de rétention d'eau du corps permet d'obtenir la succion à partir de la teneur en eau. Ce système, applicable pour des succions comprises entre 50 kPa et 3 MPa, est très sensible à la salinité de l'eau interstitielle, et il n'est plus très fréquemment utilisé. Une autre propriété du corps poreux dépendante de la teneur en eau, utilisée pour obtenir une mesure de succion, est la conductivité thermique [47]. Ces capteurs ne se sont pas révélés très performants à l'usage.

3. Propriétés de rétention d'eau

3.1 Généralités

La capacité des sols non saturés à attirer et retenir l'eau est quantifiée par la détermination des courbes de rétention d'eau, qui en constituent une caractéristique essentielle. Ces courbes sont déterminées en soumettant un échantillon à un cycle de séchage et de remouillage par application de paliers de succion croissante, puis décroissante, le plus souvent à l'aide de la cellule de Richards. À chaque étape, la mesure de teneur en eau se fait en annulant la pression d'air au sein de la cellule pour retirer rapidement l'échantillon à peser ; l'échantillon est ensuite replacé en cellule pour être soumis à l'étape suivante en succion, par application d'une autre pression d'air qui engendrera soit une infiltration, si elle est inférieure (chemin de remouillage), soit un drainage, si elle est supérieure (chemin de séchage). Les courbes de rétention d'eau sont obtenues en reportant les valeurs de teneur en eau dans un diagramme « logarithme de la succion/teneur en eau ». On peut également les représenter en reportant le degré de saturation en abscisse, ce qui permet d'observer la valeur de la succion de désaturation, qui n'est pas nécessairement nulle, comme on va le voir dans le paragraphe 3.2.

3.2 Courbe de rétention - hystérésis

La figure 20 présente les courbes de rétention obtenues par Croney [10] sur un sable argileux ($11\% < 2\ \mu\text{m}$, $31\% < 0,08\ \text{mm}$). Différentes observations typiques des propriétés de rétention des sols non saturés peuvent être déduites de ces courbes. On note tout d'abord que le chemin parcouru lors du séchage se situe au-dessus du chemin de remouillage, ce qui met en évidence un phénomène d'hystérésis ; il n'existe pas de relation biunivoque entre la succion et la teneur en eau, et la valeur de teneur en eau à une succion donnée dépend du chemin hydrique parcouru pour parvenir à ce point : une **désaturation** à une succion de 100 kPa depuis l'état saturé conduit une teneur en eau de 15 %, alors qu'un **remouillage** depuis l'état sec conduit à une valeur de 8 %.

Cet hystérésis est typique des milieux poreux constitués de pores de taille variable interconnectés en parallèle ou en série, comme le montrent les schémas de la figure 21 :

— figure 21a : lors d'un séchage, lorsque la succion correspond à la vidange du plus gros tube, le petit tube connecté en parallèle ne se vide pas, ce qui conduit à une teneur en eau plus forte ; lors

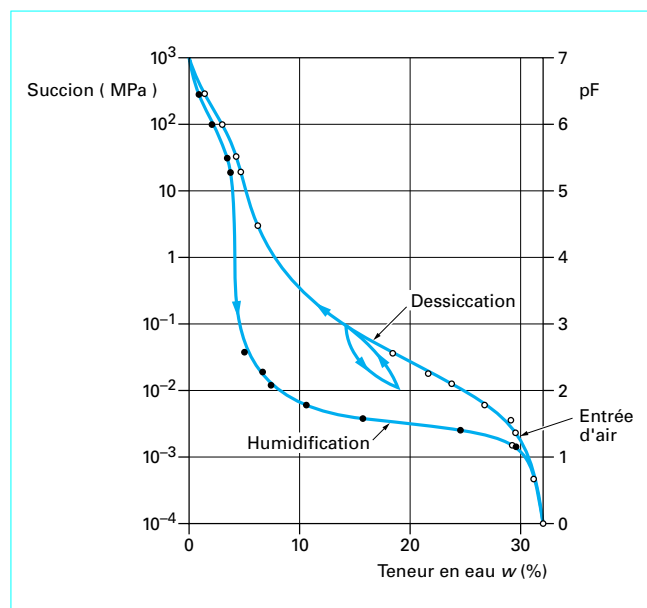


Figure 20 – Courbes de rétention d'eau d'un sable argileux [10]

d'un remouillage, la teneur en eau à la même succion est plus faible du fait que le petit tube est vide ;

— figure 21b : dans une connexion en série de pores de tailles différentes, l'effet dit *effet de goulot* entraîne également, à la même succion, une teneur en eau plus forte lors du séchage [32] ;

— figure 21c : l'angle de contact au remouillage et lors d'un drainage est différent, comme l'illustre l'*effet de goutte* évoqué par Bear [3].

Les 5 % de teneur en eau observés sur la courbe au-dessus de 10 MPa de succion sont attribués à l'eau adsorbée sur la phase argileuse qui, à ce degré de séchage, est plaquée sur les grains de sable, à proximité des contacts intergranulaires. Dans cette zone de fortes succions, on observe une réversibilité raisonnable des courbes, qui semble typique de l'adsorption sur des particules argileuses, dont l'assemblage n'est pas modifié par une réhydratation à ces niveaux de succion ; cette réversibilité de la sorption-désorption de l'eau adsorbée à un niveau microscopique, n'impliquant pas de mécanismes de vidange ou de remplissage de pores interconnectés, a été suggérée par Gens et Alonso [29], et observé macroscopiquement par Delage *et al.* [18] sur des argiles plastifiées fortement compactées.

Au remouillage, on observe qu'il est nécessaire de revenir à des niveaux de succion aussi bas que 10 kPa pour remplir les pores situés entre les grains tapissés d'argile. Cette faible valeur est typique des actions capillaires intervenant dans les pores intergranulaires des sables. Le cycle de séchage-remouillage est réversible, avec une teneur en eau finale égale à la teneur en eau initiale (33 %) et une boucle d'hystérésis fermée, ce qui correspond à une déformation nulle du sol. Ceci est typique des milieux granulaires pas trop lâches, dont l'assemblage n'est pas mécaniquement affecté par l'application de succion.

Les courbes de rétention des sables non argileux sont très dépendantes de leur distribution granulométrique : un sable bien classé possède une distribution très serrée de ses pores intergranulaires, qui se videront subitement quand la succion de désaturation sera atteinte, comme le montre la courbe de séchage du sable de rivière présentée sur la figure 23. Un sable à granulométrie étalée a une distribution de tailles de pores (porosimétrie) uniformément étalée, et le vidage du volume poreux lors de l'augmentation

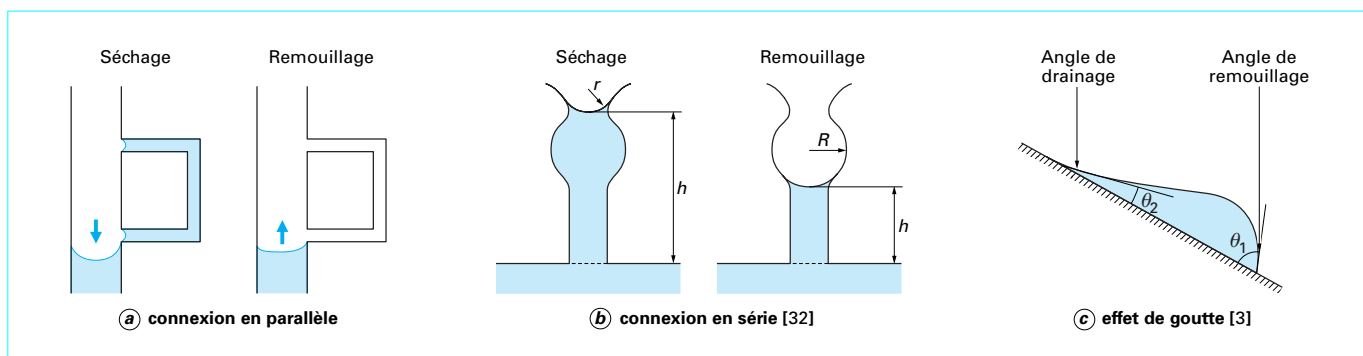


Figure 21 – Mécanismes invoqués pour l'hystérésis des courbes de rétention d'eau

de la succion affectera progressivement des pores de plus en plus petits et sera donc moins brutal (figure 20). C'est ainsi que la courbe de rétention d'eau peut être considérée comme une courbe porosimétrique, qu'il est intéressant de comparer aux courbes porosimétriques obtenues par injection de mercure [16], qui restent cependant assez rares pour les sables.

Le volume du sable étant constant lors d'un cycle en succion, les courbes de rétention en teneur en eau et en degré de saturation sont identiques, et le coude de la courbe de désaturation correspond nécessairement au point d'entrée d'air, comme indiqué sur la figure 20. L'entrée de l'air dans un sable a été décrite sur la figure 4. L'effet de la densité du sable sur les courbes est également facilement interprétable : un sable plus dense aura une teneur en eau à saturation plus faible et le vidage des pores mobilisera des succions plus fortes.

3.3 Cas des sols argileux. Effet de l'indice de plasticité

Le cas des sols argileux est différent dans la mesure où interviennent également les interactions physico-chimiques eau-argile, par le biais de l'eau adsorbée, et une plus grande déformabilité de l'assemblage de particules, qui se rétracte au séchage. La figure 22b tirée de Croney [10] et Croney and Coleman [11], montre les cycles en succion réalisés sur une argile très plastique A_t intacte ($55\% < 2\mu\text{m}$, $I_p = 52$, $w_L = 78$). La figure montre la courbe de séchage d'une boue réalisée avec l'argile remaniée, à une teneur en eau initiale de 107 %, jusqu'à une succion de 1 000 MPa, qui correspond au séchage à l'étuve.

On observe également la réponse d'un échantillon intact ; un premier séchage jusqu'à une succion de 79 kPa suivi d'une réhydratation permet de revenir à la teneur en eau initiale, ce qui a poussé Croney à estimer que la succion de 79 kPa avait été déjà supportée par le sol au cours de son histoire hydrique, en période de sécheresse. En revanche, un cycle incluant un séchage à l'étuve (1 000 MPa) montre que, après réhydratation, on atteint une teneur en eau plus faible que la teneur en eau initiale (31 %), ce qui correspond à une légère contraction irréversible. Le cycle suivant, réalisé dans des gammes de succion déjà supportées par l'échantillon, est réversible et se produit donc sans modification significative de la microstructure. On observe sur l'argile plastique (figure 22) un hystérésis moins marqué que sur le sable de la figure 20, ce qui est dû aux actions physico-chimiques, distinctes des phénomènes de vidage et de remplissage du milieu poreux.

La figure 22a montre la courbe de retrait du sol intact, dans un diagramme « volume/teneur en eau ». Cette courbe permet de déterminer le début de la désaturation (point d'entrée d'air) à une teneur en eau de 17,5 %, valeur en dessous de laquelle les varia-

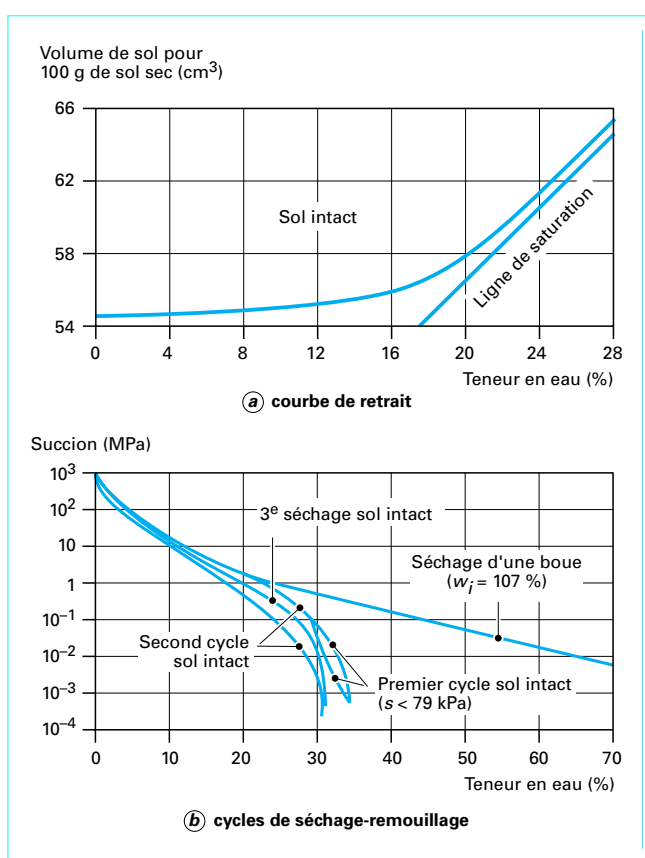


Figure 22 – Courbes de rétention d'une argile plastique [10] [11]

tions de volume global se stabilisent et se distinguent des variations de teneur en eau. Ce point, qui correspond selon les courbes du sol intact (figure 22b) à une succion de 2 500 kPa, n'est pas apparent sur la courbe de rétention d'eau, à la différence des sables, du fait de la déformabilité de l'assemblage argileux lors du séchage. La diminution de teneur en eau depuis la valeur initiale jusqu'à 17,5 % se fait à l'état quasi saturé, avec un retrait correspondant au volume d'eau extrait ; en dessous de 17,5 %, la limite de retrait de l'échantillon intact a été atteinte, le volume devient constant et la désaturation se développe.

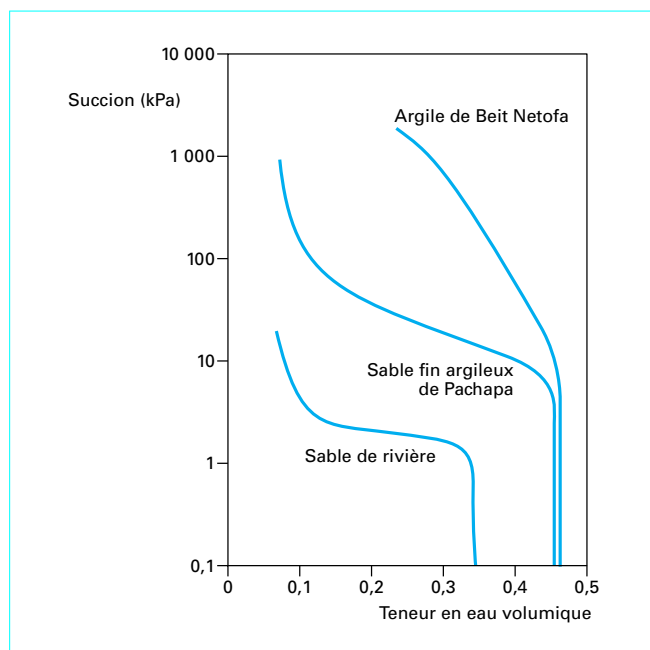


Figure 23 – Courbes de séchage de différents sols [10] [11]

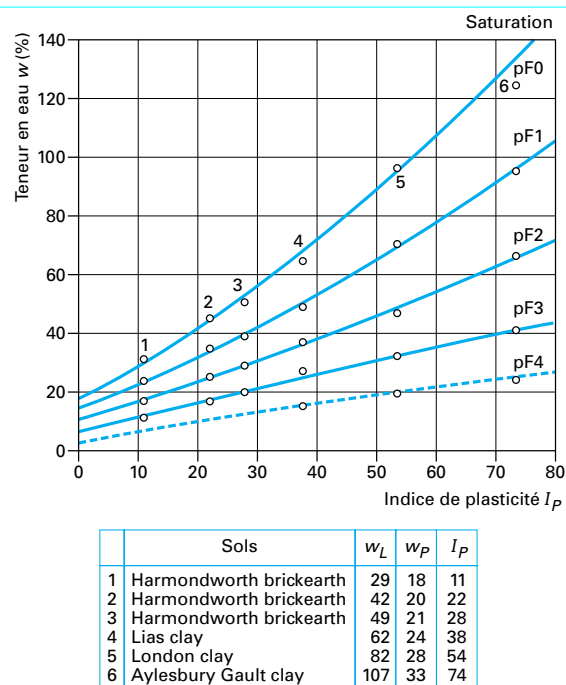
La figure 23 [2] [39] présente les courbes de rétention d'eau (en teneurs en eau volumiques) en séchage pour un sable de rivière, un sable fin argileux de Pachapa et une argile de Beit Netofa. On observe à l'état initial saturé que les teneurs en eau des deux sols fins considérés sont proches, et supérieures à celles du sable. Le coude marqué est caractéristique d'un sable propre et représente le point d'entrée d'air, à une faible succion, inférieure à 2 kPa. Un coude encore apparent est observé à une succion supérieure (7 kPa) pour le sable fin argileux de Pachapa. La détermination du point d'entrée d'air de l'argile de Beit Netofa requiert quant à elle la connaissance de la courbe de retrait du sol (cf. figure 22). Lors du séchage, les succions dans l'argile peuvent atteindre de plus fortes valeurs du fait, d'une part, des interactions d'adsorption décrites au paragraphe 1.2 et, d'autre part, de la faible dimension des particules et des pores interparticulaires, qui engendreront des ménisques de rayons de courbure très faibles.

Exemple : sachant que l'épaisseur d'une plaquette de kaolinite, qui correspondrait à l'empilement de 100 feuillets élémentaires, est égale à $0,07 \mu\text{m}$, on en déduit que le rayon de courbure entre deux plaquettes sera de $0,035 \mu\text{m}$ et entraînera, d'après la loi de Jurin, une succion de 4 285 kPa, soit $pF 3,63$. En fait, une valeur plus forte sera nécessaire pour la désaturation, du fait des interactions physico-chimiques eau-argile.

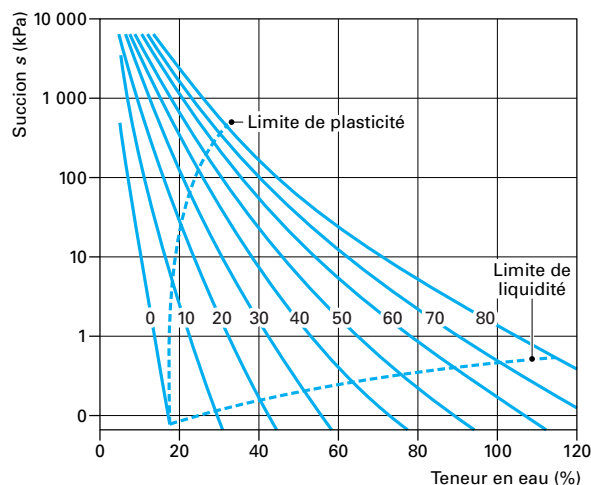
On peut comparer les propriétés de rétention des trois sols en observant que :

- à 10 kPa, le sable est presque sec, alors que le sol de Pachapa et l'argile de Beit Netofa sont encore proches de la saturation ;
- à 40 kPa, le sol de Pachapa est significativement désaturé, ce qui n'est pas le cas de l'argile ;
- à 1 000 kPa, le sol de Pachapa est presque sec, alors que l'argile contient encore une teneur en eau volumique de 0,28.

L'influence importante de la plasticité d'un sol sur ses propriétés de rétention a été clairement mise en évidence dans les travaux de Black [5] sur six sols britanniques de divers indices de plasticité (caractérisés par la relation $I_p = 0,838 w_L - 14,2$). La figure 24a montre, dans un diagramme « teneur en eau – indice de plasticité », les teneurs en eau obtenues pour les six sols placés à



a) diagramme de la teneur en eau en fonction de l'indice de plasticité



b) courbes de rétention d'eau

w_L limite de liquidité
 w_P limite de plasticité

Figure 24 – Effets de l'indice de plasticité sur la rétention d'eau de six sols britanniques [5]

des succions de 0,1 - 1 - 10 - 100 et 1 000 kPa (c'est-à-dire respectivement à $pF 0, 1, 2, 3$, et 4). On observe que, sous une succion donnée, la teneur en eau est d'autant plus forte que l'indice de plasticité du sol est élevé. Il est possible de représenter également ces résultats sous forme de courbes de rétention d'eau (figure 24b). On observe ainsi clairement l'effet de l'indice de plas-

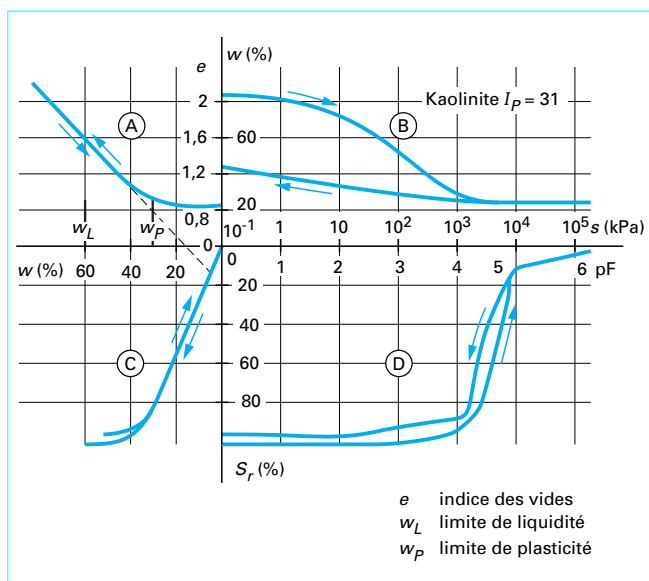


Figure 25 – Présentation des propriétés de rétention d'eau et de variation de volume en quatre diagrammes correspondants [4]

licité sur les courbes de rétention d'eau des sols, avec des courbes de plus en plus décalées vers la droite lorsque la plasticité augmente, conformément à la tendance observée sur la figure 23. Deux courbes donnent les valeurs de succion mesurées aux limites de liquidité et de plasticité : la succion est négligeable à la limite de liquidité ; elle croît et peut atteindre des valeurs importantes (600 kPa pour $I_P = 80$) à la limite de plasticité. Sachant que la limite de retrait, qui correspond au début de la désaturation et au point d'entrée d'air dans le sol, se trouve à des états plus secs que la limite de plasticité, on en déduit qu'un sol plastique peut atteindre des valeurs de succion importantes avant de se désaturer. Ce fait peut avoir des conséquences importantes en cas de sécheresse car, à l'état saturé, la variation de volume du sol qui sèche est égale à celle de l'eau qui se retire du sol (cf. les courbes de retrait de la figure 9).

Une description complète de la courbe de rétention d'eau d'un sol et des variations de volume induites est permise par la présentation en quatre diagrammes proposée par Biarez *et al.* [4] (figure 25). La figure représente les résultats obtenus sur une pâte de kaolinite remaniée ($I_P = 31$) à une teneur en eau initiale $w = 1,5 w_L$. On représente, sur (B) la courbe de rétention d'eau, tournée de 90 degrés par rapport aux présentations précédentes ; sur (D), sont présentées les variations du degré de saturation en fonction de la succion, qui permettent d'observer que la désaturation ne commence qu'à une succion de 1000 kPa ; on retrouve, sur (A), la courbe de retrait représentée sous forme du diagramme « e-w », avec mention des limites d'Atterberg ; sur (C), se trouve un diagramme « w-S_r », en correspondance avec la courbe de retrait.

L'hystérésis des courbes de rétention d'eau fait qu'il n'existe pas de relation biunivoque entre la succion et la teneur en eau d'un sol non saturé. La zone comprise entre les deux courbes de séchage et de remouillage peut être atteinte en appliquant, par exemple, une diminution de succion, à partir d'un point de la courbe de séchage, ou une augmentation de succion à partir de la courbe de remouillage. Ces situations sont très fréquentes à l'état naturel pour des massifs soumis aux cycles d'humidité climatiques, avec un ensemble de points localisés quelque part entre les deux courbes. Ainsi, la connaissance du profil de teneurs en eau d'un massif n'est nullement suffisante pour en déduire la succion correspon-

dante. Sachant que c'est la valeur de la succion qui gouverne le comportement hydraulique et mécanique des sols non saturés, on mesure la difficulté induite par cette hystérésis dans la prévision du comportement.

4. Transferts d'eau dans les sols non saturés

4.1 Équations de transfert en phase liquide

Les équations régissant les transferts d'eau en milieu non saturé ont été initialement définies dans le cas de sols non saturés indéformables, avec continuité de la phase gazeuse, ce qui permet de considérer qu'à tout instant la pression d'air est égale à la pression atmosphérique ($u_a = 0$). Ces hypothèses sont valables dans les sables, pour lesquels la pression d'entrée d'air correspond à de faibles succions. Les premiers calculs sont dus à Richards.

Dans le cas d'un sol non saturé indéformable, l'approche est analogue à celle des sols saturés :

— l'expression de la **charge hydraulique** est déduite du potentiel de l'eau et s'écrit :

$$h = s/\gamma_w + z \quad (9)$$

avec s la succion qui ne tient pas compte du potentiel osmotique ;

— la **loi de Darcy** reste valable en milieu non saturé, mais le coefficient de perméabilité dépend de la teneur en eau. La forme des équations est telle qu'il est préférable d'utiliser la *teneur en eau volumique* θ , d'où l'expression, dans le cas d'un matériau de perméabilité isotrope :

$$\vec{v} = k(\theta) \vec{\text{grad}} h \quad (10)$$

— l'**équation de continuité**, qui exprime la conservation de la masse d'eau, s'écrit dans le cas saturé indéformable : $\text{div } \vec{v} = 0$, ce qui exprime mathématiquement que, à tout moment, la quantité d'eau qui entre dans un volume donné est égale à celle qui en sort. Dans les sols non saturés indéformables, cette condition n'est plus vraie, car il peut y avoir augmentation de la teneur en eau locale par infiltration (ou diminution dans le cas d'un séchage), et donc inégalité des flux sortant et entrant. L'équation de continuité s'écrit dans ce cas :

$$\text{div } \vec{v} = -\frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (11)$$

Le terme $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ décrit les variations locales de la teneur en eau en fonction du temps pendant l'infiltration ou le drainage.

Comme pour les sols saturés, l'équation de transfert s'obtient en reportant l'expression de la vitesse d'écoulement de Darcy dans l'équation de continuité :

$$\text{div} \left[-k(\theta) \vec{\text{grad}} h \right] = -\frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (12)$$

ce qui donne, après quelques transformations :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} \left[-k(\theta) \frac{\partial h}{\partial \theta} \vec{\text{grad}} \theta \right] + \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} \quad (13)$$

Cette équation, dite *équation de Richards*, est fortement non linéaire. Elle montre que l'écoulement dans un milieu non saturé dépend de deux caractéristiques du sol :

— les variations de la perméabilité $k(\theta)$ avec la teneur en eau θ ;

— la courbe de rétention d'eau, car $\frac{\partial h}{\partial \theta}$ n'est autre que la pente de cette courbe, à la teneur en eau θ considérée. Les non-linéarités induites par ce dernier terme sont illustrées par l'allure des courbes de rétention d'eau présentées au paragraphe 3. On verra plus loin (§ 5) l'allure non linéaire des variations de $k(\theta)$.

Les propriétés de transfert en phase liquide des sols non saturés sont donc définies par un paramètre global, fonction de la perméabilité et des propriétés de rétention d'eau du sol, qui s'appelle la diffusivité $D(\theta)$:

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial h}{\partial \theta}$$

L'équation de Richards s'écrit alors sous la forme la plus courante :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} \left[-D(\theta) \overrightarrow{\text{grad}} \theta \right] + \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} \quad (14)$$

L'influence de la gravité sur les écoulements dans les sols non saturés intervient dans le terme $\frac{\partial k(\theta)}{\partial z}$. Elle dépend de l'ampleur de la succion, comme le montre l'expression de la charge hydraulique (9). À l'échelle des ouvrages de génie civil, les deux termes s/γ_w et z sont comparables dans les sables et les matériaux peu plastiques qui présentent, à l'état non saturé, de faibles valeurs de suctions (voir les courbes de rétention § 3) ; pour les sols fins, on atteint facilement plusieurs centaines de kilopascals, ce qui rend négligeable l'effet de la gravité.

La résolution de l'équation de Richards ne peut se faire que numériquement, et les hydrologues ont proposé depuis les années 60 des résolutions basées sur la méthode des différences finies. Ont ensuite été utilisées la méthode des éléments finis et celle des volumes finis.

4.2 Équations de transfert en phase gazeuse

Le transfert de la vapeur peut être décrit par l'équation suivante [34] [46] [42] [21] :

$$q_v = -D_0 \nu \alpha a \nabla p_v \quad (15)$$

avec q_v	le flux de la vapeur d'eau [kg/(m ² · s)],
D_0	la diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air (m ² /s),
$\nu = P_g / (P_g - P_v)$	le facteur d'écoulement de masse,
P_g	la pression de gaz,
P_v	la pression partielle de la vapeur d'eau,
α	la tortuosité,
$a = n(1 - S_r)$	la porosité à l'air,
ρ_v	la masse volumique de la vapeur d'eau.

Krischer *et al.* [34] ont proposé l'expression suivante pour D_0 :

$$D_0 = \frac{2,44 \times 10^{-5}}{P_g} \left(\frac{T}{273} \right)^{2,3} \quad (16)$$

avec T la température thermodynamique.

En condition isotherme, la masse volumique de la vapeur est définie par l'humidité relative h qui est fonction de la teneur en eau volumique θ :

$$\rho_v = \rho_0 h(\theta) \quad (17)$$

avec ρ_0 la masse volumique de la vapeur d'eau saturante ($h = 100\%$).

En reportant l'équation (16) dans (15), on obtient :

$$q_v = -D_0 \nu \alpha a \frac{dh}{d\theta} \nabla \theta \quad (18)$$

L'équation (18) peut s'exprimer en vitesse d'écoulement v :

$$v = \frac{q_v}{\rho_w} = \frac{D_0}{\rho_w} \nu \alpha a \frac{dh}{d\theta} \nabla \theta \quad (19)$$

5. Techniques de mesure de perméabilité

5.1 Généralités

Les mesures de la perméabilité des sols non saturés sont délicates et assez peu répandues actuellement. Comme à l'état saturé, elles peuvent s'effectuer en régime transitoire ou permanent. Des techniques basées sur l'analyse inverse, en utilisant l'équation de Richards, de cinétiques d'infiltration au sein de colonnes se sont également révélées pertinentes pour déboucher sur des valeurs de perméabilités.

5.2 Méthode de Gardner pour la perméabilité à l'eau

Gardner [28] a proposé une technique basée sur l'utilisation de la cellule de Richards (figure 12), qui consiste à suivre au cours du temps la quantité d'eau sortant d'un échantillon soumis à partir de l'instant $t = 0$ à un incrément positif de pression d'air qui correspond à une augmentation de succion. La perméabilité est déduite de l'application simplifiée de l'équation de Richards à cet écoulement, de la façon suivante : on suppose que l'incrément de pression est suffisamment faible pour permettre de considérer que la diffusivité :

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial h}{\partial \theta}$$

varie peu et puisse être considérée comme constante pendant l'expulsion de l'eau ; on suppose également que $k(\theta)$ ne varie pas significativement avec z , ce qui permet d'obtenir la forme suivante simplifiée de l'équation de Richards :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (20)$$

On retrouve une équation similaire à celle de la consolidation unidimensionnelle de Terzaghi, et la détermination de la diffusivité D est analogue à celle du **coefficient de consolidation** c_v . En tenant compte des conditions aux limites particulières à l'essai, Gardner considère la solution exacte en série de Fourier, qui permet d'obtenir la quantité d'eau $Q(t)$ extraite à l'instant t en fonction de la quantité totale d'eau extraite Q_∞ selon la relation :

$$Q(t) = Q_\infty \left[1 - \frac{8}{\pi^2} \sum_{m=0}^{\infty} \frac{1}{(2m+1)^2} \exp \left[-(2m+1)^2 \pi^2 \frac{Dt}{4L^2} \right] \right] \quad (21)$$

avec L la longueur de drainage.

Gardner a montré que pour :

$$t > \frac{4L}{3\pi^2 D}$$

(soit 90 min pour un échantillon de 15 mm d'épaisseur et de diffusivité $D = 5 \times 10^{-9}$ m²/s), le second terme de la série est inférieur à

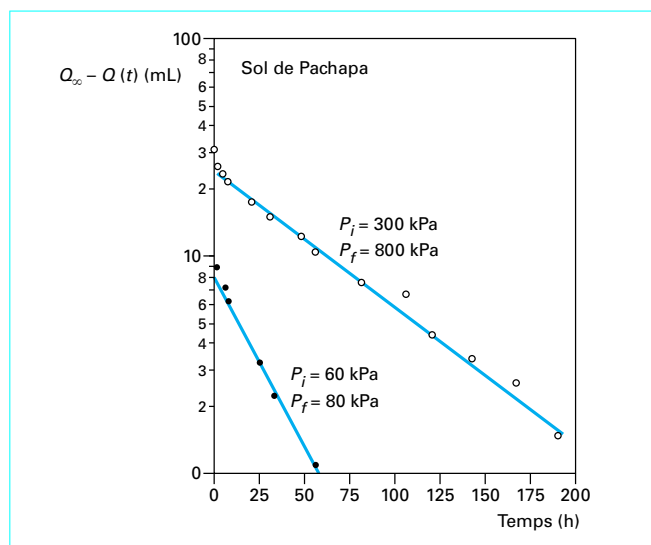


Figure 26 – Variation du volume d'eau expulsé lors de l'application d'un incrément de pression d'air [28]

moins de 1 % du premier, ce qui permet de ne conserver que le premier, et d'obtenir la relation :

$$\ln[Q_{\infty} - Q(t)] = \ln \frac{8Q_{\infty}}{\pi^2} - \frac{\pi^2}{4L^2} Dt \quad (22)$$

L'observation de la figure 26 montre que les variations de $\ln[Q_{\infty} - Q(t)]$ en fonction du temps sont bien linéaires, ce qui permet de déterminer la diffusivité :

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial h}{\partial \theta}$$

et donc la perméabilité $K(\theta)$ au degré de saturation correspondant aux suctions appliquées.

5.3 Méthode en régime permanent pour la perméabilité à l'eau et à l'air

La méthode de détermination de la perméabilité à l'eau et à l'air des sols non saturé en régime permanent a été proposée par Corey [9], d'après une technique provenant de l'industrie pétrolière. Une suction donnée est appliquée à un échantillon par la méthode de translation d'axes, qui impose une condition initiale de pressions d'air u_a et d'eau u_w positives, avec $u_a - u_w > 0$. On applique ensuite de part et d'autre de l'échantillon le même gradient à l'air et à l'eau (en appliquant des incréments $\Delta u_a = \Delta u_w$ à une extrémité de l'échantillon), ce qui permet d'avoir une suction et un degré de saturation constant dans tout l'échantillon, qui est parcouru par un flux constant combiné d'air et d'eau. La figure 27 [25] décrit un dispositif basé sur ce système, où les pierres poreuses céramiques sont remplacées par des membranes semi-perméables placées sur des disques poreux en bronze fritté. Les pressions d'air et d'eau sont respectivement égales à $u_a + \Delta u_a$ et $u_w + \Delta u_w$ d'un côté de l'échantillon, et à u_a et u_w de l'autre, ce qui correspond à une valeur constante de la suction dans tout l'échantillon. On obtient la perméabilité à partir de la mesure du débit permanent, obtenu pour chacun des fluides, et du gradient de pression imposé. Comme toutes les méthodes de perméabilité en régime permanent, cette méthode est de mise en œuvre délicate, car la faible perméabilité des sols non saturés engendre des débits qui peuvent devenir très faibles, et la mesure est très sensible aux fuites et aux variations de température.

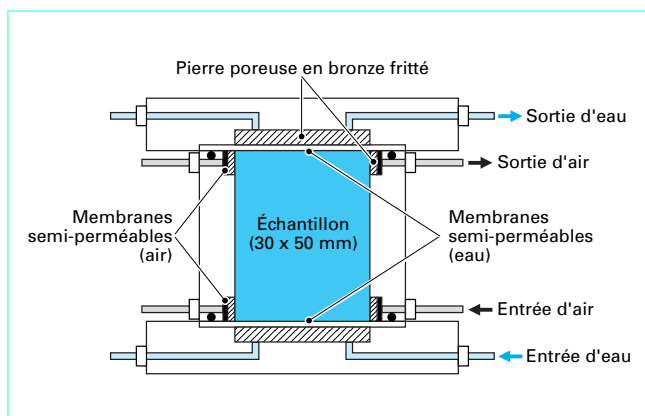


Figure 27 – Système de détermination de la perméabilité à l'eau et à l'air des sols non saturés, en régime permanent [25]

5.4 Méthode du profil instantané pour la perméabilité à l'eau

La méthode du profil instantané consiste à suivre au sein d'une colonne d'infiltration, en fonction du temps, les variations de suction qui interviennent lors de l'infiltration. Dans les sables, la suction est mesurée par tensiométrie [53] ; dans les argiles, pour des suctions suffisamment élevées, on peut utiliser des psychromètres à thermocouple [14]. Une détermination en parallèle de courbes de rétention d'eau permet de déduire, en chaque point, les profils de teneur en eau des profils de suction mesurés. On est ainsi en mesure de présenter des isochrones de suction et de teneur en eau, comme le montre la figure 28 [14], qui correspond à une infiltration à débit injecté constant. Ces isochrones fournissent une description complète de l'infiltration. On observe que la suction initiale de l'éprouvette considérée est proche de 6 MPa (60 bar), ce qui donne une teneur volumique en eau de 0,1. Au bout de 24 heures, seuls les cinq premiers centimètres sont affectés par l'infiltration et présentent une baisse de suction (jusqu'à 3 MPa en début de colonne) et une augmentation de la teneur en eau jusqu'à 0,135. L'autre extrémité de la colonne n'est affectée qu'à partir de 200 heures (8,3 jours), ce qui montre la lenteur des transferts.

Pour un temps t donné, la détermination de la tangente d'une isochrone de suction (figure 28b) donne en chaque point le gradient hydraulique $i = \frac{\partial \psi}{\partial z}$.

Le volume d'eau passé entre deux instants en un point donné est déduit de la différence entre les isochrones de teneur en eau correspondant à ces deux instants, représentée par la zone hachurée sur la figure. L'expression du volume d'eau V passé à une distance x_i du point d'injection au travers de la surface A de la colonne, entre les instants t et $t + \Delta t$, vaut ainsi :

$$V = A \left(\int_{x_i}^L \theta_{t+\Delta t} dx - \int_{x_i}^L \theta_t dx \right) \quad (23)$$

d'où le débit q , calculé entre t et $t + \Delta t$:

$$q = A \frac{\int_{x_i}^L \theta_{t+\Delta t} dx - \int_{x_i}^L \theta_t dx}{\Delta t} \quad (24)$$

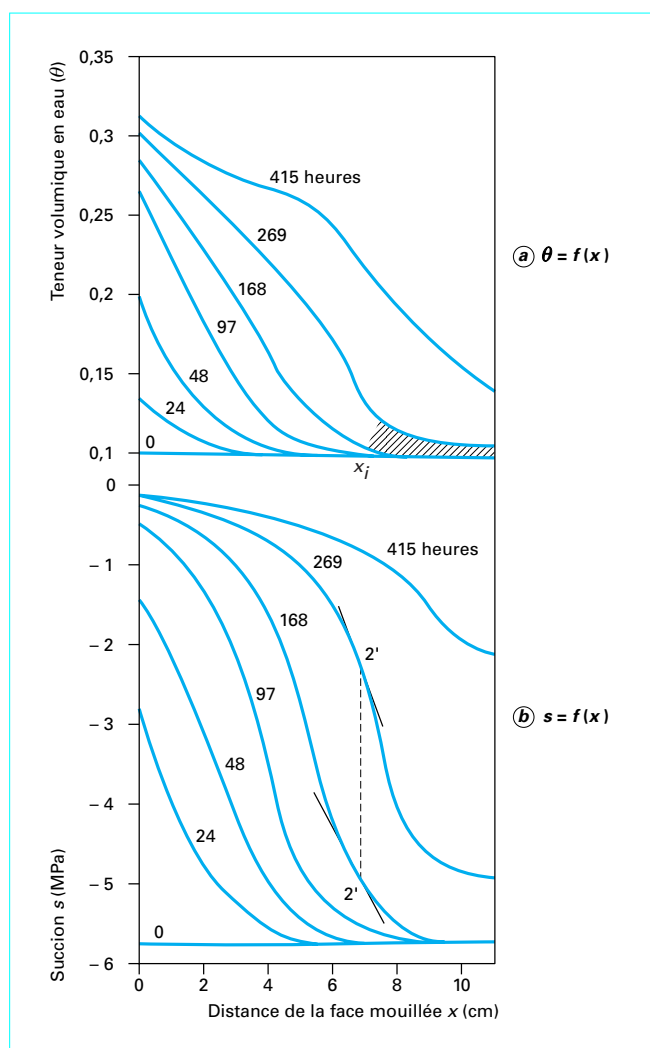


Figure 28 – Isochrones de succion et de teneur en eau lors d'une infiltration [14]

La **perméabilité** est déduite du rapport entre le débit et le gradient, avec pour le gradient une valeur moyenne entre les deux instants considérés, ce qui conduit à :

$$k = -\frac{1}{A} \frac{q}{0,5(i_t + i_{t+\Delta t})} \quad (25)$$

La difficulté de ce procédé est liée à la mesure de la succion par psychrométrie, dans le cas des argiles. Les résultats obtenus par Daniel en termes de perméabilité relative à l'eau en fonction du degré de saturation sont représentés à la figure. La perméabilité relative est égale au rapport de la perméabilité mesurée à un degré de saturation donné et à la perméabilité à saturation ; elle vaut donc 1 quand $S_r = 100\%$. La figure 29 montre que la perméabilité relative à 10 % de saturation peut être de 4 à 5 ordres de grandeur inférieure à la perméabilité du sol saturé, ce qui correspond à une réduction considérable et confirme les difficultés des méthodes de mesure en régime permanent dans ce cas.

Un exemple de variations des perméabilités relatives à l'eau k_{rw} (méthode du profil instantané avec mesures tensiométriques) et à

l'air k_{ra} en fonction du degré de saturation, obtenues par Vachaud *et al.* [53], est représenté sur la figure 30.

L'observation de ces courbes permet de visualiser l'état de chacune des phases en fonction du degré de saturation. Pour S_r compris entre 0 et 25 %, la perméabilité à l'eau est très faible, car il n'y a pas de continuité du film d'eau, alors que la phase gazeuse est elle-même continue. Dans cette plage, les transferts d'eau se font par phase vapeur et sont donc très longs. Jusqu'à $S_r = 50\%$, la perméabilité à l'eau reste faible ; entre 50 et 75 %, elle croît légèrement pour atteindre $0,1 k_{sat}$. Ensuite, l'augmentation est assez rapide, ce qui correspond à un état continu de l'eau.

La perméabilité à l'air (voir § 5.5) décroît, dans le cas considéré, principalement entre 0 et 50 % de saturation. Elle devient nulle à 77 %. Il y a donc continuité de la phase gazeuse en dessous de 77 %, et occlusion de l'air, qui est alors présent sous forme de bulles, au-dessus de 77 % ; la continuité simultanée des deux phases intervient probablement entre 25 et 77 %. Cette notion d'occlusion de l'air est particulièrement importante dans le cas des sols compactés, puisqu'elle a une influence sur la génération des surpressions interstitielles en cours de compactage.

Il ne faudrait pas déduire des résultats de la figure 30 qu'un sol à de faibles degrés de saturation peut, du fait de sa faible perméabilité hydraulique relative, s'opposer à un transfert d'eau. Il va de soi qu'un sol sec soumis à un front d'humidification voit sa perméabilité hydraulique relative atteindre 1 au bout d'une période dont la longueur dépend de la perméabilité relative à l'eau. De nombreuses relations empiriques entre la perméabilité à l'eau et le degré de saturation ont été proposées, généralement basées sur des fonctions puissance de S_r .

5.5 Perméabilité à l'air

Les mesures de perméabilité à l'air, déjà évoquées au paragraphe 5.3 [9], sont également peu répandues, alors qu'elles sont en fait plus simples à réaliser que pour l'eau, dans la mesure où l'écoulement du fluide vis-à-vis duquel on veut mesurer la perméabilité n'altère pas la grandeur à mesurer : une circulation d'eau change le degré de saturation et donc la perméabilité à l'eau, alors qu'une circulation d'air humide ne modifie pas la saturation et ne change pas la perméabilité à l'air qu'on souhaite déterminer. Yoshimi et Osterberg [59] ont proposé un système simple, basé sur l'emploi d'un oedomètre classique qui contient l'éprouvette de sol non saturé, au sein duquel on fait circuler de l'air à charge variable (figure 31).

L'oedomètre est connecté à sa base à un réservoir contenant un volume d'air important, lui-même relié à une source de pression d'air. Le réservoir contient un peu d'eau pour humidifier l'air qui sera injecté dans le sol non saturé. On déconnecte tout d'abord le réservoir de la cellule, et on y applique une légère surpression d'air (< 8 kPa) mesurée dans le tube en U. Dans un deuxième temps, on déconnecte le réservoir de la source de pression, et on ouvre la connexion avec l'oedomètre au temps $t = 0$. L'air peut aussi traverser l'échantillon, ce qui implique que le niveau dans le tube en U descend au cours du temps. Il convient alors de suivre, au cours du temps, le niveau du tube en U. Yoshimi et Osterberg [59] ont démontré que les variations de :

$$\ln [p(t)/p(0)]$$

avec $p(t)$ et $p(0)$ les pressions d'air à t et à l'instant initial sont proportionnelles au temps, comme le montre la figure 32.

Ils démontrent aussi que la **perméabilité intrinsèque à l'air** k_a est déduite de la pente des courbes de la figure, selon l'expression :

$$k_a = -\frac{2,3 V h \mu_a}{t} \frac{\lg \frac{p(t)}{p(0)}}{S \left[p_a + \frac{p(0)}{4} \right]} \quad (26)$$

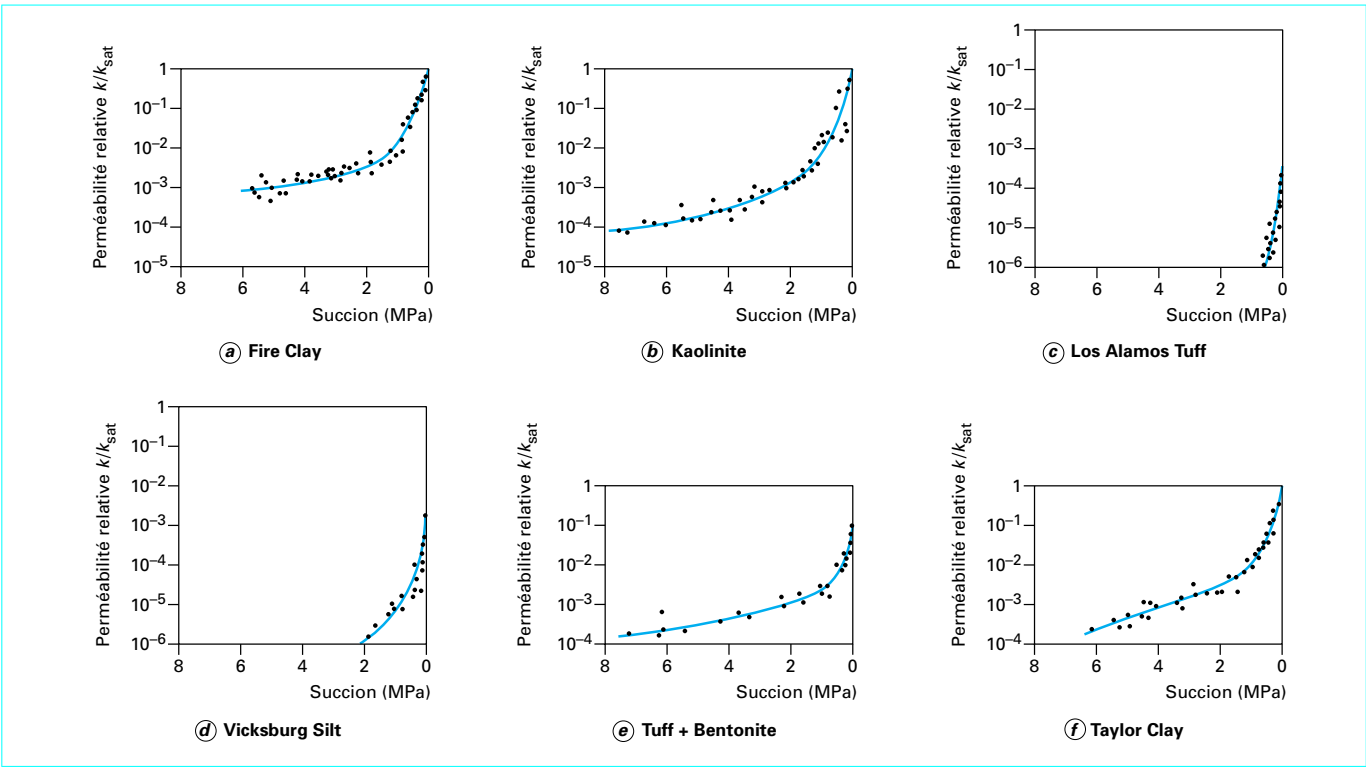


Figure 29 – Perméabilités relatives sur divers sols fins [14]

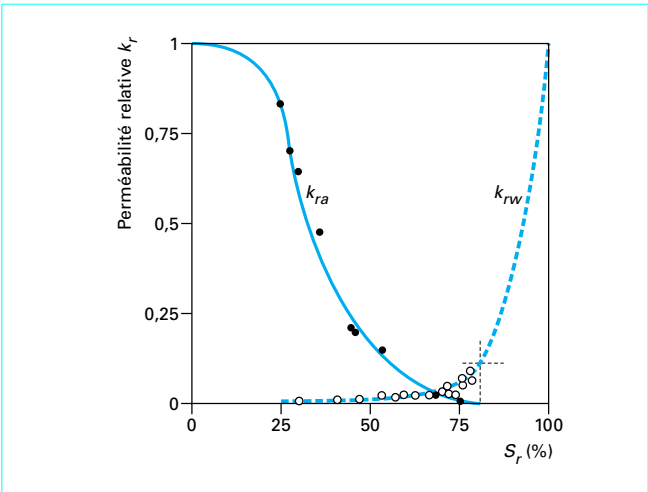


Figure 30 – Perméabilités relatives d'un sable non saturé [53]

avec V le volume du réservoir,
 h et S l'épaisseur et la section de l'éprouvette,
 μ_a la viscosité dynamique de l'air,
 p_a la pression atmosphérique.

On observe que la perméabilité à l'air est uniquement fonction de l'indice des vides occupé par l'air :

$$e_a = e (1 - S_r)$$

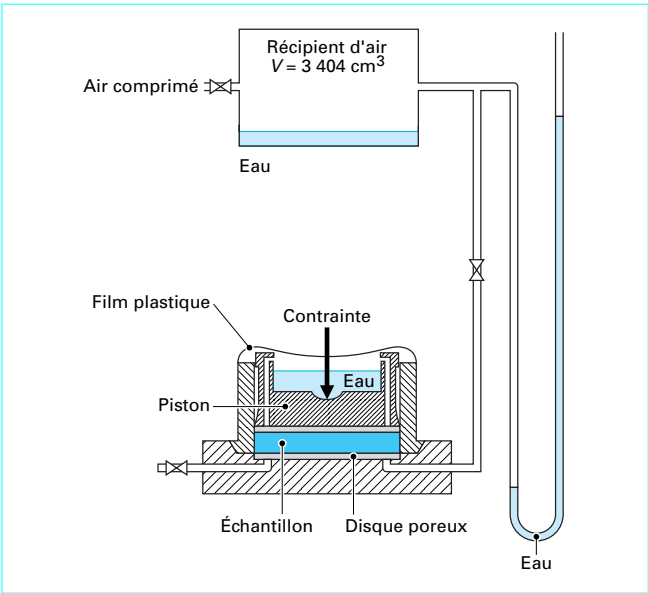


Figure 31 – Système de Yoshimi et Osterberg pour la détermination de la perméabilité à l'air [19]

selon l'expression suivante à deux paramètres a et n , généralement admise :

$$k_a = a [e (1 - S_r)]^n \quad (27)$$

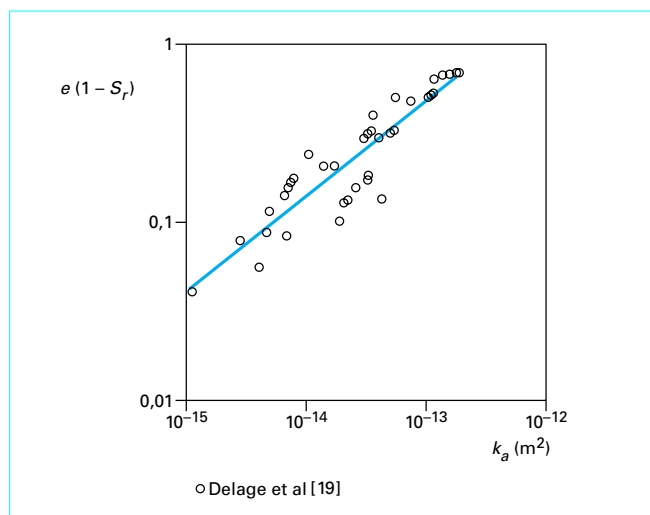


Figure 32 – Résultats d'un essai de perméabilité à l'air [15]

6. Conclusion

L'attraction exercée par un sol non saturé sur l'eau qu'il contient est décrite assez simplement, dans le cas des **sols granulaires**, par la capillarité. En revanche, il est nécessaire, dans le cas des **sols fins**, de prendre en compte les interactions physico-chimiques intervenant entre l'eau et les minéraux argileux, qui sont quantifiées macroscopiquement par les limites d'Atterberg. L'état de l'eau dans un sol non saturé est caractérisé par un potentiel, ou une succion, sachant qu'on utilise parfois les termes de *pression négative* ou de *pression capillaire*.

La **mesure et le contrôle de la succion** dans les sols s'appuient sur diverses techniques, plus ou moins directes et sont de façon générale assez délicates, ce qui explique un certain retard dans l'acquisition de résultats expérimentaux relatifs aux sols non saturés, tant sur les aspects concernant le transfert de fluides (eau et air), que le comportement mécanique. Si les techniques de contrôle de succion, qui proviennent de la science du sol, sont bien maîtrisées et disponibles dans un nombre croissant de laboratoires, les techniques de mesure de succion font encore l'objet de recherches. L'extension récente de la tensiométrie à des valeurs de succion aussi élevées que 1,5 MPa constitue, à cet égard, un acquis important, qui mérite d'être consolidé en améliorant la fiabilité et la facilité de la mesure. La méthode du papier-filtre, plus ancienne, est d'un abord plus aisé et connaît un développement manifeste ; il est vrai qu'elle pourrait être davantage utilisée dans la pratique, sur des prélèvements de sols intacts, et donner d'intéressantes informations complémentaires, en particulier sur les problèmes de gonflement-rétraction de fondations, ou sur l'état initial d'un massif compacté d'ouvrage en terre ou de barrière de confinement.

La **courbe de rétention d'eau**, qui donne les variations de teneur en eau en fonction de la succion appliquée, en suivant des chemins

de séchage (succion croissante) ou de remouillage (succion décroissante), est une caractéristique fondamentale d'un sol non saturé. Elle permet de quantifier, à chaque teneur en eau ou degré de saturation, l'ampleur de l'attraction exercée par le sol sur l'eau. Cette attraction reste assez faible dans les sols sableux ou peu plastiques (quelques dizaines de kilopascals) ; elle atteint quelques centaines de kilopascals dans les limons et peut monter à des valeurs supérieures dans les sols plus plastiques, au sein desquels les interactions eau-argile sont importantes. L'ampleur de la succion, qui dépend également de la microstructure, conditionne les mouvements d'eau dans les sols non saturés et influe fortement sur les propriétés mécaniques.

Les **transferts d'eau** au sein des sols non saturés dépendent de l'allure de la courbe de rétention d'eau, et de la valeur de la perméabilité à l'eau en sol non saturé, qui est fonction du degré de saturation. L'application des équations de conservation de masse et de la loi de Darcy généralisée aux milieux non saturés, sous l'hypothèse d'indéformabilité du massif, permettent de déboucher sur l'équation de Richards, qui gouverne les écoulements en sol non saturé. Les traitements numériques de cette équation sont à présent satisfaisants et permettent de modéliser correctement les infiltrations dans les massifs compactés, dans le cas des barrages ou des barrières étanches de confinement par exemple. La difficulté réside davantage dans la détermination expérimentale de la perméabilité à l'eau en sol non saturé, qui requiert des dispositifs assez sophistiqués et encore assez peu répandus. Dans les **sols fins**, il y a en général un couplage non négligeable entre les écoulements et le comportement mécanique ; cela revient à dire que les écoulements, en modifiant les caractéristiques mécaniques du massif, engendrent des redistributions de contraintes et des déformations.

Les préoccupations récentes relatives au **confinement des déchets**, notamment nucléaires, ont attiré l'attention sur les transferts gazeux, incluant la convection du gaz et les transferts de vapeur d'eau. Dans ce domaine complexe, il semble que les méthodes de résolution numérique soient actuellement en mesure de fournir des calculs de qualité, l'effort à faire restant là aussi dans le développement des méthodes d'identification et de caractérisation des paramètres pertinents.

Dans la pratique, une meilleure connaissance du statut de l'eau et des propriétés de rétention et de transfert de l'eau dans les sols non saturés permet de mieux comprendre le comportement d'ouvrages bâtis en sol non saturé tels que les ouvrages en sol compacté (remblais routiers, barrages en terre, barrières géologiques d'étanchéité de centres de stockage de déchets). Les sols non saturés préoccupent beaucoup les occupants des régions arides à semi-arides, mais il convient de rappeler que certains loess et limons rencontrés en France sont également non saturés à l'état naturel (loess de Picardie, limons des plateaux de l'Est parisien...) et peuvent présenter une sensibilité particulière aux changements de teneur en eau résultant de l'interaction entre le massif de sol et l'atmosphère (précipitations, sécheresse, effet des plantations). Les problèmes de rétraction liés à la sécheresse dans les pays tempérés implique la circulation d'eau sous état de succion dans des sols plastiques ; on réalise de plus en plus que la non-saturation intervient dans la stabilité des pentes, y compris dans les régions tempérées. L'ensemble de ces problèmes pratiques sera mieux perçu avec une meilleure connaissance du statut de l'eau dans les sols non saturés.