



Université Mohamed khider –Biskra

Faculté d'Architecture, de l'Urbanisme, de Génie Civil et de l'Hydraulique

Département de Génie civil et d'Hydraulique

MÉMOIRE DE MASTER

Sciences et Technologies

Filière : Génie civil

Spécialité : GEOTECHNIQUE

Réf. :

Présenté et soutenu par :

KAOUACHE MOHAMED DAYA EDDINNE

Le: [Click here to enter a date.](#)

Étude expérimentale de la relation succion – perméabilité dans les sols granulaires à l'aide du modèle de van Genuchten

Jury :

Encadrante :	Dr. Linda BOUACIDA	Université de Biskra
Président :	Dr.....	Université de Biskra
Examineur :	Dr.....	Université de Biskra

Année universitaire : 2024/2025

REMERCIEMENTS

Ce travail de recherche a été réalisé au Département de Génie Civil et Hydraulique de la Faculté des Sciences et de la Technologie de l'Université Mohamed Kheider - Biskra.

Au terme de ce parcours académique, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à toutes celles et tous ceux qui m'ont soutenu(e) et accompagné(e) tout au long de mes années d'études, et plus particulièrement dans la réalisation de ce mémoire.

Je tiens avant tout à adresser mes remerciements les plus sincères à Madame la Professeure Linda Bouacida, enseignante à l'Université de Biskra et directrice de ce mémoire, pour son accompagnement attentif, ses conseils judicieux et sa disponibilité constante. Son encadrement rigoureux et bienveillant a grandement contribué à la réussite de ce travail, et je lui en suis profondément reconnaissant(e).

Je remercie également l'ensemble de mes éminents enseignants pour leur générosité dans le partage de leur savoir, leur soutien et leur inspiration, qui ont nourri mon parcours académique et m'ont permis de progresser avec confiance. Chaque mot, chaque remarque de leur part a été une pierre précieuse dans la construction de ce mémoire.

Ma reconnaissance va également à ma famille bien-aimée — mon père, ma mère et mes sœurs — qui ont toujours été là pour moi, me soutenant avec amour, patience et prières dans les moments de doute comme de réussite. Leur présence a été le pilier de mon cheminement.

Enfin, je n'oublie pas mes amis fidèles, compagnons de route dans cette aventure universitaire, pour leur encouragement, leur bonne humeur et les instants partagés qui ont illuminé ces années d'études.

RESUME

Cette recherche expérimentalement et analytiquement étudie la perméabilité non saturée des sables en fonction de leur succion, en appliquant le modèle de van Genuchten. L'aspect original de ce travail réside dans la prise en compte d'un paramètre généralement négligé dans ce domaine : l'indice de densité. Des essais tensiométriques et des mesures de perméabilité en laboratoire ont été réalisés sur cinq types de sables, permettant d'analyser l'effet de la densité relative sur ce comportement hydrique.

Les résultats ont permis de tracer les courbes de rétention d'eau et d'extraire les paramètres du modèle de van Genuchten pour chaque échantillon. Les courbes de perméabilité en fonction de la succion ont montré une dépendance à l'indice de densité, en plus de la structure poreuse. Cette démarche contribue à mieux comprendre le comportement hydromécanique des sables partiellement saturés et propose d'améliorer le modèle classique en intégrant un paramètre physique fondamental au sein des matériaux granulaires.

Mots clés: Succion; Perméabilité; Sols non saturés; Courbe de rétention d'eau (SWRC); Modèle de Van Genuchten; Paramètres du sol ; Drainage.

ملخص

يقدم هذا العمل دراسة تجريبية وتحليلية لنفاذية الرمال غير المشبعة كدالة لدرجة الشد، من خلال تطبيق نموذج فان جينوختن. وتكمن أصالة هذا البحث في إدخال معامل نادراً ما يؤخذ في الاعتبار في مثل هذه الدراسات، وهو مؤشر الكثافة النسبية. من خلال الجمع بين اختبارات الشد واختبارات النفاذية في المختبر التي أجريت على خمسة أنواع من الرمال، تم تقييم تأثير الكثافة النسبية على السلوك الهيدروليكي للمواد الحبيبية. وقد تم رسم منحنيات احتباس الماء واستخلاص معاملات نموذج فان جينوختن لكل حالة. بعد ذلك، تم إنشاء منحنيات النفاذية كدالة لدرجة الشد، وأظهرت النتائج اعتماداً قوياً للنفاذية على مؤشر الكثافة النسبية، بالإضافة إلى تأثير بنية المسام. تساهم هذه المقاربة في فهم أفضل للسلوك الهيدروميكانيكي للرمال غير المشبعة جزئياً، وتقتصر تحسيناً للنموذج الكلاسيكي من خلال إدخال معامل فيزيائي أساسي له أهمية كبيرة في دراسة الترب الحبيبية.

الكلمات المفتاحية: الشفط؛ النفاذية؛ الترب غير المشبعة؛ منحنى الاحتفاظ بالماء (SWRC) ؛ نموذج فان غينوختن؛ خصائص التربة الهيدروليكية؛ الصرف.

ABSTRACT

This research experimentally and analytically studies the unsaturated permeability of sands as a function of their suction, applying the van Genuchten model. The original aspect of this work lies in the consideration of a parameter generally neglected in this field: the density index. Tensiometric tests and laboratory permeability measurements were carried out on five types of sand, allowing analysis of the effect of relative density on this hydrological behavior.

The results made it possible to plot water retention curves and extract the van Genuchten model parameters for each sample. The permeability curves as a function of suction showed a dependence on the density index, in addition to the pore structure. This approach contributes to a better understanding of the hydromechanical behavior of partially saturated sands and proposes to improve the conventional model by integrating a fundamental physical parameter within granular materials.

Keywords: Suction; Permeability; Unsaturated soils; Soil Water Retention Curve (SWRC); Van Genuchten model; Soil parameters; Drainage.

Liste des figures

Figure I-1 : Différents états de l'eau dans le sol	21
Figure I-2 : Tension de surface. Forces intermoléculaires sur la pellicule contractile et dans l'eau et Pressions et tension de surface agissant sur la pellicule en deux dimensions.....	24
Figure I-3 : Modèle physique du phénomène deffet capillaire	25
Figure I-4 : ménisque capillaire, a : sol granulaire ; b : sol fin	26
Figure I-5: Courbe de succion.....	30
Figure I-6: Phénomène d'hystérésis pour un fluide mouillant lors d'un écoulement bi-phasique.....	31
Figure I-7: Mécanismes invoqués pour l'hystérésis des courbes de rétention d'eau.....	32
Figure I-8: Les paramètres caractérisant la courbe de succion d'eau.....	33
Figure I-9: Influence de plasticité sur la teneur en eau saturé et la valeur d'entrée d'air.....	33
Figure I-10: Différentes phases de la courbe de succion	35
Figure I-11 : Courbe de rétention d'eau de Books et Corey.....	36
Figure I- 12 : Courbe de rétention d'eau de Van Genuchten.	38
Figure I-13: Schéma de principe de l'équipement triaxial équipé d'une sondePsychrométrique...	42
Figure I-14 : Plaque de succion.....	43
Figure I-15: Méthode du papier-filtre	44
Figure I-16: Schéma d'une cellule triaxiale adaptée aux sols non saturés méthode de la surpression d'air.....	45

Figure I-17: Schématisation d'un Tensiomètre.....	46
Figure II-1: Perméabilité relative en fonction de la saturation volumique pour la phase liquide (rouge) et la phase gazeuse (bleu).....	51
Figure II-2 : perméabilité équivalente d'un sol stratifié.....	52
Figure II-3 : schématisation de principe de Klinkenberg.....	53
Figure II-4: Schématisation de perméamètre.....	54
Figure II-5: Système de détermination de la perméabilité à l'eau et à l'air des sols non saturés, en régime permanent.....	56
Figure II-6: Système de Yoshimi et Osterberg pour la détermination de la perméabilité à l'air.....	57
Figure II-7: Schématisation de dispositif expérimental de Darcy.....	58
Figure II-8 : Variation de la vitesse de percolation de l'eau.....	59
Figure II-9: Domaine de validité de la loi de Darcy.....	60
Figure III.1: Les types des sables utilisés.....	72
Figure III.2: Analyse granulométrique.....	73
Figure III.3: Courbes granulométriques des matériaux étudiés.....	87
Figure III.4: Détermination de l'indice de vides (e_{max}).....	75
Figure III.5: Détermination de l'indice de vides (e_{min}).....	75
Figure III.6: Détermination de la masse volumique.....	77
Figure III.7: (a) Tube de mariotte + cellule oedométrique, (b) cellule oedométrique.....	78
Figure III.8: Schéma explicatif des processus de séchage et mouillage dans le réseau poreux constitué de cylindres de rayon.....	79
Figure III.9: Schéma explicatif de principe de la méthode tensiométrique de mesure de la succion.....	80
Figure III.10: Procédure de l'essai tensiométrique.....	81
Figure IV-1: Influence de la densité sur la perméabilité des sables.....	85

Figure IV-2 : Évolution de la perméabilité en fonction de la taille moyenne des	85
Figure IV-3: Sable Type 1 ($D_{g50} = 0,28$ mm, Classification : Argileux).....	86
Figure IV- 4: Sable Type 2 ($D_{g50} = 0,35$ mm, Classification : Argileux).....	87
Figure IV- 5: Sable Type 3 ($D_{g50} = 0,44$ mm, Classification : Propre).....	87
Figure IV- 6: Sable Type 4 ($D_{g50} = 0,77$ mm, Classification : Très Propre).....	88
Figure IV- 7: Sable Type 5 ($D_{g50} = 2,51$ mm, Classification : Très Propre).....	88
Figure IV-8: Courbes de rétention d'eau pour les cinq types de sable étudiés.....	89
Figure IV- 9 : Effet de l'indice de densité.....	90
Figure IV.10: Ajustement du modèle de van Genuchten pour $ID = 0.9$	91
Figure IV.11 : la relation entre la succion et la perméabilité de cinq types de sable.....	96
Figure IV.12 : Effet de l'indice de densité sur la perméabilité en fonction de la succion pour le sol de type 1 ($D_g = 0,28$ mm, $C_u = 1,82$).....	97

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I- 1 : Les formules de la courbe de rétention.....	39
Tableau II-1 : Valeurs de perméabilité selon Castagny.....	61
Tableau II-2 : Valeurs de perméabilité de quelques sols.....	61
Tableau II-3 : Tableau de correspondance perméabilité / aptitude à l'infiltration.....	62
Tableau II – 4: Principales formules empiriques et leurs applications pratiques.....	66
Tableau II -5: expressions empiriques de la perméabilité relative ou non saturée.....	68
TableauIII.1: récapitule toutes les caractéristiques physiques.....	77
Tableau IV.1: Résultats des essais de perméabilité selon l'indice de densité pour cinq types de sables.....	84

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS.....	2
RESUME.....	3
LISTE DES FIGURE.....	5
LISTE DES TABLEAUX.....	8
SOMMAIRE.....	9
TABLE DES NOTATIONS.....	15
INTRODUCTION GENERALE.....	18

CHAPITRE I

LES SOLS NON SATURÉS ET LA PROPRIÉTÉ D'ABSORPTION

INTRODUCTION	22
1. LA MORPHOLOGIE ET L'ÉTAT DES SOLS.....	22
1.1. L'eau dans le sol	22
1.2. Les gaz présents dans le sol	23
1.3. Capacité au champ	23
1.4. Le seuil de flétrissement	23
1.5. Le sol sec	24
1.6. Le sol saturé en eau	24
2. CONCEPTS FONDAMENTAUX RELATIFS AU SOL NON SATURÉ	24
2.1. L'analyse granulométrique du sol.....	24

2.2. Texture et structure du sol.....	24
2.3. La caractéristique de la porosité	24
2.4. La teneur volumique en eau et les degrés d'hydratation du sol	24
2.5. La saturation résiduelle.....	25
2.6. La tension superficielle.....	25
2.7. Le phénomène capillaire dans le sol.....	26
3 – CONCEPT DU PHÉNOMÈNE DE SUCCION.....	29
4- TYPES DE SUCTIONS DANS LES SOLS NON SATURÉS.....	29
4.1 Suction globale.....	29
4.2 Suction matricielle.....	29
4.2.1 Suction capillaire.....	29
4.2.2 Suction d'adsorption.....	30
4.3 Suction osmotique	30
5 - COURBE DE SUCCION.....	31
5-1 Hystérèse de la courbe de suction.....	32
5-2 Points caractéristiques de la courbe de rétention.....	34
5-3 Fonction de Transfert Pédologique (PTF).....	35
5-4 Différentes phases de la courbe de suction.....	35
5-5 Formules de la courbe de rétention.....	36
6- TECHNIQUES D'ÉVALUATION DE LA SUCCION.....	43
6-1 Mesure psychrométrique de la suction.....	43
6-2 Plaque de suction.....	44
6-3 Méthode du papier filter.....	45
6-4 Méthode de pression d'air positive	46

6.5 Le Tensiomètre (dispositif de contrôle de la succion dans le sol).....	47
CONCLUSION.....	48

CHAPITRE II

LE CONCEPT DE PERMÉABILITÉ (PERMEABILITY) ET LES FACTEURS QUI L'INFLUENCENT.

INTRODUCTION	50
1. CONCEPTS FONDAMENTAUX DE LA PERMÉABILITÉ DANS LES SOLS.....	50
2. ANALYSE DES FACTEURS INFLUENÇANT LA PERMÉABILITÉ DU SOL	50
3. LES DIFFÉRENTES FORMES DE PERMÉABILITÉ.....	51
3.1. Perméabilité intrinsèque (propriétés du sol indépendantes du fluide)	51
3.2. Perméabilité effective (taux de circulation de l'eau dans un sol saturé).....	52
3.3. Perméabilité relative (rapport de la perméabilité dans un sol non saturé à un sol saturé).....	52
3.4. Perméabilité équivalente (représentation simplifiée de la perméabilité d'un milieu hétérogène)	53
3.5. Perméabilité apparente ou absolue (perméabilité dans le cas de l'écoulement d'un seul fluide sans interactions)	54
4 . LES MODES D'ÉCOULEMENT DANS LES SOLS.....	56
4.1. Écoulement saturé (mouvement de l'eau dans un milieu entièrement saturé).....	56
4.2. Écoulement non saturé (mouvement de l'eau dans un sol contenant à la fois de l'air et de l'eau).....	56
4.3. Écoulement saturé variable (variation de l'écoulement de l'eau selon les conditions hydrauliques au cours du temps).....	56
5. MESURE DE LA PERMÉABILITÉ EN LABORATOIRE.....	56
5.1. Perméabilité des sols saturés.....	56

5.2 Perméabilité des sols non saturés.....	57
5.2.1. Techniques de mesure en conditions contrôlées.....	57
5.2.2. Méthodes in situ pour l'estimation de la perméabilité sur le terrain.....	59
6. LA LOI DE DARCY (LOI DE DARCY)	59
6.1. Domaine de validité de la loi de Darcy.....	61
6.2. Extension et généralisation de la loi de Darcy.....	62
7 .DIFFÉRENTES FORMULATIONS DE LA PERMÉABILITÉ (MÉTHODOLOGIE ET EXPERIMENTATIONS)	64
7.1. Formules de perméabilité en sols saturés.....	64
7.2. FORMULES DE PERMEABILITE DANS LES SOLS NON SATURES.....	68
CONCLUSION	71

CHAPITRE III

MATERIAUX ETUDIES ET TECHNIQUE EXPERIMENTALES

INTRODUCTION	73
1. DESCRIPTION DES MATÉRIAUX ÉTUDIÉS.....	73
2.CARACTÉRISATION DES MATÉRIAUX GRANULAIRES.....	73
2.1. L'analyse granulométrique.....	74
2.2. L'indice des vides.....	75
2.3. La masse volumique	77
3.Dispositif de mesure de perméabilité.....	78
4. PROTOCOLE D'ESSAI TENSIONNOMÉTRIQUE.....	79
4.1. Méthode tensionnométrique.....	79

4.2. Programme Expérimental.....	80
4.3. Procédure de l'essai tensiometrique.....	81
CONCLUSION	82

CHAPITRE IV

PRESENTATION ET ANALYSE DES RESULTATS.

INTRODUCTION	85
1. INFLUENCE DE LA DENSITÉ SUR LA PERMÉABILITÉ DES SABLES.....	85
2.ÉVOLUTION DE LA PERMÉABILITÉ EN FONCTION DE DIAMTRE MOYENNE DES GRAINS DG50.....	85
3.ÉVOLUTION DE LA PERMÉABILITÉ EN FONCTION DE LA TAILLE MOYENNE DES GRAINS DG50.....	86
4.ÉTUDE DES COURBES DE RÉTENTION D'EAU.....	87
4.1 Analyse par Type de Sable.....	87
4.1.1 Sable Type 1 (Dg50 = 0,28 mm, Classification : Argileux).....	87
4.1.2 Sable Type 2 (Dg50 = 0,35 mm, Classification : Argileux).....	88
4.1.3 Sable Type 3 (Dg50 = 0,44 mm, Classification : Propre).....	88
4.1.4Sable Type 4 (Dg50 = 0,77 mm, Classification : Très Propre).....	89
4.1.5 Sable Type 5 (Dg50 = 2,51 mm, Classification : Très Propre).....	89
4.2. Courbes de rétention d'eaul degré de saturation en fonction de la succion.....	89
4. 3.effet de l'indice de densité.....	90
5.AJUSTEMENT DES COURBES DE RÉTENTION ET MODÉLISATION DE LA PERMÉABILITÉ.....	91

6.ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DE LA RELATION SUCCION-PERMÉABILITÉ DANS LES CINQ SABLES ÉTUDIÉS À L'AIDE DU MODÈLE DE VAN GENUCHTEN....	93
7. ANALYSE DÉTAILLÉE DES COURBES INDIVIDUELLES.....	93
8.ANALYSE DE LA COURBE COMPOSITE : COMPORTEMENT COMPARATIF DES CINQ SABLES.....	94
8.1. Présentation.....	95
CONCLUSION.....	95
CONCLUSION GENERALE.....	97
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	98

NOTATIONS ET INDICES

W → une teneur en eau pondérale

θ → teneur en eau normalisée

θ → une teneur en eau volumique

θ_r → La teneur en eau résiduelle

θ_s → Teneur en eau saturée

n → porosité

S_r → Degrés de saturation

R → capacité de rétention

C_H → Coefficient empirique de Hazen

h → La charge capillaire

i → Gradient hydraulique

u_a → pression de l'air

u_w → pression de l'eau

T → température absolue

T_s → tension de surface

r → rayon de courbure

α → Angle de contact

d_{10} → succion du sol

e → Indice des vides

$B = 1/3$ → coefficient dépendant de la forme des grains

$\psi \rightarrow$ succion totale

$\Psi_m \rightarrow$ succion matricielle

$\Psi_r \rightarrow$ succion correspondant à la teneur en eau résiduel

$\psi_s \rightarrow$ succion matricielle à saturation

$\pi \rightarrow$ succion osmotique

$R \rightarrow$ constante des gaz parfaits

$R_e \rightarrow$ nombre de Reynolds

$\rho_w \rightarrow$ masse volumique de l'eau

$\omega_w \rightarrow$ masse molaire de la vapeur d'eau

$X_w \rightarrow$ fraction molaire d'eau dans la solution

$\lambda \rightarrow$ indice de distribution de la dimension des pores

$\bar{\lambda} \rightarrow$ Le libre parcours moyen des molécules de gaz

$\mu \rightarrow$ viscosité dynamique de l'eau

$\mu_a \rightarrow$ la viscosité dynamique de l'air

$\gamma_w \rightarrow$ poids volumique de l'eau

$\Psi_a \rightarrow$ La succion de point d'entrée d'air

$P_a \rightarrow$ la pression atmosphérique

$P_m \rightarrow$ la pression moyenne du gaz

$H_j \rightarrow$ L'épaisseur de la i^e couche

$K \rightarrow$ Perméabilité intrinsèque

$k_a \rightarrow$ Perméabilité apparente

$K_e \rightarrow$ Perméabilité équivalente

$k_{he} \rightarrow$ Perméabilité horizontale équivalente

$K_{ve} \rightarrow$ Perméabilité verticale équivalente

k_r → Perméabilité relative

k_i → perméabilité de la i^e couche

k_s → Perméabilité saturée

k_{sc} → Coefficient de perméabilité calculé, à saturation

$k_{0.85}$ → perméabilité correspondante à $e = 0.85$

ν → viscosité cinématique

β → coefficient de Klinkenberg

d_e → Le diamètre de grain efficace

d_{10} → dimension des grains correspondant à 10% de tamisât cumulé

d_{50} → le diamètre moyen des grains

C_u → Le coefficient d'uniformité des particules

C_{k-c} → Constante de Kozeny- Carmen

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

La compréhension des mécanismes du comportement hydraulique des sols non saturés représente un enjeu de premier plan au niveau de la géotechnique, en particulier sur deux champs d'investigation : la prévision des écoulements pour la gestion des apports d'eau et la stabilité des ouvrages en sol. Principales propriétés à prendre en compte, la perméabilité non saturée conditionne la circulation de l'eau, elle-même fonction de la succion.

De nombreux modèles existent cependant pour exprimer cette relation entre perméabilité et succion, parmi lesquels le modèle de van Genuchten représentant le modèle de référence, a la faveur des praticiens, sa robustesse théorique et sa capacité à modéliser les courbes de rétention semblent reconnues. Des justificatifs associés à ce modèle, l'argument de la négligence de certains facteurs explicatifs considérés comme non déterminants par effet de seuil, comme par exemple la densité relative du sol, cette dernière ayant pourtant une influence forte sur la structure poreuse, et conditionnant également fort au surplus, les capacités de rétention et de perméabilité.

Dans ce cadre, la spécificité de ce travail réside dans le recours à l'indice de densité. A l'arrivée d'une campagne expérimentale sur plusieurs types de sables, pour des densités différentes (indices de densité 0,5 ; 0,6 ; 0,7 et 0,9), des essais tensiométriques et de perméabilité ont été réalisés. Les courbes de rétention ont été traitées pour déterminer les paramètres du modèle de van Genuchten avant d'être exploitées pour tracer les courbes $k=f(s)$ qui représentent la perméabilité en fonction de la succion.

Les résultats ont montré une évolution remarquable de la perméabilité au fur et à mesure des valeurs de la densité relative pour insister sur l'importance de ce paramètre dans la modélisation des sols non saturés. Le travail proposé constitue dès lors une avancée méthodologique susceptible de contribuer à la prévision du comportement hydrique des matériaux granulaires en vue d'affiner la prédiction des modèles de perméabilité en géotechnique.

Pour plus de clarté, le plan de ce mémoire est organisé en quatre chapitres :

Chapitre I : Ce chapitre est consacré à la présentation générale des sols non saturés. Il rappelle de manière succincte les notions fondamentales relatives à ce type de sols, ainsi que les équations physiques qui les régissent. L'un des aspects centraux abordés est le phénomène de succion, qui constituera le paramètre principal d'intérêt dans le cadre de notre étude.

La compréhension de la succion est indispensable, tant en ce qui concerne ses mécanismes que les différentes techniques permettant sa mesure. Nous explorons également

les propriétés de rétention en eau des sols, souvent représentées à travers la courbe de succion, dont les diverses formulations permettent de modéliser et d'interpréter le comportement hydromécanique des sols non saturés.

En outre, le chapitre traite du phénomène d'hystérésis, qui résulte des différences observées entre les cycles de séchage et de remouillage, et qui influence notablement les caractéristiques hydriques du sol.

Chapitre II : Ce chapitre est consacré aux généralités relatives à la perméabilité, une propriété fondamentale des sols non saturés. Cette variable joue un rôle clé dans l'analyse du comportement hydraulique de ces sols. Il est essentiel de comprendre la dépendance du coefficient de perméabilité d'un sol non saturé vis-à-vis de sa teneur en eau volumique et de sa succion, afin de pouvoir résoudre correctement les équations de transfert.

Cependant, les données expérimentales nécessaires à la caractérisation complète des propriétés hydrauliques sont nombreuses, ce qui rend leur acquisition exhaustive difficile, voire impossible. Par conséquent, il est souvent judicieux de recourir à des relations empiriques, ou à des **modèles** macroscopiques et statistiques, permettant de décrire la variation de la perméabilité à l'eau en fonction de la succion ou de la teneur en eau.

Chapitre III: Ce chapitre est dédié à une présentation approfondie des matériaux étudiés ainsi qu'aux méthodes de caractérisation expérimentale adoptées au cours de cette recherche. Les techniques expérimentales mises en œuvre y sont décrites de manière détaillée, en incluant les dispositifs instrumentaux utilisés, les protocoles expérimentaux appliqués, ainsi que les conditions spécifiques de chaque essai.

Une attention particulière a été portée à la reproductibilité des résultats et à la rigueur méthodologique, tant au niveau des conditions opératoires que des paramètres environnementaux contrôlés. Chaque étape du processus expérimental a fait l'objet d'un soin minutieux afin d'assurer la fiabilité et la précision des données recueillies. Cet effort méthodologique vise à garantir que les résultats obtenus soient non seulement cohérents, mais également exploitables dans un cadre de modélisation ou de validation numérique.

Chapitre IV: Ce chapitre est consacré à la présentation et à l'interprétation des résultats obtenus en appliquant la méthode de Van Genuchten sur plusieurs types de sols dans le but d'étudier l'influence de la succion sur la perméabilité. L'influence de la teneur en eau résiduelle est ensuite traitée. A la fin de ce chapitre, une proposition d'une formule de perméabilité relative en fonction de la succion a été appliquée aux différents sols testés.

Chapitre I

LES SOLS NON SATURÉS ET LA PROPRIÉTÉ D'ABSORPTION

INTRODUCTION

Le sol, considéré comme un support naturel, est un milieu hétérogène, complexe, formé essentiellement de sable, limon et argile, d'oxydes colloïdaux et de matière organique (Pidro, 1976, cité dans Van Damme, 2002, p. 112). Pour un sol saturé, on peut le représenter comme un système biphasique, solide/liquide (Fredlund, 2005, p. 89 ; Boussaid, 2005, p. 67) ; mais le sol non saturé est un système triphasique : il y a cohabitation du solide (le squelette du sol), du liquide (l'eau) et du gaz (l'air) (Fredlund, 2005, p. 89 ; Li, 1999, p. 23).

L'interaction des trois phases du système non saturé – solide, liquide, gaz – rend bien plus complexe le comportement mécanique des sols non saturés, par comparaison au sol saturé (Alonso et al., 1995, p. 161). D'après Fredlund (2005, p. 95), la présence simultanée d'eau et d'air dans les pores d'un sol non saturé s'opère à l'intérieur d'une interface contractile que l'on appelle ménisque ; cette structure est responsable de la relation suivant laquelle la pression de l'eau interstitielle est comprise entre la pression interstitielle de l'air (Boussaid, 2005, p. 67).

Par ailleurs, cette étude aborde la notion de succion dans les sols non saturés, qui fait partie, sans aucune doute possible, des données essentielles pour l'analyse du comportement hydrique des sols (Van Genuchten, 1980), comme ce pouvoir pour eux de retenir de l'eau contre la force de la gravité, par les seules forces de tension superficielle qui agissent dans le milieu poreux (Dexter, 2004). Cette notion est intimement liée à la fois à la rétention, au transport et à la croissance de l'eau dans les sols. Mais encore, elle dépend de certaines autres caractéristiques des milieux considérés : de la nature et de la taille des pores, la concentration des solutés et les conditions environnementales en général, très variables en dehors de leur effet sur l'air et l'eau du sol.

Le but de ce chapitre sera ainsi de présenter les principaux types de succion, les techniques de mesure correspondantes, leur influence sur les particules solides qui composent le sol.

1. LA MORPHOLOGIE ET L'ÉTAT DES SOLS

1.1 L'eau dans le sol

Dans un sol non saturé, l'eau se présente sous différentes formes, liées à divers mécanismes physiques différents (Tuller & Or, 2005):

- **L'eau gravitationnelle** : eau libre s'écoulant dans les macropores du sol sous l'effet de la gravité.
- **L'eau capillaire** : dans les micropores, elle est maintenue par les forces de tension superficielles entre particules solides et eau.

- **L'eau hygroscopique** : elle forme une fine couche adsorbée sur les particules solides sous l'effet des forces d'adsorption moléculaire.

Cette répartition de diverses formes de l'eau en fonction de la structure interne du sol est très dépendante des forces matricielles des associations entre phases solides, liquides et gazeuses.

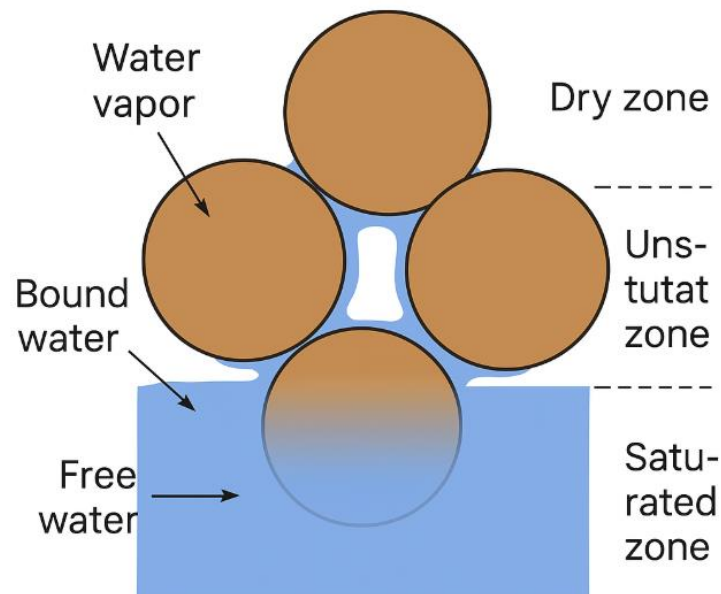


Figure I-1 : Différents états de l'eau dans le sol .

1.2 Les gaz présents dans le sol

La phase gazeuse du sol est pour l'essentiel l'air et de la vapeur d'eau, deux éléments qui jouent un rôle clé dans différents processus tels que la diffusion des nutriments, la respiration des racines et les réactions biochimiques du sol. Le pourcentage de gaz dépend fortement du taux d'humidité et de la porosité du sol.

1.3 Capacité au champ

On parle de capacité au champ pour désigner la quantité d'eau que le sol peut maintenir après le drainage de l'eau gravitationnelle. C'est un des paramètres clés dans les domaines de l'agronomie et de la gestion de l'eau dans le sol.

1.4 Le seuil de flétrissement

Le seuil de flétrissement est défini comme le seuil d'humidité à partir duquel la plante n'est plus en mesure de pomper suffisamment d'eau, entraînant un stress hydrique irréversible et la mort de la plante.

1.5 Le sol sec

On dit qu'un sol est sec dès que sa teneur en eau devient très faible, ce qui empêche de nombreux processus biologiques, chimiques et mécaniques de se dérouler normalement.

1.6 Le sol saturé en eau

On dit qu'un sol est saturé lorsque l'ensemble de ses pores contiennent entièrement de l'eau. Les sols saturés se trouvent généralement dans les zones où ils ont un contact direct ou indirect avec la nappe phréatique et suite à un apport d'eau important comme des pluies fortes, ou un irrigation excessive.

2. CONCEPTS FONDAMENTAUX RELATIFS AU SOL NON SATURÉ

2.1 L'analyse granulométrique du sol

L'analyse granulométrique a pour but de caractériser la distribution de dimension des particules composant le sol (Boussaid, 2005). Cette distribution conditionne ses propriétés hydrauliques, en particulier sa perméabilité et sa capacité de rétention de l'eau.

2.2 Texture et structure du sol

La texture du sol correspond à la proportion relative des trois fractions minérales de base : sable, limon et argile. Elle gouverne les propriétés physiques du sol (Hillel, 2004), notamment sa capacité à drainer, à retenir l'eau et sa réponse mécanique. La structure du sol correspond à l'organisation des différentes particules solides entre elles, agencées en agrégats. Cette organisation conditionne la porosité, l'aération, la circulation de l'eau et de l'air, donc la perméabilité du sol.

2.3 La caractéristique de la porosité

La caractéristique de la porosité est le rapport entre le volume des vides et le volume total du sol. C'est un paramètre fondamental permettant d'apprécier la capacité du sol à stocker l'eau et l'air. La porosité influence les propriétés hydrauliques et aérauliques du sol ainsi que le fonctionnement biologique.

2.4 La teneur volumique en eau et les degrés d'hydratation du sol

Le degré de saturation traduit le rapport entre le volume d'eau contenue et la porosité.

Et :

⇒ La saturation est la fraction volumique du fluide :

$$S_{ri} = \frac{v_i}{v_{vides}}$$

⇒ La saturation s'intéresse à la répartition des fluides dans la nappe. On a pour plusieurs fluides $\sum S_i = 1$

Lorsqu'il n'y a qu'un fluide en présence (l'eau), on a :

$$S_r = \frac{\theta}{n}$$

Suivant la typologie de Boussaid, il existe généralement trois intervalles de saturation: (Boussaid,

- $90 \% < S_r < 100 \%$: sol considéré comme quasi saturé, où la succion n'est pas significative. Le comportement du matériau tend vers celui d'un sol saturé.

- $80 \% < S_r < 90 \%$: intervalle de transition où les deux phases liquide et gazeuse restent toutes deux continues.

- $S_r < 80 \%$: la phase liquide est discontinue, sous forme de gouttelettes isolées, et la phase gazeuse (air) est continue. Dans cet état, le comportement mécanique du sol est alors influencé par les effets capillaires et les interactions entre les particules d'argile et les gouttelettes d'eau, dont les effets sont de plus en plus importants à mesure que l'on s'éloigne de la teneur en eau optimale, notamment dans le sens sec. La succion est un paramètre fondamental de représentation.

2.5 La saturation résiduelle

La saturation résiduelle représente la quantité d'eau minimale qui reste ainsi entravée dans le sol après un drainage gravitaire complet. Elle est déterminante dans la définition de la courbe de rétention en eau des sols non saturés (Vanapalli et al., 1996). Elle est le plus souvent exprimée par la relation suivante : $R = n \cdot S_r$

n : est la porosité.

Notons que : $S_{r(ZNS)} < S_r(ZNS)$

Observation :

À des niveaux de saturation considérés comme très importants, il peut arriver que la phase gazeuse se retrouve hémisphérique (donc occluse) dans l'eau interstitielle. Cette conduite complique considérablement la mesure de la perméabilité dans les sols non saturés, mais en rehausse la signification dans une station de mesure externe, entre autres les approches expérimentales.

2.6 La tension superficielle

Dans un sol non saturé, l'eau subit des forces capillaires dues à la tension superficielle à l'interface entre l'eau et l'air, ce qui est déterminant pour la montée de l'eau dans les pores du sol (ascension capillaire). Ces forces influent fortement sur la distribution de l'humidité dans le profil vertical du sol, également dans les zones non saturées. C'est la pression capillaire, que la loi de Jurin relie à la tension de surface, à la densité du liquide, à

l'accélération de la pesanteur et au rayon des capillaires, montrant que plus le diamètre des pores est faible, plus la hauteur d'eau retenue est grande, selon la loi de Jurin: (Szenknect, 2003).

$$u_a - u_w = (2T_s \cos\theta)/r$$

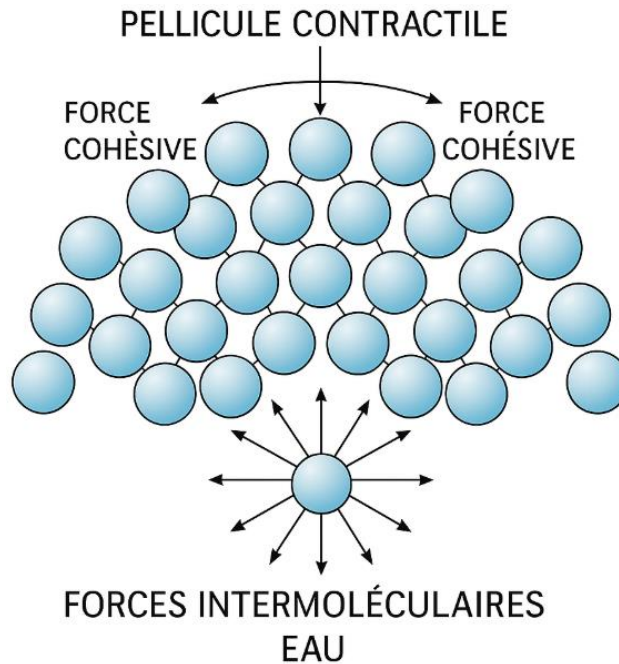


Figure I-2 : Tension de surface. Forces intermoléculaires sur la pellicule contractile et dans l'eau et Pressions et tension de surface agissant sur la pellicule en deux dimensions

2.7 Le phénomène capillaire dans le sol

Dans l'aquifère non saturé, au contraire des milieux aquifères saturés, les forces capillaires peuvent confronter la pression de l'eau dans la nappe phréatique. Au repos, on constate un profil de saturation décroissante, du degré de saturation presque 100 % dans la frange capillaire immédiate, à saturation résiduelle (S_r) dans la zone non saturée.

Le phénomène de capillarité est en effet la conséquence de la succion matricielle, l'un des constituants minimum de la succion totale dans les sols en raison des forces de tensions superficielles, se manifestant au niveau de l'interface fluide – air dans les pores.

La hauteur de la montée capillaire est fonction du rayon de courbure des pores (ou capillaires), ce qui joue un rôle sur la capacité de rétention en eau du sol. Expliquons ce principe car il est fondamental pour comprendre comment l'eau est maintenue dans des sols non saturés d'un point de vue expérimental. Lorsqu'un tube capillaire de rayon r est plongé dans un réservoir d'eau, on révèle que le niveau de l'eau dans le tube se lève à la hauteur h où l'eau dans le réservoir (Szenknect, 2003, Figure I-3). est. Plus le rayon du tube est petit, plus

la hauteur h est grande. Le phénomène mis en évidence ici par ce tube capillaire illustre clairement le rôle des micropores dans le maintien de l'eau dans les sols un saturés.

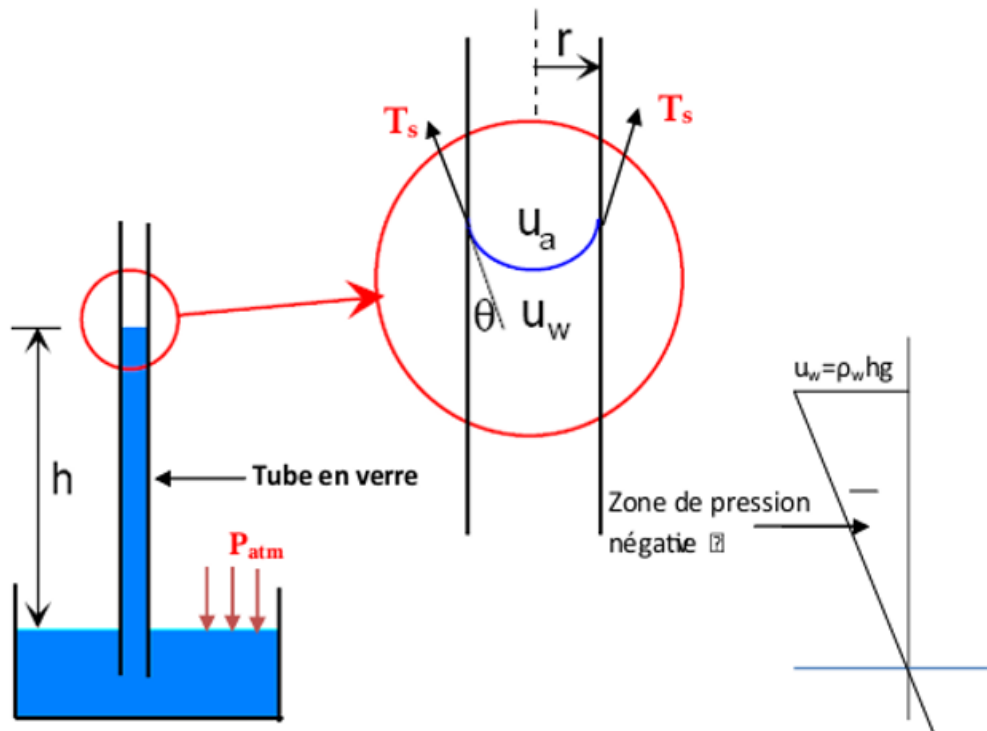


Figure I-3 :Modèle physique du phénomène de capillarité

Quand l'eau est mise en contact avec l'air et avec un solide, il se forme sur la ligne de contact au solide une tension superficielle T_s . Cette tension superficielle est due à la différence entre les pressions de l'eau u_w et de l'air u_a agissant sur l'interface. Physiquement, la tension superficielle sera traduite par le phénomène de capillarité que montre la Figure I-3.

Un tube de rayon r est plongé dans un bocal d'eau. La tension superficielle de l'eau concourt à son ascension dans le tube et à mouiller la paroi du tube. L'interface air - eau dans le tube est plus concave et présente un ménisque (figure I-4).

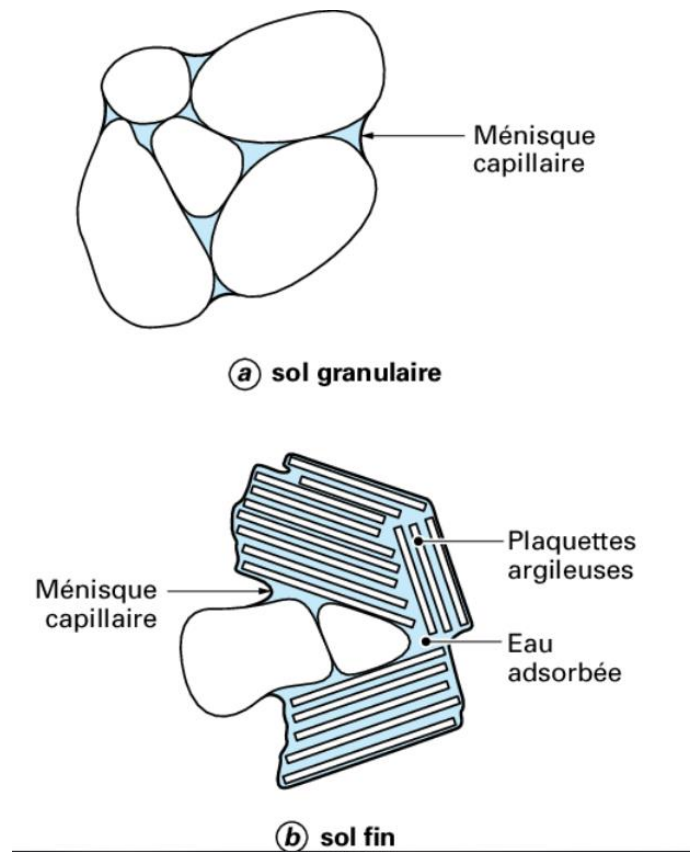


Figure I-4 : ménisque capillaire, a : sol granulaire ; b : sol fin (P. Dalage et Y.J Cui, 2000)

La différence entre la pression de l'air et celle de l'eau est appelée généralement pression capillaire. La relation entre tension superficielle et pression capillaire peut être exprimée par la loi de Jurin (simplification de la loi de Laplace fondée sur l'hypothèse que l'interface est sphérique) (figure I-4) :

$$u_a - u_w = \frac{2T_s \cos \theta}{r}$$

L'angle de contact θ est égal à zéro lorsque l'eau est pure. Dans ce cas, le ménisque forme une demi sphère parfaite, le rayon de courbure du ménisque est égal à celui du tube r , on a alors:

$$u_a - u_w = \frac{2T_s}{r}$$

La frange capillaire : zone d'ascension de l'eau au-dessus de la surface, dans l'espace poral (ensemble de tubes).

Les équations de la capillarité ne sont valables qu'à l'échelle microscopique ($r \leq 1.5.10^{-5}mm$). La hauteur d'ascension capillaire est d'autant plus élevée que le rayon moyen est faible

$$r = B.e.d_{10}$$

B : coefficient dépendant de la forme des grains ($B=1/3$).

3 – CONCEPT DU PHÉNOMÈNE DE SUCCION

La succion est définie par la différence de pression entre l'eau dans un sol non saturé et l'air atmosphérique ambiant (Fredlund & Rahardjo, 1993, p. 112), en résultat des interactions entre l'eau et la matière solide du sol. Elle résulte de la tension superficielle de l'eau présente à l'intérieur des pores du sol (Hillel, 2004, p. 56). En pratique, la succion dans un sol est le plus souvent mesurée par le potentiel matriciel que l'on peut exprimer soit en hauteur de colonne d'eau (en mm ou en cm) soit en unités de pression, le centibar ou millibar.

4- TYPES DE SUCTIONS DANS LES SOLS NON SATURÉS

4.1 Succion globale

La succion globale ou la succion totale correspond à la somme des diverses composantes de la succion dans un sol non saturé (Vanapalli et al., 1996, p. 440) : la succion matricielle, la succion capillaire, la succion d'adsorption et la succion osmotique. C'est la difficulté de l'eau de sortir du sol en fonction de toutes ces contributions. C'est la combinaison de :

- la succion matricielle ψ_m liée pour l'essentiel aux effets de la capillarité et de l'adsorption
- et de la succion osmotique π , due à la présence de solutés dissous dans l'eau du sol.

$$\psi = \psi_m + \pi$$

4.2 Succion matricielle

La succion matricielle mobilise la tension superficielle qui agit dans les pores du sol et se révèle être la force qui assure le maintien de l'eau contre la gravité. Elle est la composante majeure de la succion dans les sols non saturés.

L'évaluation de cette succion se fait généralement par le biais de la courbe de rétention d'eau, qui révèle la relation entre la succion appliquée et le taux d'humidité du sol. Celle-ci dépend aussi bien de la dimension des pores que de la texture du sol et du contenu en particules fines.

4.2.1 Succion capillaire

La succion capillaire selon Van Genuchten (1980), est celle qui se manifeste sur les pores fins du sol, car ici les forces de tension superficielle de l'eau s'opposent à son poids. Cette capacité est due au nombre relativement important de ces pores. La capillarité est donc définie comme la propriété du sol à retenir de l'eau dans des microstructures.

Il résulte que les conditions d'équilibre sont atteintes dans les micropores : l'eau adhère dans les surfaces solides, de sorte que le jeu entre l'adhésion et la cohésion neutralise presque totalement la gravité à cette échelle micro-capillaire. Cette observation a été suivie de modélisations numériques donnant l'équation de Van Genuchten, aujourd'hui largement admise.

$$h(\theta) = [1 + (\alpha|\psi|)^n]^{-m}$$

Où :

- $h(\theta)$ est la succion matricielle (en unités de pression),
- ψ est le potentiel matriciel (ou la tête de succion),
- α , n , et m sont des paramètres qui dépendent des caractéristiques du sol. En général, $m = 1 - 1/n$.

Selon le chercheur Jurin D'une manière plus large, quand un fluide liquide est en contact avec un fluide gaz, à l'interface de ces deux derniers, une tension de surface T_s apparaît. Ce phénomène est à l'origine du phénomène d'ascension capillaire (Chapitre I). On précise que c'est la différence de pression entre l'air et l'eau ou pression capillaire, qui est le paramètre déterminant des mouvements de fluides dans les milieux poreux. Cette différence de pression se traduit par un ménisque, entre l'air et l'eau. La loi de Jurin nous en donne le caractère. On la note S_m . On a donc :

$$\psi_m = u_a - u_w = \frac{2T_s \cos \alpha}{r}$$

4.2.2 Succion d'adsorption

La succion d'adsorption est due aux forces d'attraction entre les molécules d'eau et les particules solides du sol, cela est particulièrement vrai pour les sols argileux qui se caractérisent par un tissu fin (Marinho & Silva, 2003). ; bien qu'elle soit généralement considérée plus faible que la succion capillaire, elle contribue tout de même à la rétention d'eau, notamment dans les sols ayant de très faibles taux d'humidité. Les modèles de comportement hydrique des sols prennent souvent en compte cette succion en introduisant une constante d'adsorption, qui est spécifique à la surface des particules solides.

4.3 Succion osmotique

La succion osmotique, ou pression osmotique, désigne la capacité d'un sol à retenir de l'eau en raison de sels dissous dans l'eau interstitielle. En effet, elle se manifeste en cas d'assez forte concentration de sels dans l'eau, alors qu'en l'absence ou dans le cas de très faible concentration et de sols sableux démunis de sels, la succion osmotique peut s'avérer

négligeable, voire nulle. Dans ce cas, la succion totale se réduit donc essentiellement à la succion matricielle.

En fait, la succion osmotique π correspond en fait à la pression osmotique : elle est due à une force de répulsion des sels dissous dans le liquide, et sa valeur dépend de la concentration des sels selon :

$$\pi = -\frac{\rho_w R T}{\omega_w} \ln x_w$$

Avec :

R : la constante des gaz parfaits ($R = 8.31432 \text{ J/(mol K)}$)

T : la température absolue ($^{\circ}\text{K}$)

ρ_w : la masse volumique de l'eau (kg/m^3)

ω_w : la masse molaire de la vapeur d'eau (18.016 kg/ kmol)

x_w : la fraction molaire d'eau dans la solution

5- COURBE DE SUCCION

La courbe de succion présente l'état de l'eau dans le sol (relation eau/sol ou conservation de l'eau) (Fredlund & Xing, 1994). En montrant pour un sol donné la relation entre la teneur en eau et la succion, relation d'hystérésis (Mualem, 1976) étant présente.

Courbe macroscopique, car elle est une grande variable physique du sol, elle met en lien la succion avec la capacité de rétention et révèle la structure, la porosité, les phénomènes de mouillabilité et de rétention de l'eau aux diverses valeurs de succion exprimées dans le phénomène de la colonne d'eau comme montré par la courbe de rétention d'eau présentée (Fig. I-5).

Figure I-5 Exemple de courbe de succion : parmi d'autres, celle de Croney pour un Sable argileux (sol contenant 11 % de particules inférieures à 2 mm de diamètre et 31 % inférieures à 0,08 mm, parmi d'autres) (Masekanya, 2008)., représentant la variation de succion en fonction de la teneur en eau, elle peut être considérée comme la courbe d'étalonnage d'un sol.

En général, elle est obtenue par la méthode des paliers de succion croissants et décroissants dans une cellule de Richards (Delage, Howat, & Cui, 2000), elle résume la capacité de rétention d'eau en fonction de la succion dans les diverses valences, c'est une courbe caractéristique (Fig. I-5).

Au sein des écosystèmes naturels, il existe des sols non saturés qui subissent sans cesse, tout au long de l'année, des cycles alternés de séchage et de réhumidification, du fait des variations climatiques. Ces phases de séchage marquent le départ d'une phase de diminution de la teneur en eau, qui est généralement associée à une phase d'augmentation de la succion, tandis que les phases de réhumidification amènent au contraire à une amélioration de la rétention hydrique. Ces cycles conditionnent l'ensemble du comportement hydro-mécanique des sols, dans la zone non saturée.

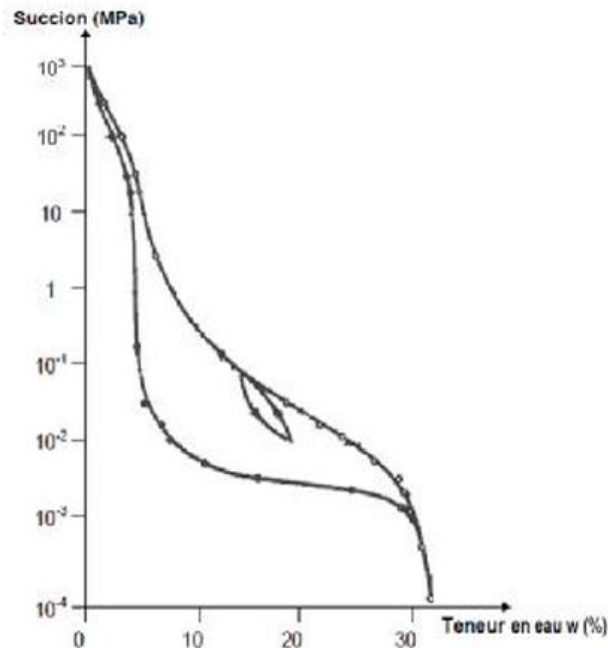


Figure I-5. Courbe de succion

Une courbe de succion est caractéristique d'un matériau. La pente de cette courbe représente l'effort de drainage pour une variation de la teneur en eau $W\%$ souvent exprimée en % volumique de matière sèche, $W\%$.

N.B. : le pF est le logarithme décimal de la valeur absolue de la succion en cm d'eau ; il permet de ne pas avoir à manipuler des chiffres aussi encombrants. $1 \text{ MPa} = 10\,000 \text{ cm d'eau} = pF5$ (Schroeder, 2002 ; Arsenie, 2009).

5-1 Hystérèse de la courbe de succion

la courbe de succion peut présenter une spécificité selon le mode de mesure, drainage ou imbibition, donnant place au phénomène d'hystérèse (voir Figure I-6), en effet, la contrainte de succion dans la branche du séchage est, par définition, toujours supérieure à celle de la réhumectation, ce qui signifie que le sol se retrouve dans des états différents dans le plan succion-teneur en eau selon son histoire hydrique.

Dans l'intervalle des conditions de succion comprises entre les branches de drainage et d'imbibition, des possibilités de variation contrôlée de l'humidité existent. Elles peuvent être obtenues soit par une diminution progressive de la succion après un certain point du parcours

du drainage, soit par une augmentation de la succion dans la branche de l'imbibition. Ce phénomène de déviation d'eau traduit des effets irréversibles provoqués par la géométrie particulière du réseau poreux et la physique des interfaces eau-air-sol qui modifient de façon non équivalente les mécanismes d'entrées d'eau et de transferts de celle-ci dans les pores.

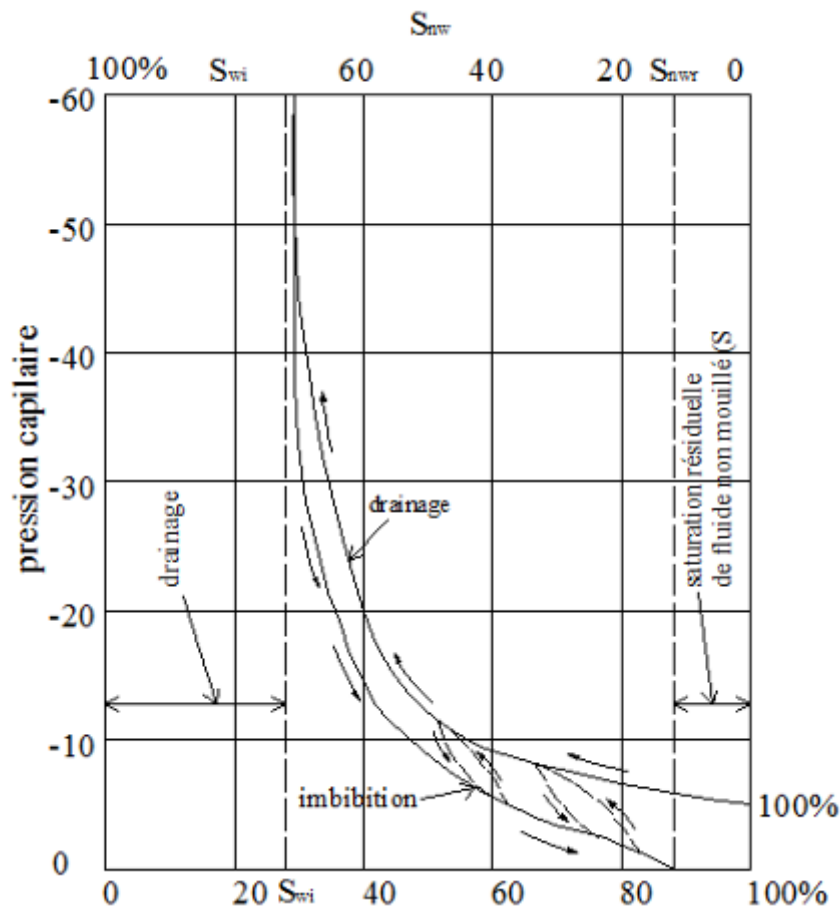


Figure I-6. Phénomène d'hystérésis pour un fluide mouillant lors d'un écoulement bi-phasique

Le phénomène d'hystérésis des courbes de succion pourrait être attribué à la géométrie complexe du réseau poreux et à la variation de l'angle de mouillage entre les processus de mouillage et de dessiccation illustrés sous les figures I-7. Dans le cas de pores connectés en parallèle (fig. I-7a), le drainage sélectif des pores les plus gros pendant le séchage laisse une plus forte teneur en eau qu'une réhumidification qui se fait à succion identique. Pour des pores en série (fig. I-7b), l'effet de goulot crée par les constriction entre pores provoque également des différences de rétention hydrique selon qu'il s'agit d'humidification ou de dessiccation.

Enfin, il est toujours observé que θ_2 est plus petit que θ_1 tel que rappelé dans les travaux de Bear [1969] rapportés par Masekanya pour le cas où l'angle de contact θ_2 d'imbibition (air repoussant l'eau) est systématiquement plus faible que l'angle θ_1 de drainage (Bear, 1969). (eau repoussant l'air) (Masekanya, 2008). Ces trois mécanismes permettent de rendre compte des écarts observés entre les branches de drainage et d'imbibition des courbes de succion.

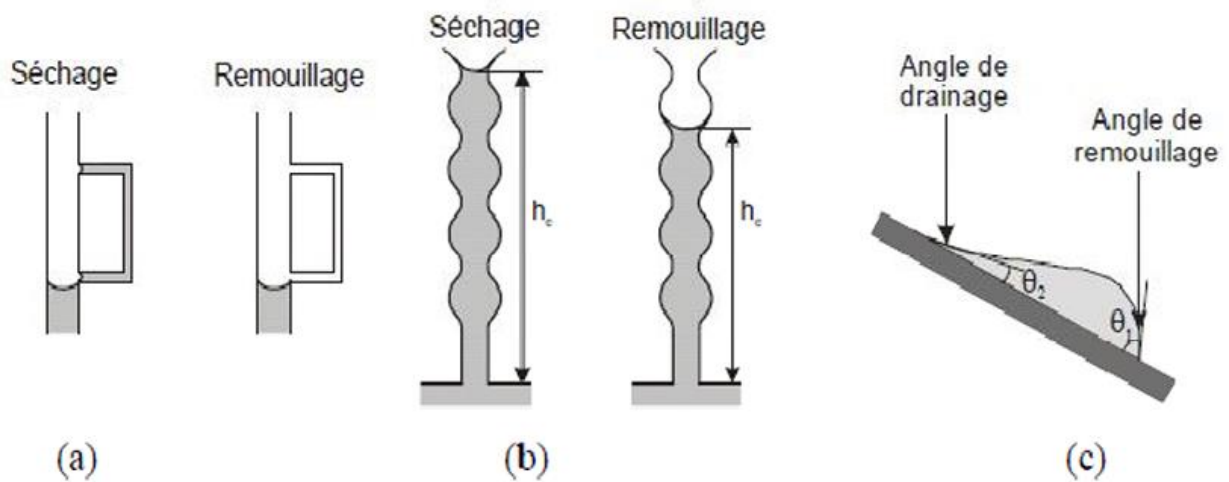


Figure I-7. Mécanismes invoqués pour l'hystérésis des courbes de rétention d'eau[Masekanya J-P., 2008]

5-2 Points caractéristiques de la courbe de rétention

Trois paramètres fondamentaux rendent aisée l'analyse de la courbe de rétention d'eau d'un sol : le point d'entrée d'air ψ_b , la saturation en eau θ_s et la teneur en eau résiduelle θ_r , comme l'illustre la figure I-8. Le point d'entrée d'air est défini par la succion ψ_b point critique où le sol cesse d'être saturé et où commence le drainage des macro-pores (Fredlund & Xing, 1994).

La valeur de la teneur en eau $\theta_{(r)}$ correspond à l'état où l'eau n'est plus en continuité dans le milieu poreux, se faisant piéger dans des pores isolés, où la phase liquide ne peut plus s'écouler, ce qui rend dès lors nulle la conductivité hydraulique, quel que soit le gradient hydraulique appliqué (Weynants, 2005). Ces trois paramètres conditionnent le comportement hydro-mécanique des sols en régime non saturé.

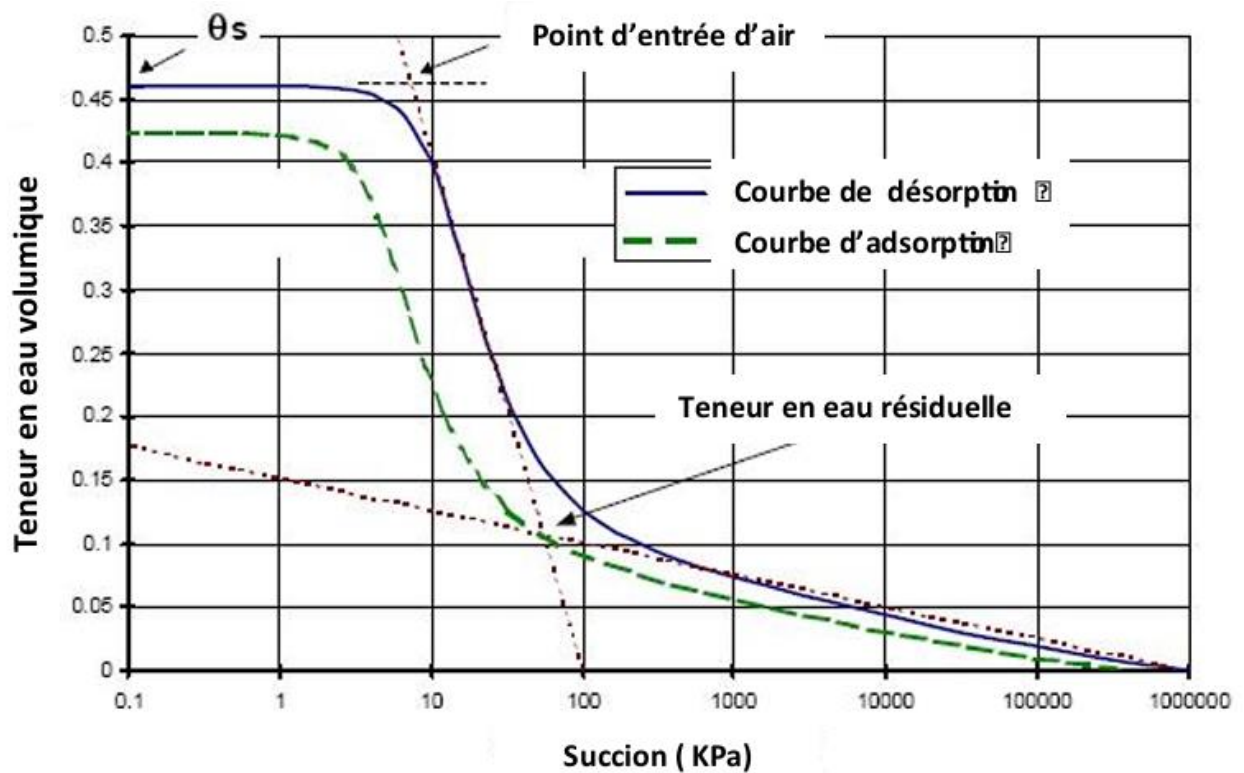


Figure I-8. Les paramètres caractérisant la courbe de succion (M. D. FREDLUND et al.1997)

La figure I-9 montre que la teneur en eau saturée et la succion au point d'entrée d'air croissent proportionnellement à la plasticité du sol.

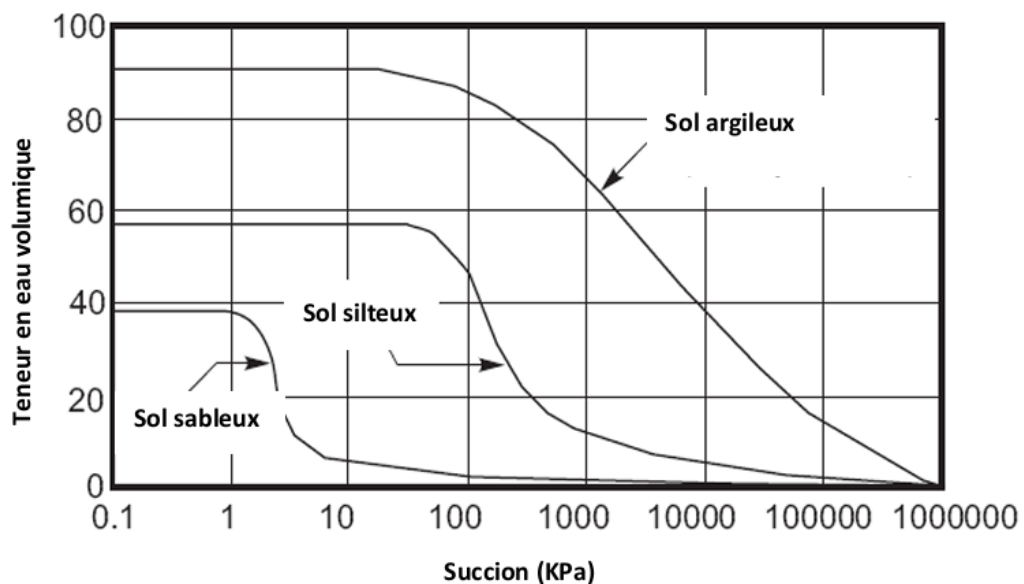


Figure I-9. Influence de plasticité sur la teneur en eau saturé et la valeur d'entrée d'air (D.G. Fredlund et al. 1994)

5-3 Fonction de Transfert Pédologique (PTF)

Les fonctions de transfert pédologique (PTF) sont une alternative consécutive aux difficultés de mesure directe de succion (coût élevé, mesures complexes) pour estimer la courbe de succion à partir d'éléments mesurables plus aisément : la granulométrie, le taux de matière organique et la densité sèche (n'est pas mesurée avec exactitude). Si leur développement repose d'abord sur des régressions simples (Salter & Williams, 1965), les PTF visent à convertir les données pédologiques simples (ici s_n , c'est-à-dire seulement s_n) en variables utiles à la simulation dans ses différentes formes, et donc d'appliquer le principe de « transformer les données disponibles en données nécessaires ».

Pour M. Huang et al. (2010), les PTF sont à distinguer en deux espaces : celles qui s'efforcent de suggérer une courbe de succion à valoriser suivant les propriétés statistiquement mesurées des sols (fraction de matière minérale, masse et masse volumique), et celles qui se consacrent à l'analyse de la distribution des pores en fonction de la granulométrie en utilisant une méthodologie physico-empirique. Cette approche indirecte, à la fois économique et facile, est particulièrement adaptée à l'étude des sols non saturés.

5.4 Différentes phases de la courbe de succion

La courbe de succion se décompose en trois phases bien distinctes :

Une phase initiale matérialisée par une courbe presque plate, aux alentours de la saturation, ou phase « à effet limite », qui correspond à la frange capillaire car la dépression nécessaire à un drainage reste ici minime, la distribution des tailles des pores et des rayons de courbure des ménisques liquide-gaz étant limitée à des valeurs critiques R_0 . Une phase intermédiaire où la courbe présente une pente très sensible, la capacité en eau se montrant de plus en plus sensible à la succion.

Une phase résiduelle affine la courbe, qui souvent presque plate (pente infinie), représentant la limite de la capacité de rétention. Au moment où la capacité de rétention est engagée aux conditions de teneur en eau résiduelle, nous avons une déshydratation, donc des rayons de courbure de la surface des interfaces en eaux décrues tendent vers les faibles valeurs de courbure correspondant à une succion croissante à produire pour induire le drainage maximum en eau restante.

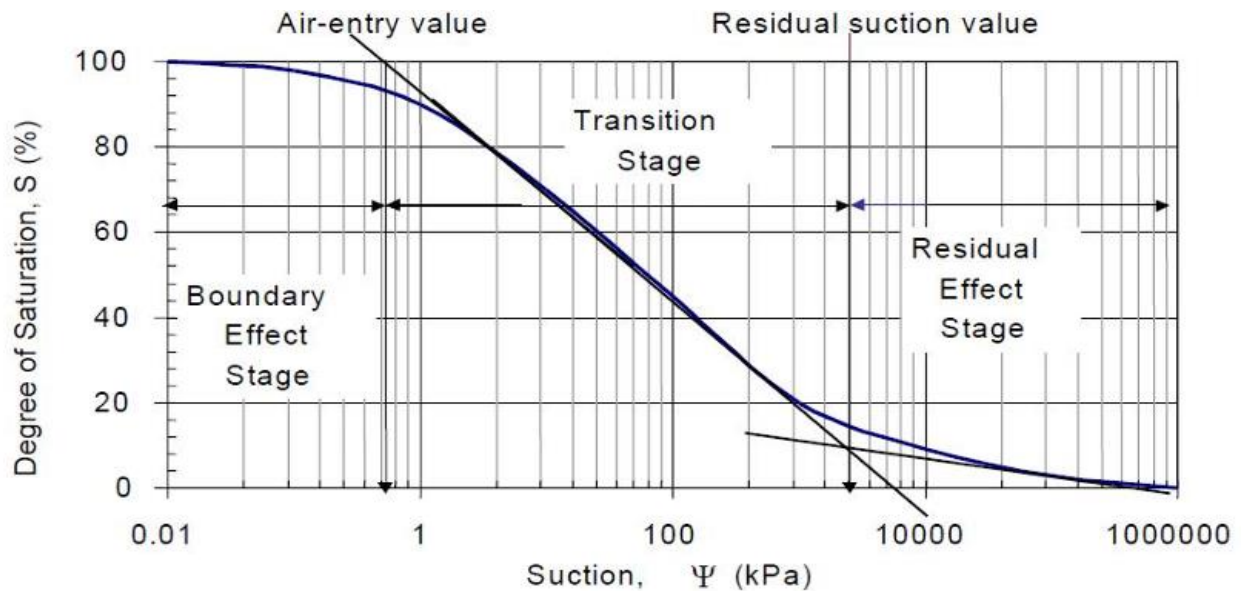


Figure I-10. Différentes phases de la courbe de succion [Vanapalli S.K., et al. 2002]

5-5 Formules de la courbe de rétention

Pour déterminer les courbes de rétention hydrique, on peut recourir à diverses option méthodologiques. Les méthodes directes, qui correspondent aux techniques expérimentales de laboratoire déjà évoquées, se distinguent des méthodes indirectes, qui peuvent être regroupées en trois grandes familles. Les modèles empiriques, qui sont adaptés par calibration à partir de données expérimentales collectées en laboratoire.

Les approches statistiques qui s'appuient sur les propriétés physiques du sol pour restituer son comportement hydrique. Les modèles macroscopiques, qui prennent en compte dans des formulations analytiques complexes l'ensemble des paramètres intervenant dans les transferts hydriques dans le milieu poreux.

Cette pluralité d'approches permet de choisir la méthode la plus fonctionnelle en fonction des besoins et du degré de précision requis.

Modèle de Brooks et Corey (1964)

À partir de l'analyse de nombreuses carottes de roches consolidées, Brooks et Corey ont établi une relation empirique pour décrire la courbe de rétention d'eau (Shao&Irannejad, 1998).

$$\left\{ \begin{array}{l} \theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{\psi}{\psi_s} \right)^{-\lambda} \quad \psi \geq \psi_s \\ \theta = 1 \end{array} \right.$$

$$\psi \leq \psi_s$$

De sorte que :

⇒ L'indice λ , caractérisant la distribution des tailles de pores, augmente avec la texture grossière du sol [Guedenon E., 2010].

ψ_s : est la succion matricielle à saturation.

θ : teneur en eau normalisée (sans dimension).

θ_s : teneur en eau saturée.

θ_r :: teneur en eau résiduelle.

Les paramètres λ , ψ_s , θ_r , θ_s sont des obtenus par calage sur les valeurs expérimentales (Guedenon, 2010). La teneur en eau normalisée peut être aussi remplacée par le degré de saturation, S_r (Fredlund & Xing, 1994). L'allure de la courbe est la suivante :

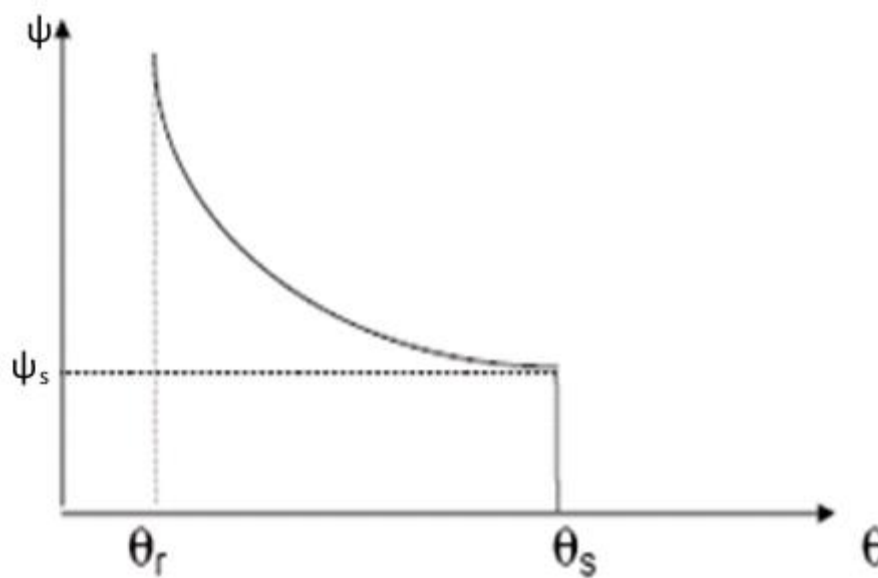


Figure I-11 : Courbe de rétention d'eau de Books et Corey. [S. Szenknect ,2003].

Equation de van Genuchten (1980)

Au cours de l'année 1980, Van Genuchten a proposé une formule analytique simple permettant de modéliser les courbes capillaires de relation entre la teneur en eau normalisée θ et la pression capillaire P_c (Pa) ou la succion ψ , avec deux paramètres empiriques (α (Pa^{-1}) et m).

Cette version garde l'information essentielle mais est plus fluide pour une note de fin d'études.

$$\Theta = [1 + (\alpha |\psi|)^n]^{-m}$$

$$m = 1 - \frac{1}{n}$$

$$\Theta = \frac{\theta(\psi) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = [1 + (\alpha |\psi|)^n]^{-m}$$

Donc

$$\theta(\psi) = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(1 + |\alpha\psi|^{\frac{1}{1-m}}\right)^{-m} & \psi > \psi_s \\ \theta_s & \psi \leq \psi_s \end{cases}$$

θ_r : est la teneur en eau résiduelle [$L^3 L^{-3}$].

θ_s : est la teneur en eau à saturation [$L^3 L^{-3}$].

ψ : est la succion du sol [L].

α : est un paramètre empirique égale à l'inverse de la charge capillaire critique h [L^{-1}].

n : est un paramètre empirique (supérieur à 1).

Les paramètres de forme du modèle de Van Genuchten sont liés par la relation suivante :

$$m = 1 - \left(\frac{K_m}{n}\right) \Rightarrow \text{Tel que } K_m \text{ est un réel positif.}$$

Pour créer une formule analytique pour la courbe de conductivité hydraulique, Van Genuchten (1980) se base sur des valeurs entières de K_m , issues d'une modélisation du réseau poreux par des tubes capillaires.

Si l'on choisit le modèle de Burdine, 1953, $K_m = 2$ et on obtient la condition de Burdine qui relie m et n par :

$$m = 1 - \left(\frac{2}{n}\right)$$

En utilisant le modèle de Mualem, 1976, $K_m = 1$ et on obtient la condition de

Mualem qui relie m et n par : $m = 1 - \left(\frac{1}{n}\right)$

Donc L'allure de la courbe est la suivante :

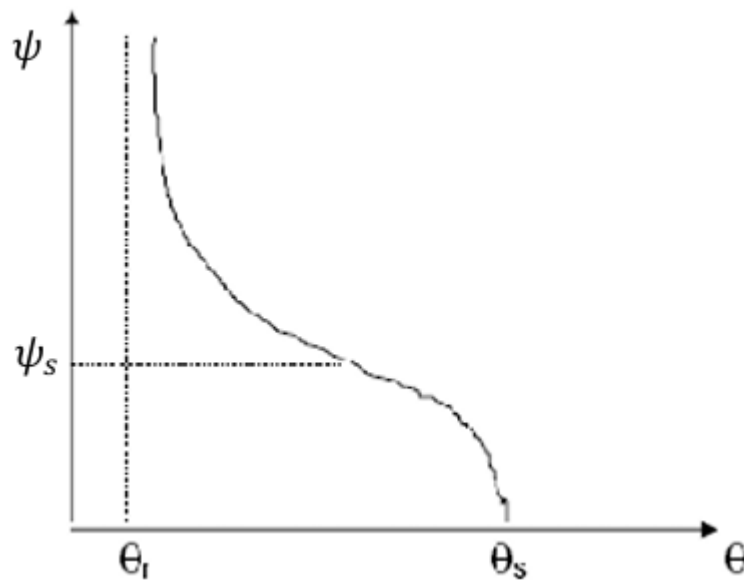


Figure I- 12 : Courbe de rétention d'eau de Van Genuchten. [Szenknect S., 2003].

Equation de Fredlund et Xing (1994)

Comme l'illustre Fredlund et Xing (1994) l'équation de Van Genuchten applicable aux faibles suctions, aboutit à une chute de la teneur en eau très rapide sur une plage de succion réduite à sa juste valeur, alors celle-ci n'est pas adaptée à des fortes suctions. Cette lacune les a poussés à une proposition de formulation pour mieux représenter la courbe de rétention d'eau sur l'ensemble du domaine des pressions. Les auteurs ont proposé une autre formulation donnée par l'équation suivante (Fredlund & Xing, 1994):

$$\theta(\psi) = C(\psi) \left[\frac{\theta_s}{\left[\ln \left[e + \left(\frac{\psi}{a} \right)^n \right] \right]^m} \right]$$

Et :

e: est la base des logarithmes népériens qui égale à 2.71828

a: est approximativement la valeur de la succion correspondant au point d'entrée air du sol.

n: est un paramètre du sol relié à la pente de la courbe de rétention d'eau, au point d'inflexion.

m: est un paramètre lié à la teneur en eau résiduelle.

θ_s :est la teneur en eau volumétrique saturée.

$C(\psi)$:est une fonction de correction définie comme :

$$C(\psi) = 1 - \frac{\ln\left(1 + \frac{\psi}{\psi_r}\right)}{\ln\left(1 + \frac{10^6}{\psi_r}\right)}$$

ψ_r :est la succion correspondante à la teneur en eau résiduel θ_r .

Tableau I- 1 : Les formules de la courbe de rétention

auteurs	Année	Equations	Parameters
Gardner	1958	$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{1 + a\psi^b}$	a,b
Brooks and Corey	1964	$\theta(\psi) = \theta_s \text{ pour } \psi \leq \psi_{ae}$ $\theta(\psi) = \theta_s \left(\frac{\psi}{a}\right)^{-n} \text{ pour } \psi > \psi_{ae}$	a,n
King	1964	$\theta(\psi) = \theta_s \left[\frac{\cosh(\psi/\psi_0)^b - \frac{\theta_s - \theta_r}{\theta_s + \theta_r} \cosh(a)}{\cosh(\psi/\psi_0)^b + \frac{\theta_s - \theta_r}{\theta_s + \theta_r} \cosh(a)} \right]$	$\psi_0, a,$ b, θ_r
Brutsaert	1966	$\theta(\psi) = \frac{\theta_s}{1 + \left(\frac{\psi}{a}\right)^n}$	a,n
Farrel et Larson	1972	$\psi = a^{[\alpha(\theta_s - \theta)]}$	
Campbell	1974	$\frac{\theta}{\theta_s} = \left(\frac{\psi_{ae\nu}}{\psi}\right)^{\frac{1}{b}} \text{ pour } \psi < \psi_{ae\nu}$ $\theta = \theta_s \text{ pour } \psi > \psi_{ae\nu}$	$\theta_s, \psi_{ae\nu}, b$

van Genuchte n	1980	$\theta(\psi) = \frac{\theta_s}{\left[1 + \left(\frac{\psi}{n}\right)^n\right] \exp(m)}$	a,m,n
van Genuchte n Muallem	1980	$\theta(\psi) = \frac{\theta_s}{[1 + (a\psi)^n]^{(1-1/n)}}$	a,n
Genuchte n Burdine	1980	$\theta(\psi) = \frac{\theta_s}{[1 + (a\psi)^n]^{(1-2/n)}}$	a,n
Tani equation	1982	$\theta(\psi) = \theta_s \left(1 + \frac{a - \psi}{a - n}\right) \exp\left(-\frac{a - \psi}{a - n}\right)$	a,n
Williams et al.	1983	$\ln \psi = a + b \ln \theta_w$	a,b
Boltzman equation	1984	$\theta(\psi) = \theta_s \quad \text{pour} \quad \psi \leq \psi_{aev}$ $\theta(\psi) = \theta_s \exp\left(\frac{a - \psi}{n}\right)^{-n} \quad \text{pour} \quad \psi > \psi_{aev}$	a,n
McKee et Bumb	1984	$\theta(\psi) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \exp\left(\frac{(a - \psi)}{b}\right)$	a,b,θr
McKee et Bumb	1987	$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{1 + \exp\left(\frac{(\psi - a)}{b}\right)}$	a, b, θr
Fermi equation	1987	$\theta(\psi) = \frac{\theta_s}{1 + \exp\left(\frac{\psi - a}{n}\right)}$	a, n
Assouline et al. 998)	1998	$\theta(\psi) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \times \left[1 - \xi \left(\frac{1}{\psi} - \frac{1}{\psi_r}\right)^\eta\right]$	ξ, η

Feng and Fredlund	1999	$\theta(\psi) = \frac{\theta_s b + c\psi^d}{b + \psi^d}$	b, c, d
Pereira and Fredlund	2000	$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + \left(\frac{\psi}{c}\right)^b\right]^a}$	θ_r , b, c, d
Gilson and Fredlund	2004	$\theta(\psi) = \frac{S_1 - S_2}{1 + (\psi/\sqrt{\psi_b \psi_{res}})} + S_2$ $S_i = \frac{\tan\theta_i(1 + r_i^2)\ln(\psi/\psi_i^a)}{(1 - r_i^2\tan^2\theta_i)}$ $+ (-1)^i \frac{(1 + \tan^2\theta_i)}{(1 - r_i^2\tan^2\theta_i)} \sqrt{r_i^2 \ln^2\left(\frac{\psi}{\psi^2} + \frac{a^2(1 - r_i^2\tan^2\theta_i)}{1 + \tan^2\theta_i}\right)}$ $+ S_i^a$	

Donc :

θ : est la teneur en eau.

ψ :est la succion.

a,b,c :sont les paramètres liés aux propriétés du matériau.

θ_s :est la teneur en eau résiduelle.

θ_r :est la teneur en eau en état saturé.

N.B :

ψ_{aeV} : lié à la pression d'entrée d'air au-dessus de laquelle le sol est pratiquement saturé($\theta \approx \theta_s$) . Il représente aussi la hauteur de la frange capillaire se développant au-dessus des zones saturées en eau. Cette frange correspond à peu près à l'intervalle de pression présentant un palier significatif de teneur en eau.

6-TECHNIQUES D'ÉVALUATION DE LA SUCCION

6-1 Mesure psychrométrique de la succion

La psychrométrie est une méthode de mesure de la succion dans les sols non saturés prenant place dans les calculs impliquant l'humidité relative (Richards & Ogata, 1958) située

juste à proximité de l'eau interstitielle du sol duquel on déduit, par l'application de la loi de Kelvin, la succion totale. Cette méthode étant jugée délicate et étant réservée aux experts en mécanique des sols ne peut être dans tous les cas développée que dans des laboratoires spécialisés, et ce jusqu'à une limite de mesure pratique qui atteindrait plusieurs MPa, correspondant à 95 % d'humidité relative, après laquelle la concentration de molécules d'eau n'est dans le milieu gazeux plus suffisante pour rendre la condensation détectable.

Il existe, pour cette technique, deux grands types de psychromètre, selon leur principe de fonctionnement. Le psychromètre à miroir contourne l'impossibilité de détection de condensation par une approche originale avec un dispositif optique : un miroir dont la température peut être contrôlée, permettant, en analysant la réflexion d'un rayon lumineux, et grâce à un système électronique de capteurs, de déterminer très facilement la présence de micro gouttes. Last but not least, ce type de mesure a un champ d'applications, pouvant aller rechercher des succions comptant par dizaines de mégapascals.

À l'opposé, le psychromètre à thermocouple repose sur un principe différent lié aux effets thermoélectriques. En effet, une jonction chrome-constantan est de prime abord refroidie sous le point de rosée par effet Peltier, ce qui entraîne la condensation d'une précise de l'humidité relative. Malgré l'étendue des mesures, des éléments techniques et opérationnels rendent son utilisation toujours moins courante en géotechnique.

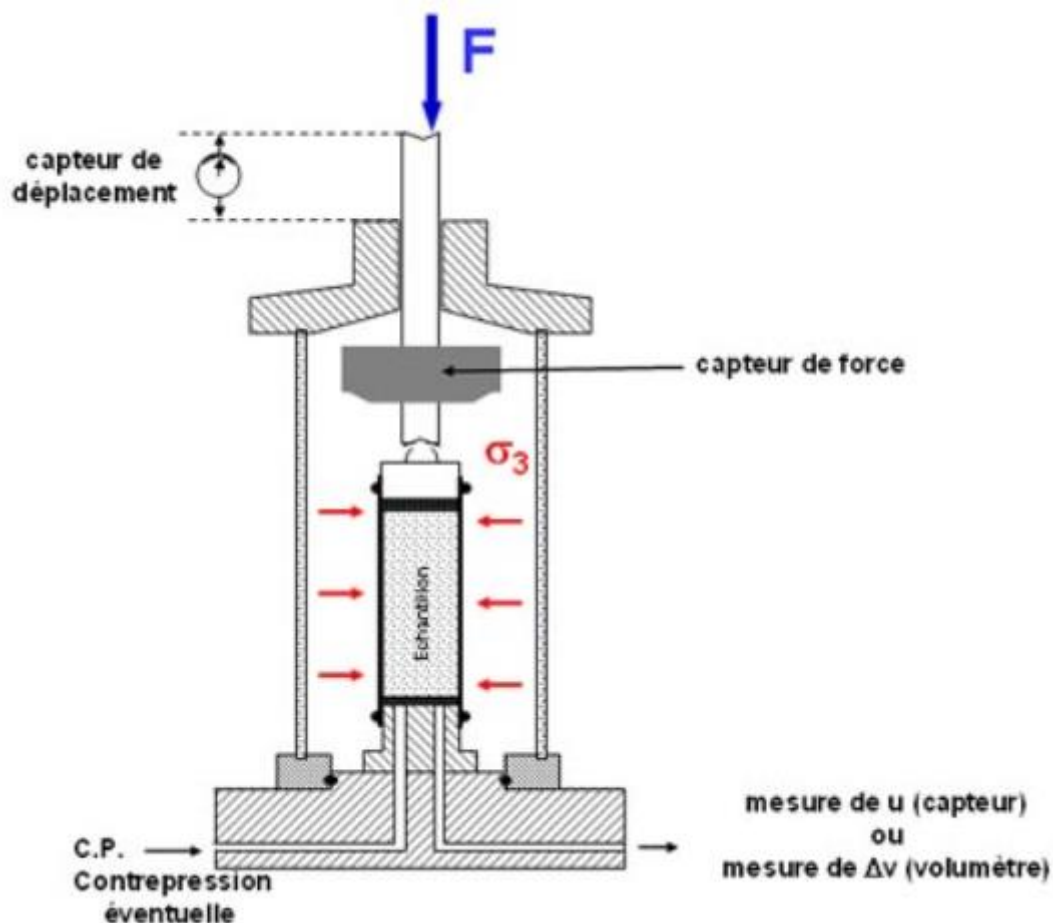


Figure I-13. Schéma de principe de l'équipement triaxial équipé d'une sonde Psychrométrique

6-2 Plaque de succion

La plaque de succion, qui repose sur le même principe fondamental que le tensiomètre, permet de déterminer la pression négative d'un sol soumis à la pression atmosphérique. Alors que le tensiomètre peut être utilisé *in situ*, cette technique s'emploie plutôt dans le cadre d'une expérience au laboratoire (Delage et al., 1995). Le dispositif se compose d'une plaque poreuse reliée à un appareil de mesure qui offre des moyens fiables pour déterminer les suctions dans un milieu contrôlé (Schéma I-14). Bien que le principe soit identique à celui du tensiomètre, les modalités de la mesure et son domaine d'application diffèrent.

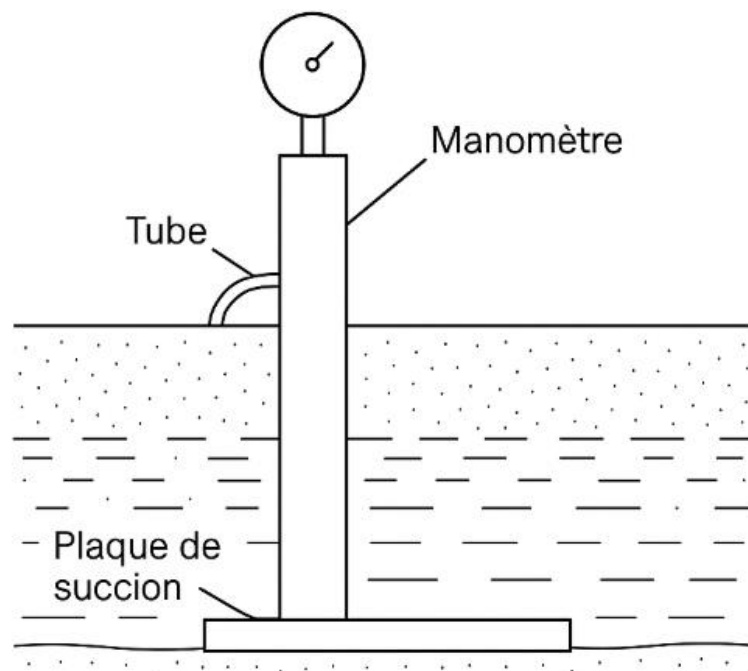


Figure I-14 : Plaque de succion

6-3 Méthode du papier filtre

La méthode du papier filtre est une méthode indirecte permettant de déterminer la succion qui se caractérise par sa simplicité de mise en œuvre dans le cadre de la pratique, car elle ne nécessite qu'un laboratoire équipé d'une balance analytique de haute précision, généralement appelée balance de précision, dont l'exactitude est de l'ordre du 1/10000 de gramme (Delage et al., 1995).

Le principe de fonctionnement de cette méthode repose sur l'équilibre des échanges hydriques entre l'échantillon de sol et un papier filtre d'un comportement calibré (c.-à-d. mesuré), permettant d'estimer de façon fiable la succion matricielle sans recourir à des appareillages sophistiqués. En plus d'être économique, cette méthode permet des mesures sur une large gamme, ce qui la rend utile pour des études préliminaires de type géotechnique ou des essais de routine. Le principe de la méthode est schématisé dans la figure I-15.

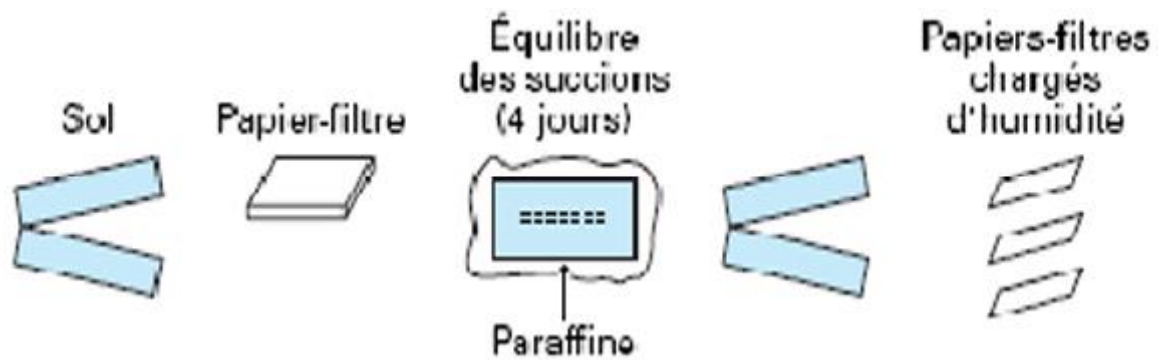


Figure I-15. Méthode du papier-filtre [DELAGE et al.]

D'après les travaux de Gardner, il est possible d'estimer les pressions interstitielles sur une large plage : 30 kPa à 100 000 kPa. La méthode expérimentale consiste à insérer trois couches de papier filtre dans l'éprouvette où se trouve l'échantillon de sol à caractériser et à les maintenir à l'intérieur pendant plus de 24 h avant les mesures à l'issue desquelles le système papier filtre-sol doit être en équilibre hydrique, évitant l'évaporation, comme une couche de paraffine sur l'éprouvette ou dans un sac hermétique.

Lorsque l'équilibre hydrique a été atteint, les feuilles de papier filtre sont extraites. La feuille centrale, celle que l'on a choisi de ne pas contaminer, est pesée avec une balance analytique à 1/10000 de gramme. C'est grâce à cette mesure de masse que peut être déterminée la tare de la feuille de papier filtre sur sa teneur en eau. En utilisant la courbe de rétention d'eau précédemment établie pour le papier filtre, cette relation fondamentale permet ainsi d'obtenir, indirectement et grâce à la mesure de la quantité d'eau retenue par le papier filtre, la succion matricielle M . Cette démarche et ce raisonnement ont été élaborés, sous la contrainte de l'inaccessibilité théorique de l'évaluation directe.

Il y a plusieurs avantages dans l'usage de cette méthode indirecte, d'abord l'exécution est simple, puis ses mesures sont nombreuses. Elle est donc couramment adoptée pour la caractérisation des sols en conditions non saturées. Reste que la fiabilité de l'information ainsi fournie dépend à bien des égards des précautions à prendre contre les échanges d'eau parasites, d'une part en faisant le choix du papier et d'autre part en ayant calibré à l'avance le papier filtre dépouillé de ses propriétés capillaires.

6-4 Méthode de pression d'air positive

L'utilisation d'une surpression d'air dans la cellule triaxiale permet de contrôler la succion au sein de l'échantillon de sol. Auoben, dans la partie supérieure, une pierre poreuse classique applique la pression d'air alors qu'en dessous, le disque céramique à haute pression applique une pression d'eau positive. Cette configuration ne laisse pas l'air s'échapper de l'échantillon et s'avère utile pour maintenir cette succion sous contrôle. Le principal avantage de cette méthode est qu'elle est compatible avec toute sollicitation mécanique supérieure à celle des essais triaxiaux classiques, ce qui permet d'effectuer ceux-ci dans des conditions de succion contrôlée.

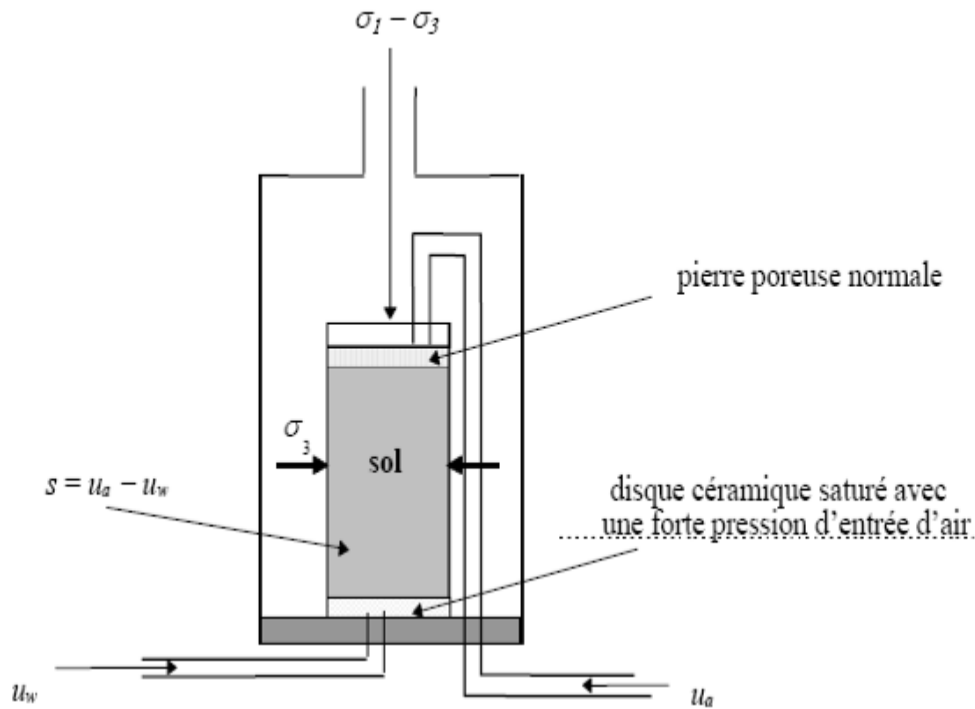


Figure I-16. Schéma d'une cellule triaxiale adaptée aux sols non saturés ; méthode de la surpression d'air

6.5 Le Tensiomètre (dispositif de contrôle de la succion dans le sol)

Le tensiomètre a pour fonction de mesurer directement les pressions négatives de la phase aqueuse du sol. Il se compose d'un réservoir rempli d'eau désaérée branché à un manomètre par un tube contenant de l'eau désaérée, et dans lequel est inséré à son extrémité une céramique poreuse, perméable à l'eau mais résistante à l'air (voir figure I-17). Dans le cas d'une mesure, ce dispositif est inséré dans un trou foré dans le sol ou dans l'échantillon à tester. Quand l'équilibre est atteint entre l'eau du tensiomètre et celle du sol, le manomètre donne directement la valeur de la pression négative de l'eau interstitielle.

Le potentiel d'application de cette technique est limité à une aire de l'ordre de 90 kPa, essentiellement en raison du phénomène de cavitation. Le bon fonctionnement de cette méthode est en effet tributaire d'un contact approprié entre la céramique poreuse et le sol, contact qu'il faut pourtant maintenir en cas de retrait, dans un milieu où la continuité de la phase aqueuse est essentielle pour la pertinence de la mesure, tant en laboratoire avec des échantillons mis à la bonne fréquence que sur le terrain avec les mesures in situ.

La simplicité du principe et le fait de mesurer du coup directement la pression physique constituent des atouts indéniables, même si cette méthode ne concerne essentiellement que des succions assez faibles.

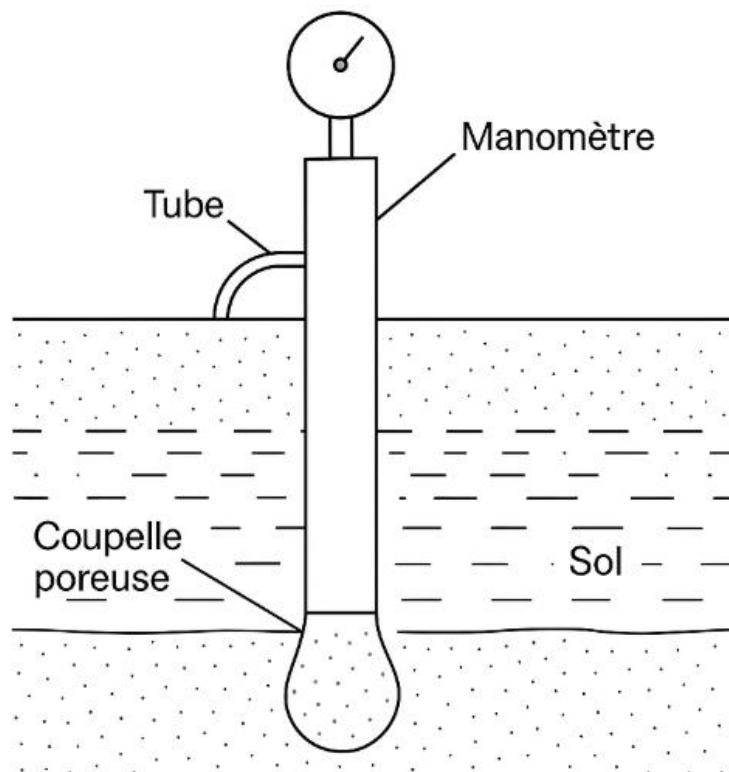


Figure I-17. Schématisation d'un Tensiomètre

CONCLUSION

Ce chapitre a constitué l'occasion d'examiner comment les différentes propriétés des sols non saturés, en particulier leur capacité d'absorption et leur morphologie, interagissent. Nous avons pu observer, premièrement, les états hydriques du sol lui-même, sa capacité au champ, son seuil de flétrissement et sa saturation, états qui modulent directement la disponibilité en eau du sol, puis, deuxièmement, des concepts centraux comme la granulométrie, la texture, la structure, qui impactent à nouveau la porosité, la rétention d'eau, puis la pression dans la zone non saturée, enfin, la tension superficielle et la capillarité dans les pores, qui en témoignent certaines des propriétés intrinsèques du sol.

L'intégration de ces nouveaux éléments, au service de la modélisation de la dynamique de l'eau en sol non saturé, est la condition pour maîtriser les enjeux de gestion de l'eau en agriculture, en génie civil, en hydrologie, en agronomie... qui sont aussi cruciaux pour aborder les applications à envisager, l'optimisation de l'irrigation, la lutte contre l'érosion, etc., ainsi que la complexité des interactions eau/air/matrice. Ce chapitre pose ainsi les bases théoriques qui doivent nous guider dans cette réflexion autour des sols non saturés en tenant compte de divers contextes d'application.

Chapitre II

LE CONCEPT DE PERMÉABILITÉ ET LES FACTEURS QUI L'INFLUENCENT.

INTRODUCTION

La perméabilité (permeability) est une propriété essentielle des sols qui détermine leur capacité à permettre l'écoulement des fluides, en particulier de l'eau. Ce paramètre joue un rôle crucial dans de nombreux domaines, tels que la géotechnique, l'hydrologie, l'agriculture et l'ingénierie environnementale. Dans ce chapitre, nous explorerons en détail le concept de perméabilité, ses différentes formes et les facteurs qui l'influencent. Nous aborderons également les principaux modes d'écoulement dans les sols, les méthodes de mesure en laboratoire et sur le terrain, ainsi que les fondements théoriques de la loi de Darcy. Enfin, nous examinerons les formulations mathématiques permettant de quantifier cette propriété, offrant ainsi une compréhension complète des mécanismes régissant les écoulements en milieux poreux.

1. CONCEPTS FONDAMENTAUX DE LA PERMÉABILITÉ DANS LES SOLS

La perméabilité est la capacité qu'un corps à l'état solide (sol ou roche) a de laisser passer un fluide, principalement de l'eau, sous l'effet d'un gradient de potentiel. Pour Margat (1999), On l'assimile à la notion de coefficient de perméabilité (au sens de Darcy pour l'eau) noté ici par la constante K dans la loi de Darcy (Margat, 1999). laquelle va relier la vitesse d'écoulement du fluide au gradient hydraulique qui lui est donné.

Le degré de perméabilité pourra être qualifié selon un ordre de grandeur (très faible, faible, élevé et très élevé), selon l'orientation du flux considéré par rapport à la structure du milieu (perméabilité directionnelle : horizontale ou verticale) et selon l'état de saturation du milieu (permittivité relative dans les milieux non saturés).

La conductivité hydraulique des sols non saturés est un paramètre clé du traitement de plusieurs problématiques actuelles en matière géotechnique et environnementale, tels que, la gestion des déchets et des résidus ultimes, l'élargissement des barrières en argile destinées à freiner les contaminations, ... la conception, le déploiement et la durabilité des infrastructures de transport (routières et dues au ferroviaire), ainsi que des ouvrages hydrauliques comme par exemple (Margat, 1999).

2. ANALYSE DES FACTEURS INFLUENÇANT LA PERMÉABILITÉ DU SOL

1. Caractéristiques du sol modifiant la conductivité hydraulique (k) :

-> Porosité totale.

-> Géométrie des pores (répartition des tailles et tortuosité).

2. Propriétés du fluide modifiant la conductivité :

-> Densité du fluide.

-> Viscosité du fluide.

3. Nature des écoulements du milieu poreux :

-> Trajets complexes à travers pores interconnectés et de tailles et formes diverses.

4. Les paramètres influents sont classés en trois types :

- Les spécificités sont liées à la nature minéralogique du sol d'une part et à la distribution granulométrique des pores d'autre part, paramètres qui conditionnent en grande partie sa capacité à laisser passer un fluide.
- Les conditions physiques et structurales sont ici regroupées dans un même type, puisqu'elles constituent les conditions nécessaires (de compactage, de structure interne, de saturation) favorisant ou non les chemins préférentiels de circulation de l'eau.
- La méthodologie utilisée pour sa mesure (choix des méthodes, conditions de mise en œuvre et paramètres de contrôle) peut avoir des conséquences non négligeables sur les résultats obtenus.

3. LES DIFFÉRENTES FORMES DE PERMÉABILITÉ

3.1 Perméabilité intrinsèque (propriétés du sol indépendantes du fluide)

L'emploi de la perméabilité intrinsèque k permet d'évaluer la capacité d'un milieu poreux à transmettre un fluide en saturation, dans le cadre d'un écoulement permanent selon la loi de Darcy. Cette grandeur est une propriété intrinsèque du matériau et ne dépend pas du fluide mais intervient dans les lois de transfert de la phase fluide qui l'aura finalement définie. Elle dépend uniquement des propriétés de la phase solide du milieu, telles que la structure poreuse et la taille des pores, Elle s'exprime en unité de surface, le mètre carré (Al Bitar, 2007).

Cependant, son usage est très limitée en génie civil, car les essais de laboratoire utilisent presque exclusivement de l'eau comme fluide test, rendant donc son emploi peu usuel. Ainsi, on utilise plutôt la relation :

Donc :

$$k = \frac{k}{\mu} \gamma_w = k \frac{\rho g}{\mu}$$

K : coefficient de perméabilité intrinsèque (ou spécifique/géométrique), caractérisant la structure des vides ou l'arrangement des particules du sol, exprimé en unités de surface [m^2].

μ : viscosité dynamique de l'eau (proche de $10^{-6} \text{ kN} \cdot \text{s/m}^2$ pour l'eau pure à 20°C).

γ_w : poids volumique de l'eau.

$$K = k\mu$$

3.2 Perméabilité effective (taux de circulation de l'eau dans un sol saturé)

La loi de Darcy se maintient dans le cas d'un écoulement simultané dans un milieu poreux de plusieurs fluides à condition d'introduire une perméabilité distincte et réduite pour chaque fluide. Cette propriété communément appelée, dans le sens du rapport donnant lieu à la définition, perméabilité effective

... est alors la capacité du milieu à faire passer un fluide de manière active dans un milieu où d'autres fluides empêchent de passer dans l'espace poreux. Comme l'a souligné Lefebvre (2006), la perméabilité effective est alors la capacité d'un sol à faire passer un fluide en le considérant comme fluide en réseau multiphasique dans l'espace poreux.

3.3 Perméabilité relative (rapport de la perméabilité dans un sol non saturé à un sol saturé)

Au sein d'un sol non saturé, en présence simultanée de phases liquide et gazeuse, la perméabilité relative exprimant la capacité d'écoulement d'un fluide proportionnellement à sa saturation dans le sol est le rapport entre la perméabilité effective et la perméabilité spécifique (Monicard, 1965). en pourcentage, ce qui reflète le déplacement relatif des fluides dans le milieu poreux. La perméabilité relative correspond au rapport entre la perméabilité effective (k_e) et une perméabilité de référence (k_b) :

$$k_r = \frac{k_e}{k_b}$$

Définition de la perméabilité de base (k_b) :

⇒ Perméabilité à l'air.

⇒ Perméabilité absolue du fluide (aqua/usque 100%) et de la saturation.

⇒ Perméabilité à l'huile effective en saturation résiduelle en eau (irréductible).

⇒ Perméabilité équivalente effective l'eau en saturation résiduelle en huile.

Propriétés des perméabilités relatives :

⇒ La perméabilité relative décroît lors de la saturation (allongement des tracés de circulation).

⇒ $\sum(k_r \text{ des fluides}) < 1$ (interférences dans les réseaux de circulation) → débit total est dégradé. Et nous avons la courbe suivante :

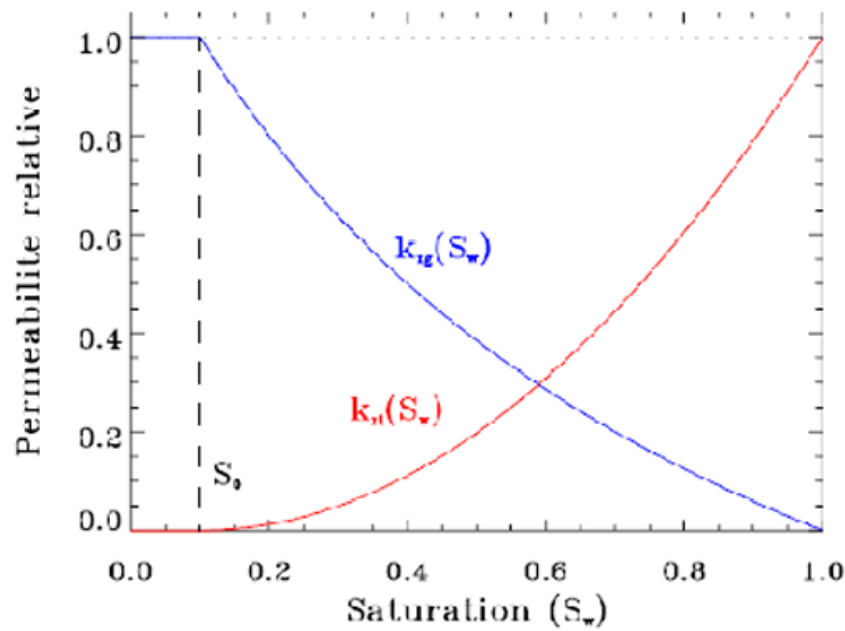


Figure II-1. Perméabilité relative en fonction de la saturation volumique pour la phase liquide (rouge) et la phase gazeuse (bleu).

3.4 Perméabilité équivalente (représentation simplifiée de la perméabilité d'un milieu hétérogène)

Les sols sédimentaires naturels, obtenus par transport et dépôt de matériaux d'altération, sont susceptibles de présenter souvent une structure stratifiée en couches subhorizontales dont les perméabilités sont différentes. Afin de simplifier leur modélisation hydraulique, ces strates peuvent être remplacées par une couche homogène fictive d'une perméabilité équivalente, générant un débit identique une fois soumis à un même gradient de charge hydraulique.

Dans le cas d'un écoulement parallèle à la stratification (figure III-4a), la conduite hydraulique horizontale effective k_{he} est estimée comme étant la moyenne pondérée des conductivités k_i des différentes couches, pondérées par leur épaisseur H_j , suivant la formulation de René Lefebvre (2006). Ce procédé permet de simuler de façon fiable le comportement global d'un sol hétérogène en situation d'écoulement horizontal.

$$k_{he} = \frac{\sum_{i=1}^n k_i H_i}{\sum_{i=1}^n H_i}$$

Quand l'écoulement se fait perpendiculairement à la stratification (Figure II-2), la perte de charge totale est égale à la somme des pertes de charge ou du terme d'énergie de chaque couche de l'empilement, toutes les strates ayant un débit identique. Dans cette configuration, ainsi que le montre R. Lefebvre depuis 2006, la conductivité hydraulique verticale effective K_{ve} , de l'ensemble des couches est donnée par la moyenne harmonique des

conductivités hydrauliques K_i des n couches, pondérées par les épaisseurs respectives H des couches (Lefebvre, 2006).

$$k_{ve} = \frac{\sum_{i=1}^n H_i}{\sum_{i=1}^n \frac{H_i}{k_i}}$$

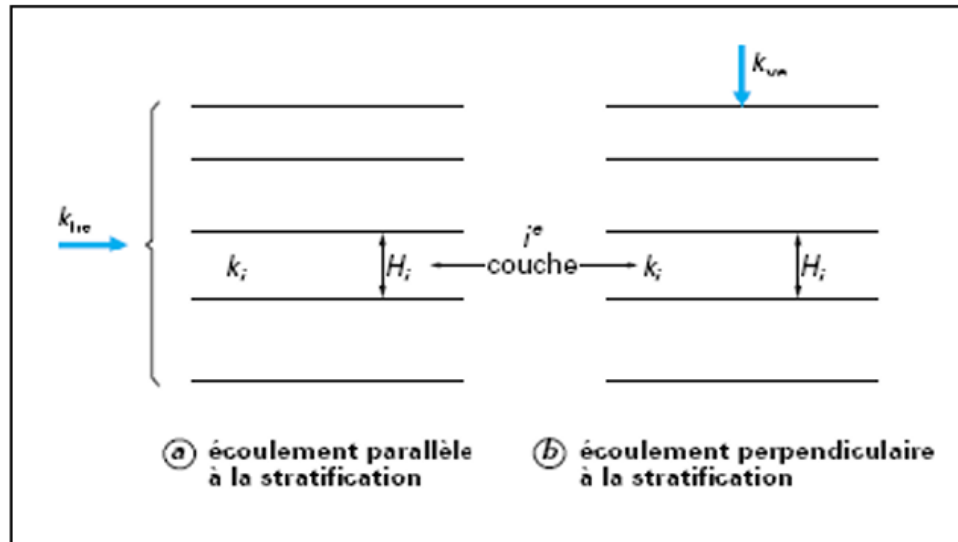


Figure II-2 : perméabilité équivalente d'un sol stratifié [J-P. Magnan]

On définit alors la perméabilité équivalente sous la forme suivante :

$$k_{e(st)} = \sqrt{(k_h \times k_v)} \text{ (Nana \& Callaud, 2013).}$$

3.5 Perméabilité apparente ou absolue (perméabilité dans le cas de l'écoulement d'un seul fluide sans interactions)

La perméabilité apparente est, par définition, la capacité d'un matériau à laisser percoler un gaz (elle se décline donc avec chaque type de fluide) alors que la perméabilité intrinsèque des milieux poreux est elle, par définition, indépendante du fluide qui les traverse (Lion, 2004).

La relation (linéaire) entre les deux appellations a été introduite dans les années 1940 par Klinkenberg, permettant dès lors de raccorder directement la perméabilité apparente, celle mesurée avec un gaz, à la perméabilité intrinsèque des milieux poreux.

$$k_a = k \left(1 + \frac{\beta}{p_m} \right)$$

$\Rightarrow k_a$: est la perméabilité apparente.

$\Rightarrow p_m$: la pression moyenne du gaz $\Rightarrow$ Le coefficient β (Figure II-3), selon Klinkenberg, est une propriété du milieu poreux qui formalise l'impact de la morphologie des pores sur le

phénomène du glissement moléculaire, est mis en relation via un modèle théorique avec la perméabilité apparente par une fonction affine croissante dans laquelle la perméabilité dépend de la pression, donc des conditions du milieu.

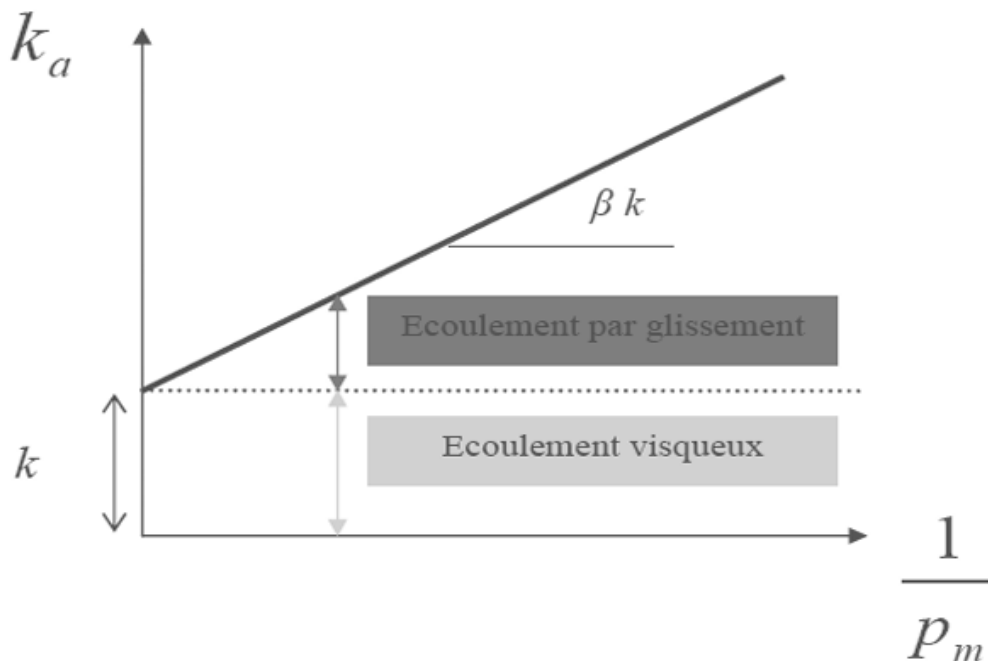


Figure II-3 : schématisation de principe de Klinkenberg [Lion M., 2004]

Le coefficient β de Klinkenberg se détermine par la pente de la droite caractéristique illustrée à la figure II-3, s'exprimant quantitativement par la relation :

$$\beta = \frac{4c\bar{\lambda}p_m}{r}$$

c : est une constante proche de 1 .

$\bar{\lambda}$: Le libre parcours moyen des molécules de gaz.

r : le rayon moyen des pores.

$\bar{\lambda}p_m$: est toujours constant pour une température donnée.

β : augmente lorsque r diminue.

4 .LES MODES D'ÉCOULEMENT DANS LES SOLS

4.1 Écoulement saturé (mouvement de l'eau dans un milieu entièrement saturé)

Milieu poreux totalement saturé en eau, où la porosité effective est entièrement occupée par l'écoulement hydrique.

4.2 Écoulement non saturé (mouvement de l'eau dans un sol contenant à la fois de l'air et de l'eau)

Au sein d'un milieu poreux non saturé, dans lequel une portion de la porosité est occupée par l'eau et l'autre par l'air, on néglige la résistance à l'écoulement de l'air, puisque l'air est considéré en régime de pression constante à la pression atmosphérique. Les équations de Richards constituent le cadre théorique de référence de description de l'écoulement en régime non saturé (à saturation invariable) au sein des milieux poreux.

4.3 Écoulement saturé variable (variation de l'écoulement de l'eau selon les conditions hydrauliques au cours du temps)

Dans un milieu poreux, la présente étude traite de l'écoulement à la fois saturé et non saturé, s'opérant dans les deux zones qui cohabitent simultanément dans un espace donné, espace dont la répartition inter-zonale peut être variable au cours du temps, créant ainsi un espace imprégné complexe et instable.

5- MESURE DE LA PERMÉABILITÉ EN LABORATOIRE

5.1 Perméabilité des sols saturés

La détermination du coefficient de perméabilité peut être effectuée soit en laboratoire sur de petits échantillons (quelques centaines de cm^3), soit in situ dans le cadre de forages. Les essais en laboratoire, menés à partir d'éprouvettes homogènes extraites de carottes, permettent une estimation ponctuelle et unidirectionnelle selon deux types de méthodes : la méthode à charge constante, pour les sols très perméables ($k > 10^{-5}$ m/s, Figure II-4a) ; la méthode à charge variable, dans le cas de sols peu perméables ($k < 10^{-5}$ m/s, Figure II-4b).

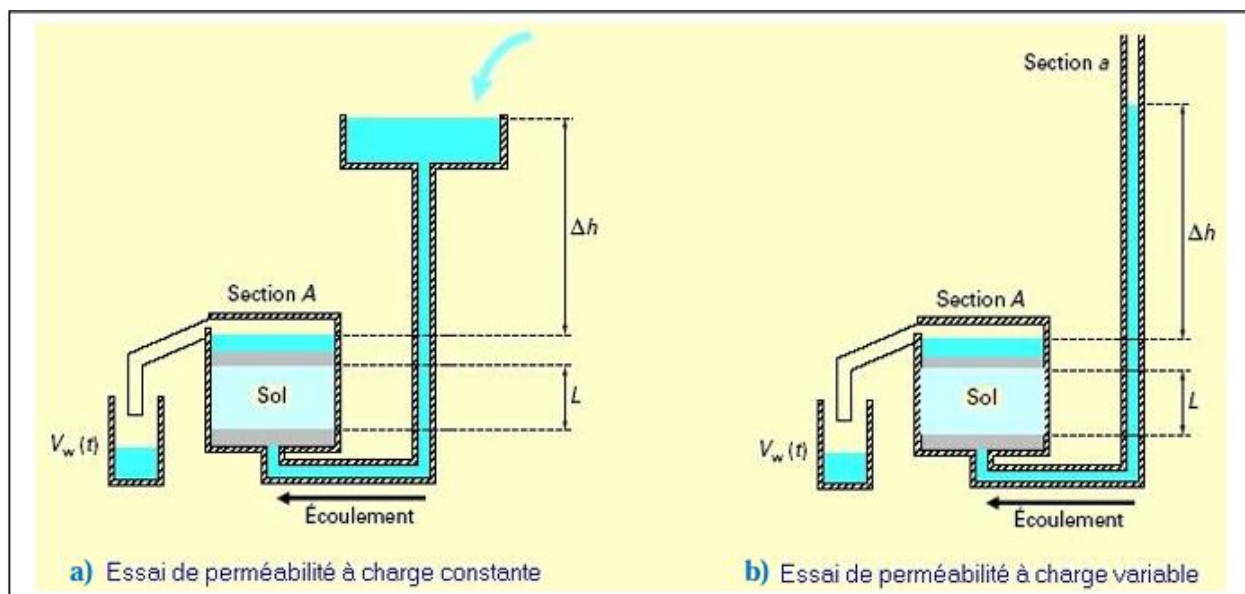


Figure II-4. Schématisation de perméamètre ; a) à charge constante, b) à charge variable

5.2 Perméabilité des sols non saturés

L'évaluation en perméabilité de sol non saturé présente de nombreuses difficultés techniques qui expliquent la rareté des mesures courantes. Pour autant, plusieurs méthodes spécifiques, au laboratoire comme *in situ*, ont été développées pour caractériser la conductivité hydraulique de ces milieux (Delage, 1993). , même si leur mise en œuvre est complexe et exigeante du point de vue expérimental

5.2.1 Techniques de mesure en conditions contrôlées

Les tests et études utiles en laboratoire réunissent simultanément les caractéristiques de rétention et de conductivité hydraulique des sols non saturés. Dans la méthode de Gardner, on mesure la perméabilité à l'eau à l'aide d'une cellule de Richards dans laquelle on impose progressivement une pression d'air (suction) et on suit l'écoulement d'échantillons de sol à une pression de suction correspondant à Richard, à l'aide d'une version simplifiée de l'équation de Richards (1973).

Dans le même temps, la méthode au régime permanent (Corey), inspirée des techniques pétrolières, permet d'évaluer la perméabilité à l'eau et à l'air en postulant des conditions de suction constantes ($u_a - u_w > 0$) au moyen de membranes semi-perméables, comme indiqué dans la figure II-5. Toutefois, si ces méthodes sont précises, elles nécessitent des temps d'essai longs du fait de très faibles écoulements, en particulier pour les fortes succions, et d'une difficulté à assurer un contact adéquat de l'échantillon avec les éléments poreux soumis à des variations de volumes liés à la suction,... comme le rapporte Fredlund, en 1993 (Fredlund, 1993).

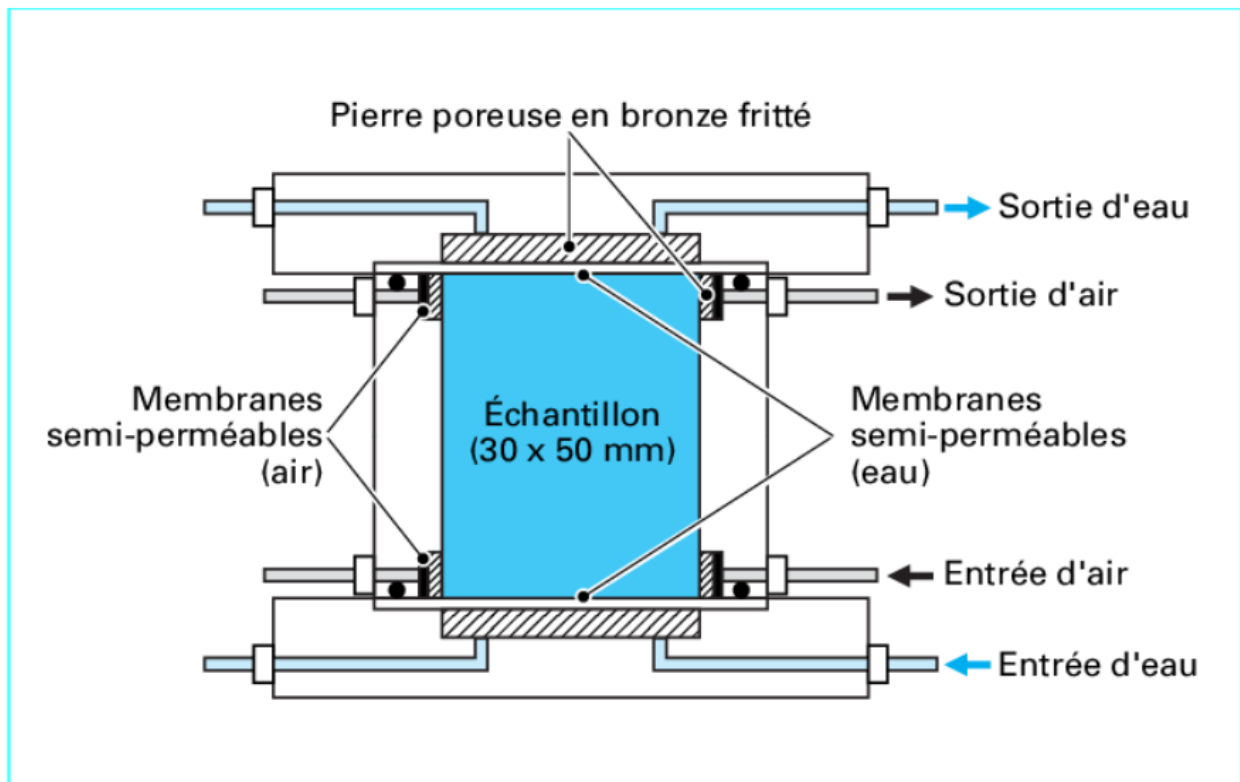


Figure II-5. Système de détermination de la perméabilité à l'eau et à l'air des sols non saturés, en régime permanent

⇒ La méthode du profil instantané de perméabilité à l'eau est basée sur l'analyse de l'évolution spatiale et temporelle des suctions obtenues lors du drainage/réhumidification contrôlé d'une colonne verticale de sol. La mesure est réalisée par mesure de tension superficielle (sable, faible succion) ou par mesures psychrométriques (argile, forte succion) dans un cadre strict en termes de fluctuations thermiques.

La récupération des courbes de rétention permet de reconstituer des profils hydriques, le volume d'eau transporté (V) entre deux instants (t et $t + \Delta t$) sur une distance x_i , est fonction de la surface (A) et de l'évolution des séquences de teneur en eau. ⇒ La méthodologie de Yoshimi et Osterberg vise à adapter le perméamètre à l'air classique comme dispositif de mesure de la perméabilité à l'air des sols non saturés par un système de charge variable (voir Figure II-6). Il s'agit d'un appareil qui contient un réservoir d'air humidifié, relié à une source de pression, et un tube en forme de U utilisé pour mesurer cette pression. Une légère surpression (< 8 kPa) provoquera le passage de l'air de $t = 0$ à travers l'échantillon, provoquant une dépression dans le tube en U. Yoshimi et Osterberg montrent que l'analyse temporelle des valeurs mesurées permet de récupérer la perméabilité à l'air, et proposent ainsi une voie expérimentale simple et efficace pour caractériser ce paramètre fondamental pour les sols partiellement saturés (Yoshimi & Osterberg, 2005).

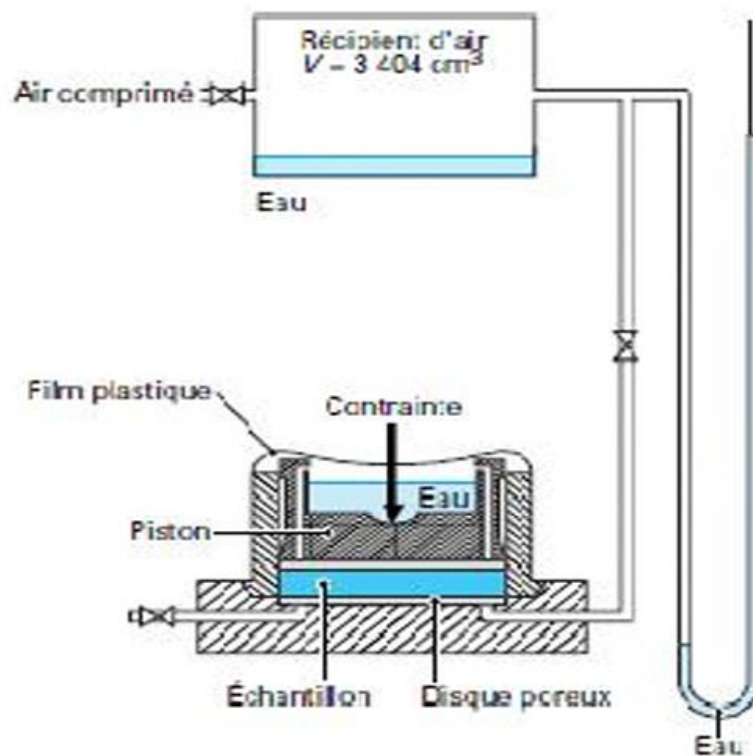


Figure II-6. Système de Yoshimi et Osterberg pour la détermination de la perméabilité à l'air

5.2.2 Méthodes in situ pour l'estimation de la perméabilité sur le terrain

Les différentes techniques de terrain développées pour appréhender la perméabilité des sols sont de natures expérimentales. La méthode par aspersion, qui génère un apport constant d'eau en maintenant un flux au moyen d'un apport d'eau, est difficile à mettre en œuvre notamment à cause d'un équipement complexe et des difficultés à les appliquer avec des hauts suctions, sans compter les risques de générer une croûte superficielle perturbatrice sur les mesures (Hillel, 1998a).

L'infiltration contrariée maintient les conditions hydriques en surface dans une couche occasionnant une résistance (membrane ou mélange sable-gypse). La méthode du drainage interne ou profil instantané, de forme plus complexe, observe l'évolution des profils hydriques après saturation du sol, en croisant des mesures neutroniques ou TDR avec des tensiomètres, mais celle-ci est restée en souffrance au regard de la fiabilité des mesures à réaliser. L'infiltromètre à succion, quant à lui, est particulièrement adapté à l'étude de la zone proche de saturation, et il permet une régulation précise du processus d'infiltration par l'application d'une succion contrôlée fondée selon le principe de Jurin-Laplace (Weynants, 2005). ce qui en fait un outil performant pour la caractérisation de l'ensemble des propriétés de transport dans des systèmes contrôlés.

6. LA LOI DE DARCY (LOI DE DARCY)

Henry Darcy a mis en place une loi expérimentale fondée notamment sur l'observation d'écoulements d'eau sous pression écoulant à travers une colonne de sable de hauteur variable, réalisée à l'échelle du laboratoire (Portet, 2003). Le système qu'il utilise permet

d'assurer une charge hydraulique (ou niveau d'eau) constant aux deux extrémités de l'échantillon, ce qui traduit une relation linéaire du débit et du gradient hydraulique. Cette loi est aujourd'hui un des principes fondateurs de l'hydrogéologie pour modéliser les écoulements en milieux poreux (Portet, 2003). ce qui est montré sous forme schématisée sur la figure II-7

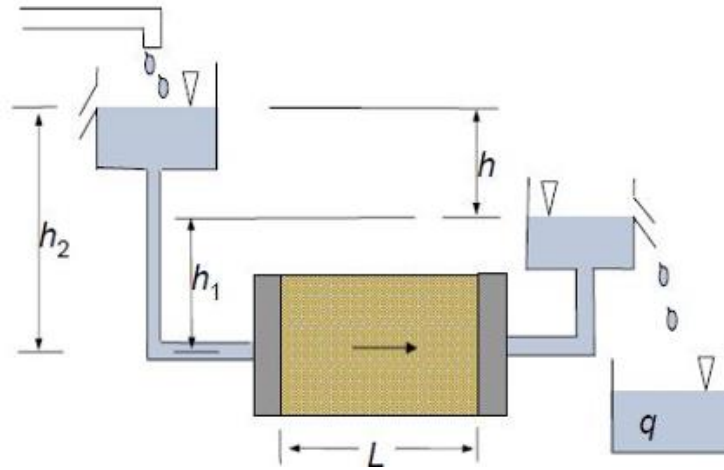


Figure II-7. Schématisation de dispositif expérimental de Darcy

Dans un milieu non saturé (Diaw, 1996). le principe de proportionnalité entre le gradient de potentiel et la densité du flux d'eau reste toujours en vigueur, mais cette fois-ci exprimé de manière analogue à la loi de Darcy pour le milieu saturé. Mais le point principal de la différence avec le milieu saturé, c'est la dépendance de la conductivité hydraulique à la pression matricielle, ce qui engendre une relation non linéaire.

Il résulte donc, notamment, un comportement flux-gradient de potentiel (moteur de l'écoulement) fondamentalement non linéaire – ce qui complique fortement la modélisation des transferts hydriques dans ces milieux spécifiques.

$$k = \frac{qL}{A(h_2 - h_1)} = \frac{qL}{Ah}$$

A (section) et L (longueur) caractérisent l'écoulement, avec h comme différence de charge aux extrémités du tube de sol.

On écrit :

$$v = k \frac{h}{L}$$

Le rapport $i = \frac{h}{L}$ est appelé gradient hydraulique. On a donc :

$i = ki \rightarrow$ C'est la célèbre loi de Darcy qui varie selon le type de sol (figure II-8)

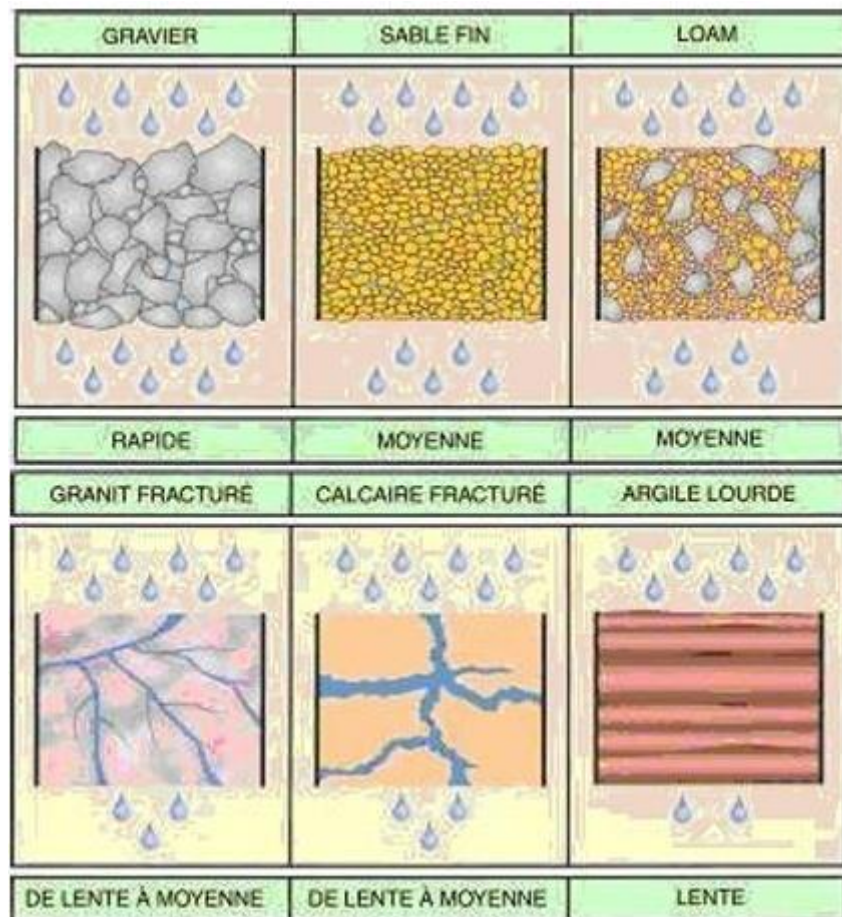


Figure II-8 : Variation de la vitesse de percolation de l'eau. (Myslik J., 2007)

⇒ Dans le cas d'une zone saturée :

h est la pression hydrostatique due à la colonne d'eau au-dessus du point considéré. La prépondérance de l'eau présente dans le milieu est la cause d'un débit hydrique positif ($h > 0$).

⇒ En zone non saturée :

h reflète le degré d'intensité des forces de capillarité et d'adsorption permettant de fixer l'eau au solide ($h < 0$). Pour le cas des pure capillaires, elle rappelle la loi de Jurin qui permet d'établir une relation entre le rayon de courbure des ménisques et la géométrie des pores.

6.1 Domaine de validité de la loi de Darcy

La loi de Darcy repose sur l'idée d'un écoulement laminaire, dont il nous faut vérifier la validation en s'appuyant sur le nombre de Reynolds (Re) qui compare les forces d'inertie et visqueuses. Or, pour les milieux poreux, Re étant généralement faible, cette condition de valabilité de la loi de Darcy peut être respectée, autorisant l'explication de l'écoulement. Il est donné par :

$$Re = \frac{qD}{\nu}$$

q : la vitesse .

ν : la viscosité cinématique(μ/ρ)..

D : la longueur représentatif de l'écoulement.

La loi de Darcy présente trois cas particuliers de seuils de validité, notamment dans les milieux géologiques hétérogènes, les karsts et les écoulements à grande vitesse.

Dans les écoulements potentiels en milieux poreux, la notation q désigne bien la densité de flux, et le paramètre D est précisé comme le diamètre effectif des grains d_{10} proposé par Al Bitar (2007).

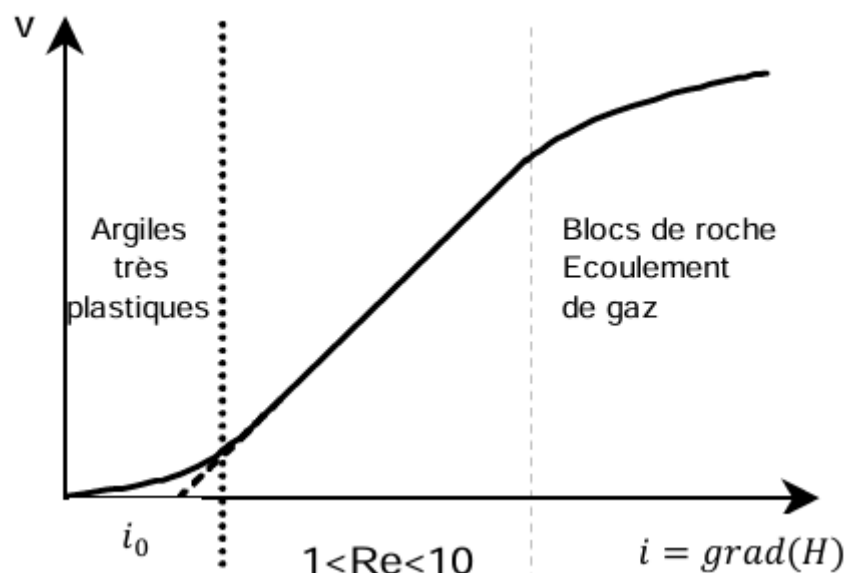


Figure II-9. Domaine de validité de la loi de Darcy

6.2 Extension et généralisation de la loi de Darcy

En milieu non saturé, la loi de Darcy généralisée s'applique pour un sol homogène et isotrope.

Donc : $\vec{v} = -k \overrightarrow{\text{grad}} \Delta H$

Le vecteur gradient hydraulique ∇h , tangent à la ligne de courant, partage la même orientation qu'elle.

dans les coordonnées cartésiennes : $v_x = -k \frac{\partial h}{\partial x}$

$$v_y = -k \frac{\partial h}{\partial y}$$

$$v_z = -k \frac{\partial h}{\partial z}$$

Tableau II-1 : Valeurs de perméabilité selon Castagny G., 1992 cité par Portet F., 2003

k en m/s	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹¹
granulométrie homogène	gravier pur					sable pur		sable très fin			limons	argile	
granulométrie variée	gravier gros&moy			gravier et sable		sable et limons argileux							
degrés de perméabilité	TRES BONNE - BONNE					MAUVAISE						NULLE	
type de formation	PERMEABLE					SEMI-PERMEABLE						IMPER-MEABLE	

Tableau II-2 : Valeurs de perméabilité de quelques sols [Portet F., 2003]

Sols	k en m/s
Sable de fontainebleau (grelu)	2.10 ⁻⁵
Argile verte du Sannoisien (fin)	8.10 ⁻¹⁰
Limon d'Orly (fin)	5.10 ⁻⁸
Tourbe de Bourgoin (organique)	2.10 ⁻⁸
Vase de Martrou (organique)	4.10 ⁻⁹

Tableau II-3 : Tableau de correspondance perméabilité / aptitude à l'infiltration

Perméabilité		Typologie du sol	Aptitude à l'infiltration
m/s	mm/h		
$K < 10^{-6}$	$K < 4$	très peu perméable	Nulle
$10^{-6} < K < 3.10^{-6}$	$4 < K < 11$	peu perméable	Mauvaise
$3.10^{-6} < K < 10^{-5}$	$11 < K < 36$	perméabilité médiocre	Faible
$10^{-5} < K < 2.10^{-5}$	$36 < K < 72$	assez perméable	Bonne
$2.10^{-5} < K < 5.10^{-5}$	$72 < K < 180$	perméable	Bonne
$K > 5.10^{-5}$	$K > 180$	très perméable	Très bonne

7 .DIFFÉRENTES FORMULATIONS DE LA PERMÉABILITÉ (MÉTHODOLOGIE ET EXPERIMENTATIONS)

La propriété de perméabilité des sols est un paramètre fondamental en géotechnique puisque elle qualifie leur capacité à laisser circuler l'eau. Suivant le degré de saturation du sol, la perméabilité s'exprime différemment suivant Terzaghi et Peck (1967) dans les sols saturés, elle ne se définit généralement que par la loi de Darcy tandis que dans les sols non saturés, on devra recourir à des modèles emboîtés plus élaborés comme celui de van Genuchten (1980).

Ce chapitre exposera les principales formulations de la perméabilité que nous distinguerons selon que le milieu est saturé ou non saturé.

La perméabilité d'un sol saturé peut être déterminée à partir de l'indice d'état des vides, ou de la porosité, ou même donnée sous forme d'une relation empirique à partir de courbes granulométriques mais il en est tout autrement pour les sols non saturés ou l'influence de la granulométrie, de la porosité et du degré de saturation (ou de la teneur en eau) doit être prise en compte.

7.1 Formules de perméabilité en sols saturés

Vukovic et Soro (1992)

Cette equation est :

$$k = \frac{g}{\nu} \times c \times f(n) \times d_e^2$$

⇒De sorte que :

K : conductivité hydraulique.

g : accélération due à la pesanteur.

ν : viscosité cinématique .

C : coefficient de tri .

$f(n)$: fonction de porosité.

d_e :diamètre de grain efficace.

$$n=0.255(1 + 0.83^{C_u})$$

C_u :est le coefficient d'uniformité des particules.

n : la porosité.

Hazen (1892-1911)

cette équation est :

$$k = \frac{g}{\nu} \times 6 \times 10^{-4} [1 + 10(n - 0.26)] d_{10}^2$$

⇒Mêmes définitions que les éléments de la première loi :

g : accélération due à la pesanteur.

ν : viscosité cinématique .

n : la porosité.

d_e :diamètre de grain efficace.

Kozeny-Carman (1927)

cette équation est :

$$k = \frac{g}{\nu} \times 8.3 \times 10^{-3} \left[\frac{n^3}{(1 - n)^2} \right] d_{10}^2 = 12500 \left[\frac{n^3}{(1 - n)^2} \right] d_{10}^2$$

⇒De sorte que :

K : conductivité hydraulique.

g : accélération de la pesanteur .

ν : viscosité cinématique tel que $\nu = \frac{\mu}{\rho}$.

n :la porosité.

d_{10} : diamètre des efficace grains.

Breyer

Cette equation est:

$$k = \frac{g}{\nu} \times 6 \times 10^{-4} \log \frac{500}{C_u} d_{10}^2$$

⇒Mêmes définitions, mais :

-n = 1

- $0.06 < d_{10} < 0.6$ mm

- $1 < C_u < 20$

Slitcher (1900)

cette équation est :

$$k = \frac{g}{\nu} \times 1 \times 10^{-2} n^{3.287} d_{10}^2$$

⇒Cette formule s'applique principalement aux sols dont la granulométrie varie entre 0,01 et 5 mm, offrant ainsi une estimation plus précise pour cette gamme de tailles de particules.

Lousberg

Cette equation est :

$$k = 195 \left[\frac{n}{0.45} \right]^6 (d_{10})^2$$

-k en cm/s

- d_{10} en cm

Bakhmetef

Cette equation est :

$$k = C n^{4/3} d_{10}$$

Terzaghi

Cette equation est :

$$k = \frac{g}{v} C_t \left(\frac{n - 0.13}{\sqrt[3]{1 - n}} \right)^2 d_{10}^2$$

⇒ La valeur de C_t est comprise entre $6,1 \times 10^{-5}$ et $10,7 \times 10^{-5}$, et la formule de Terzaghi s'avère la plus adaptée pour les sables à gros grains comme l'ont démontré Cheng et Chen (2007).

USBR

Cette equation est :

$$k = \frac{g}{v} \times 4.8 \times 10^{-4} d_{20}^{0.3} d_{20}^2$$

⇒ La formule est la plus appropriée pour les sables moyens avec un coefficient d'uniformité $C_u < 5$ (Cheng & Chen, 2007).

Alyamani et Sen (1993)

cette équation est :

$$k = 1300 [I_0 + 0.025(d_{50} - d_{10})]^2$$

K : est la conductivité hydraulique (m / jour) .

I_0 : est le point d'intersection (en mm) de la ligne formée par d_{50} et d_{10} avec l'axe de la taille des grains.

d_{10} : : est le diamètre efficace des grains (mm) .

d_{50} : est le diamètre moyen des grains (mm).

Cazagrande

Cette equation est :

$$k = 1.4 k_{0.85} \left(\frac{n}{1 - n} \right)^2 = 1.4 k_{0.85} e^2$$

⇒ De sorte que :

N : est la porosité .

E : indice des vides.

$k_{0.85}$: perméabilité correspondante à $e = 0.85$.

Bretjinski

Cette equation est :

$$n = 0.117\sqrt[7]{k}$$

-Pour les sables.

Taylor (1948)

cette équation est :

$$k_s = C_2 \frac{\rho_w g}{\mu} \frac{e^3}{1+e}$$

⇒ De sorte que :

ρ_w : est la densité de l'eau.

g : est l'accélération due à la pesanteur.

μ : est la viscosité.

e : est l'indice des vides.

C_2 : est une constante liée au système de la sol-eau.

Tableau II - 4 (Cheng & Chen, 2007) : Principales formules empiriques et leurs applications pratiques

méthodes	Valeur du coefficient C	La fonction de la porosité f(n)	Domaine d'application
Hazen	6×10^{-4}	$1+10(n-0.26)$	$0.1 < d_e < 3(\text{mm}) C_u < 5$
Slishter	1×10^{-2}	$N^{3.287}$	$0.01 < d_e < 5(\text{mm})$
Terzaghi	$6.1 \times 10^{-3} < C < 10.7 \times 10^{-3}$	$(n-0.13/\sqrt[3]{1-n})^2$	Sable grossier
Breyer	$6 \times 10^{-4} \log \frac{500}{C_u}$	1	$0.06 < d_e < 0.6(\text{mm})$ $1 < C_u < 20$
USBR	$1.8 \times 10^{-4} d_{20}^{0.3}$	1	Sable moyen $C_u < 5$

7.2 FORMULES DE PERMEABILITE DANS LES SOLS NON SATURES

Au sein des sols non saturés, le coefficient de perméabilité présente une grande variabilité qui dépend avant tout de l'index des vides, du degré de saturation, mais également de la succion qui influence les autres paramètres. Les nombreuses recherches conduites ces dernières années ont rendu possible le développement d'expressions analytiques permettant de traiter ce coefficient de perméabilité dont l'estimation repose essentiellement sur la connaissance des propriétés hydrauliques du sol, c'est-à-dire sur ses caractéristiques de rétention d'eau et sur ses fonctions de conductivité hydraulique.

Les modèles les plus souvent utilisés sont notamment ceux établis par Brooks-Corey en 1964 et Van Genuchten en 1980.

Brooks et Corey (1964)

cette équation est :

$$k_{rnw} = (1 - S_e)^{(2+3\lambda)/\lambda}$$

$$k_{rnw} = (1 - S_e)^2 (1 - S_e)^{(2+\lambda)/\lambda}$$

Van Genuchten (1980)

cette équation est :

$$k(\psi) = \begin{cases} k_s \frac{[1 - (\alpha\psi)^{n-1} [1 + (\alpha\psi)^n]^{-m}]^2}{[1 + (\alpha\psi)^n]^{m/2}} \\ k_s \end{cases}$$

$$k(h) = k_s \cdot S_e^l \cdot \left(1 - (1 - S_e^{1/m})^m\right)^2$$

⇒ De sorte que :

k_s : est la conductivité hydraulique à la saturation.

α , m et n : sont des paramètres de forme du modèle qui peuvent être reliés à la distribution dimensionnelle des pores dans le sol.

Vanapalli (2005)

Cette équation est :

$$k_r = S_r^{7.9\gamma} = \Theta^{7.9\gamma}$$

Le rapport entre le paramètre d'ajustement γ et les propriétés du sol, telles que la porosité et le pourcentage des particules fines, est exprimé par la relation suivante (Lamara & Derriche, 2008).

$$\gamma = 0.012\left(\frac{1}{n[\text{argile}\%]^2} + (\text{silt}\%)\right) + 0.38$$

Et $\Rightarrow n$: est la porosité du sol.

Tableau II -5: expressions empiriques de la perméabilité relative ou non saturée

Les fonctions de perméabilité sont en lien, via les relations entre le taux d'humidité volumique, le degré de saturation et la succion du sol, permettant ainsi de transformer une forme de fonction en l'autre grâce à ces relations. Les formulations les plus courantes sont celles de Brooks et Corey (1964), de Van Genuchten (1980) et plus récemment celle proposée par Fredlund et al. (1994).

auteur	année	équation	paramètres
Richards	1931	$k = a\psi + b$	a, b
Burdine	1953	$k_r(\theta) = \frac{k(\theta)}{k_s} = \theta^q \frac{\int_{\theta_r}^{\theta} \frac{d\theta}{\psi^2(\theta)}}{\int_{\theta_r}^{\theta_s} \frac{d\theta}{\psi^2(\theta)}}$	q = 2
Imray	1954	$k = k_0 \left[\frac{s_r - s_{ru}}{1 - s_{ru}} \right]^3$	
Wind	1955	$k = \alpha \psi^{-n}$	α, n
Corey	1957	$k = k_0 \left[\frac{s_r - s_{ru}}{1 - s_{ru}} \right]^4$	
Gardner	1958	$k = k_0 \exp \alpha\psi $	
Scott	1963	$k = k_0[1 - n(1 - s_r)]$	
Rijtema	1965	$k = k_s$ pour $\psi \leq \psi_{aev}$ $k_r = k_s \exp[-\alpha(\psi - \psi_{aev})]$ pour $\psi_{aev} \leq \psi \leq \psi_r$ $k = k_r \left(\frac{\psi}{\psi_r} \right)^{-n}$ pour $\psi \leq \psi_r$	α, n
Brutsaert	1968	$k = k_0(s_r)^n$	
Richards et chen	1969	$k_w = E + \frac{D}{A + B(P_s - P_w)^m + C(P_s - P_w)^n}$	A, B, C, D, E, m, n
Kovacs	1981	$k = k_0 \left[\frac{s_r - s_{ru}}{1 - s_{ru}} \right]^{3.5}$	
Nielsen et al.	1986	$k = k_0(s_e)^n \left[1 - \left(1 - (s_e)^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2$	
Tani	1982	$k = S_e^l \exp(-\alpha \psi)$	
Russo	1988		
Ross et Smetten	1993		
Parker	1989	$k_{rw} = \sqrt{1 - S_{we}} \left[1 - (1 - S_{we}^{1/m}) \right]^{2m}$	
Kosugi	1996	$k = S_e^l \left\{ \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[\operatorname{erfc}^{-1}(2S_e) + \frac{\sigma}{\sqrt{2}} \right] \right\}^2$	

Gens et al.	1997	$k_w = \frac{k_0}{\mu_w} k_{rw}(s_r) \left(\frac{n^3}{(1-n)^2} \right) \left(\frac{(1-n)^2}{n_0^3} \right)$	n_0
Gatmiri	1997	$k_w = k_{w0} 10^6 \left[\frac{s_r - s_{ru}}{1 - s_{ru}} \right]^d \left(\frac{\mu_w(T_s)}{\mu_w T} \right)$	a, d
Kormi	2003	$k_w = k_{rw} k$	

CONCLUSION

Le concept de perméabilité (permeability) joue un rôle majeur dans l'étude des écoulements hydrauliques dans les sols, en constituant la capacité de laisser passer l'eau ou un autre fluide. Ici, ce chapitre a eu pour objet d'aborder les différentes formes de perméabilités (intrinsèque, effective, relative, équivalente, apparente), chacune étant dédiée soit à une condition de saturation et d'hétérogénéité du milieu.

Les éléments susceptibles d'impacter cette propriété, notamment la texture, la structure, la porosité et l'humidité, ont été examinés lors de la mise en avant de leur effet sur les régimes d'écoulement. Les régimes d'écoulement (saturé, non saturé et variable) ont fait l'objet d'une description mettant en avant leurs aspects spécifiques et leurs conséquences pratiques. Les dispositifs de mesure, tant en laboratoire qu'au champ, et leurs limites, ont été évoqués, permettant ainsi de disposer d'outils pour quantifier cette propriété. La loi de Darcy, socle conceptuel des écoulements en milieux poreux, a été abordée, exactes limites de validité et élargissements.

Enfin, les diverses formulations mathématiques de la perméabilité établie à partir de tests expérimentaux ont été discutées, projetant des modèles prédictifs concernant les sols saturés et non saturés. En somme, ce chapitre pose les bases nécessaires à la compréhension et à la modélisation des phénomènes hydrauliques en milieu sol, fondamentales pour de nombreuses applications en géotechnique, hydrologie et gestion des ressources en eau.

Chapitre III

MATERIAUX ETUDIES ET TECHNIQUE EXPERIMENTALES

INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré à une description détaillée des matériaux étudiés et des méthodes de caractérisation. Les techniques expérimentales mises en œuvre sont présentées, y compris les dispositifs utilisés, les protocoles mis en œuvre et un effort particulier accordé à la reproductibilité et à la rigueur des essais réalisés. Un soin particulier a été apporté tant aux détails opératoires qu'aux conditions expérimentales pour chaque essai, pour garantir la rigueur des résultats obtenus.

1. DESCRIPTION DES MATÉRIAUX ÉTUDIÉS

Les essais ont été réalisés sur cinq types de sable, dont les caractéristiques principales sont illustrées dans la Figure III.1 :



Figure III.1 Les types des sables utilisés

2. CARACTÉRISATION DES MATÉRIAUX GRANULAIRES

La caractérisation des matériaux a été réalisée au travers des essais de détermination suivants :

1. Analyse granulométrique par tamisage Détermination des indices des vides (minimum et maximum) selon la norme

2. Mesure de la masse volumique absolue par pycnométrie
3. Essai d'équivalent de sable pour apprécier la propreté des granulats.

2.1. L'analyse granulométrique

Cette étude permet de réaliser la détermination de la distribution granulométrique d'un échantillon de sol par un tamisage normalisé. L'échantillon est fragmenté au travers d'une colonne de tamis classés selon une série décroissante (en hauteur du tamis), produisant une séparation des particules selon leur taille, soit les refus (retenus sur chaque tamis) soit les tamisats (fractions passantes).

Le tamisage est dit complet quand la stabilisation est atteinte sur les masses. L'après pesée des refus, les pourcentages cumulés des passants et refus sont déterminés par rapport à la masse du lot initial. Les résultats sont exposés sous la forme d'une courbe granulométrique selon une échelle logarithmique qui permet de renseigner sur la distribution particulière du matériau.



Figure III.2 Analyse granulométrique.

Tamiseuse et la série des tamis utilisés. b) le pesage de l'échantillon granulaire.

Les résultats de l'analyse granulométrique sont les suivantes Figure III.2.

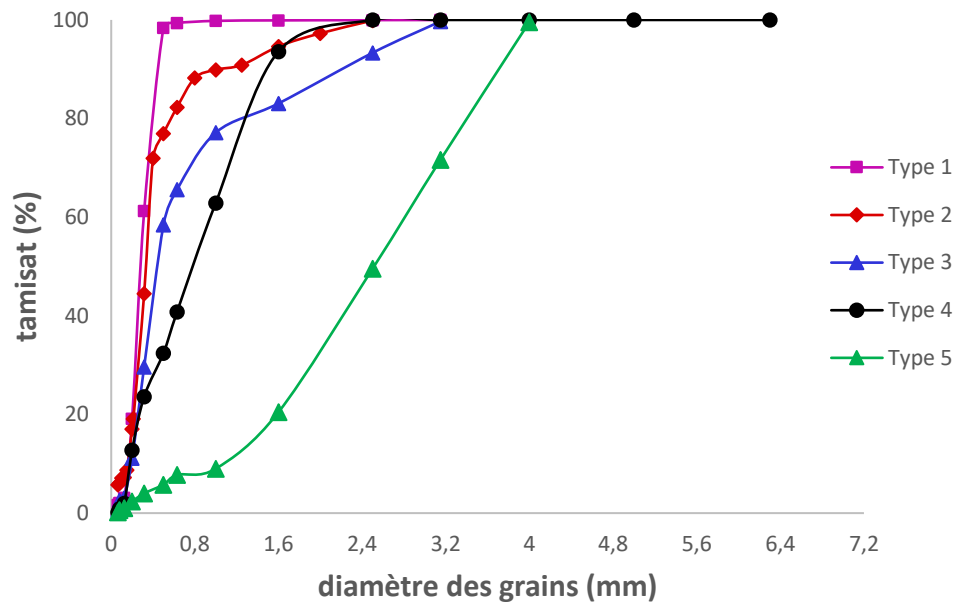


Figure III.3 Courbes granulométriques des matériaux étudiés

2.2. L'indice des vides

L'originalité de la caractérisation des indices de vides minimum (e_{min}) et maximum (e_{max}) est particulièrement importante dans le cadre de l'étude des sols granulaires. La méthode de détermination de e_{max} qui est mise en œuvre, correspondant à l'état de compacité minimale est la suivante :

- Une fois un échantillon sec préparé, on le place dans le moule calibré par l'intermédiaire de l'entonnoir standardisé.

- Tout en maintenant un écoulement continu lors du soulèvement de l'entonnoir, on nivelle la surface sans compaction, puis on pèse la masse du volume connu.

- L'indice est calculé par la relation :

$$e_{max} = (\rho_s / \rho_d) - 1$$

où ρ_s est la masse volumique des grains et ρ_d celle de l'état lâche.



Figure III.4 Détermination de l'indice de vides ($e_{\max}$)

- a) remplissage utilisant l'entonnoir en verre ;
- b) moule plein avant l'enlèvement de l'excès ;
- c) le pesage du moule après le nettoyage de l'excès

L'indice des vides minimum, noté $e_{\min}$, ou état de compacité maximum du matériau, a été déterminé selon un processus normalisé. On a déposé la charge sèche par couches successives dans un moule calibré à l'aide d'une spatule, puis compacté par vibrations contrôlées. L'opération s'est répétée jusqu'à l'obtention d'un volume constant, garantissant une densification optimale. On nivelle la surface, avant pesée finale. La valeur de $e_{\min}$ est calculée à partir de la relation

$$e_{\min} = (\rho_s / \rho_{d_max}) - 1$$

ρ_{d_max} étant la masse volumique apparente dans l'état le plus dense et ρ_s la masse volumique des grains solides. Cette méthode permet d'obtenir une caractérisation reproductible de la compacité maximum du matériau granulaire étudié.



Figure III.5Détermination de l'indice de vides (e min)

a)remplissage utilisant une cuillère ; b) la secousse du moule ; c)le pesage du moule après Le nettoyage de l'excès.

2.3. La masse volumique

La méthode pycnométrique constitue un apport indispensable à une caractérisation précise des propriétés densimétriques des matériaux granulaires, qui est une donnée nécessaire pour apprécier leurs caractéristiques géotechniques. La procédure consiste d'abord à peser le pycnomètre en ayant préalablement séché celui-ci. L'échantillon est versé dans le récipient et une masse est de nouveau mesurée. Un premier palier consiste à remplir le pycnomètre d'eau distillée dégazée jusqu'à sa limite supérieure et sans bulles d'air générées, à l'aide d'une agitation contrôlée.

Et après un essuyage minutieux des parois intérieures, la dernière pesée est réalisée. Ces informations permettent de déterminer les masses volumiques apparente et absolue du matériau grâce aux relations essentielles de la mécanique des sols. Cette méthodologie rigoureuse, appliquée dans des conditions contrôlées, permet d'obtenir des résultats reproductibles et fiables pour la qualification des granulats dans les applications de génie civil.

$$\rho_d = \frac{(m_2 - m_1)}{v} (2.2) \rho_s = \rho_w \frac{(m_2 - m_1)}{(m_4 + m_2 - m_1 - m_3)}$$

Soit :

m1 : la masse de pycnomètre vide.

m2 : la masse de pycnomètre avec l'échantillon.

m3 : la masse de pycnomètre avec l'eau distillé.

m4 : la masse de pycnomètre avec l'échantillon et l'eau distillé.

v : volume de pycnomètre.



Figure III.6 Détermination de la masse volumique

- a) remplissage du pycnomètre ; b) pesage de l'échantillon dans le pycnomètre ;
c) pesage du pycnomètre avec l'échantillon et l'eau.

Le Tableau III.1 récapitule toutes les caractéristiques physiques obtenues à partir des essais d'identification réalisés sur les cinq types de sables étudiés.

Sable	D_{g10} (mm)	D_{g30} (mm)	D_{g50} (mm)	D_{g60} (mm)	Cu	Cc
Type1	0.15	0.21	0.28	0.31	2.06	0.94
Type2	0.15	0.24	0.33	0.36	2.4	1.06
Type3	1.08	1.85	2.51	2.8	2.59	1.13
Type4	0.18	0.32	0.44	0.53	2.94	1.07
Type5	0.18	0.45	0.75	0.96	5.33	1.17

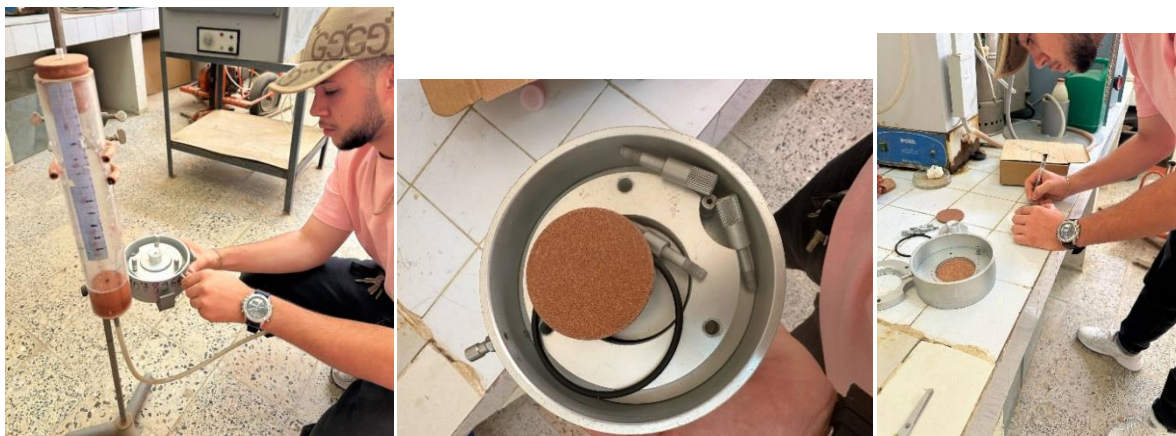
3. Dispositif de mesure de perméabilité

Un tube de Mariotte sert à mesurer la perméabilité à charge constante. On parle de tube de Mariotte pour désigner une boîte fermée, à part une ouverture, en haut, pour un tube d'entrée et une autre ouverture, soit en haut, soit ailleurs pour un tube de sortie. Dans le système représenté dans la figure (2.8), la plaque métallique obture hermétiquement, grâce à un joint en caoutchouc graissé, le sommet du cylindre en plastique, tandis que le tube d'entrée pénètre la plaque au moyen d'un raccord de compression, qui scelle par un joint.

Cela fait que la pression au fond du tube d'entrée demeure constante. En revanche, celle qui règne à l'intérieur du trou de sortie est supérieure à la pression atmosphérique. Dès

que l'eau sort du trou de sortie, la pression dans le contenant se déprime donc, ce qui déprime aussi en son fond, au niveau du lieu de la sortie du tube d'entrée, la pression au-dessous de celle de l'atmosphère. Il assure l'admission d'air dans le tube, ce qui maintient la pression à la base du tube équivalente à la pression atmosphérique ; tant que le niveau d'eau reste dans le cylindre dans le niveau d'eau de l'éprouvette supérieur à celui du fond la pression au niveau du trou de sortie du tube d'entrée se maintiendra constante, l'air qui pénètre dans le système forme des bulles partant du bas du tube jusqu'à l'espace libre au fond du cylindre.

Le tube de Mariotte reliant ce dispositif à la cellule œdométrique garantit une charge constante du sol à tester en alimentant en continu le système de drainage de la cellule ; les parties inférieure et supérieure de l'éprouvette sont revêtues d'une pierre poreuse pour faciliter l'écoulement de l'eau ; tout intervalle de temps permet de contrôler le volume d'eau incorporé dans l'éprouvette en passant par un tube gradué.



(a)

(b)

Figure III.7 (a) Tube de mariotte + cellule oedométrique, (b) cellule oedométrique

4. PROTOCOLE D'ESSAI TENSIOMÉTRIQUE

4.1. Méthode tensiométrique

L'évaluation des courbes de rétention d'eau et, à plus forte raison, de la courbe de séchage, accentue l'importance de la notion de taille des pores au sein du milieu. Elle repose sur un modèle conceptuel d'écoulement simulant un réseau poreux constitué de tubes cylindriques allongés parallèles et de fluide s'écoulant axialement. Un assèchement des pores saturés (figure III.7 b) représente dans ce modèle le séchage, tandis que le mouillage capillaire est considéré comme étant le remplissage de pore dans le cas de ménisque capillaire cylindrique et de paroi de type poreuse (figure 2.8a).

Les mesures tensiométriques de succion selon le protocole décrit par Delage et Cui (2000) sont propres à déterminer de telles courbes de manière à obtenir des distributions respectives de tailles de pores.

La technique de mesurage par tensiométrie permet de quantifier avec précision des pressions interstitielles négatives dans les sols non saturés. Son principe de fonctionnement est similaire à celui des mesure de presses positives mais dans l'autre sens, puisqu'il fait appel à une membrane céramique poreuse, qui doit être maintenue saturée. Cette interface doit également assurer une continuité hydraulique complète entre le sol étudié et le système de mesurage. La condition préalable de saturation rigoureuse de la pierre poreuse par de l'eau désaérée est condition déterminante pour obtenir des mesures fiables.

La plage de mesure accessible est limitée par la pression d'entrée d'air du céramique utilisée – ainsi, l'un des essais rapportés par Feia et coll., sur des mesures réalisées à l'aide d'une membrane de 10kPa, s'est avéré adéquat pour étudier les propriétés de rétention hydrique des sables, en couvrant bien la disponibilité des suctions pour ce type de matériau granulaire.

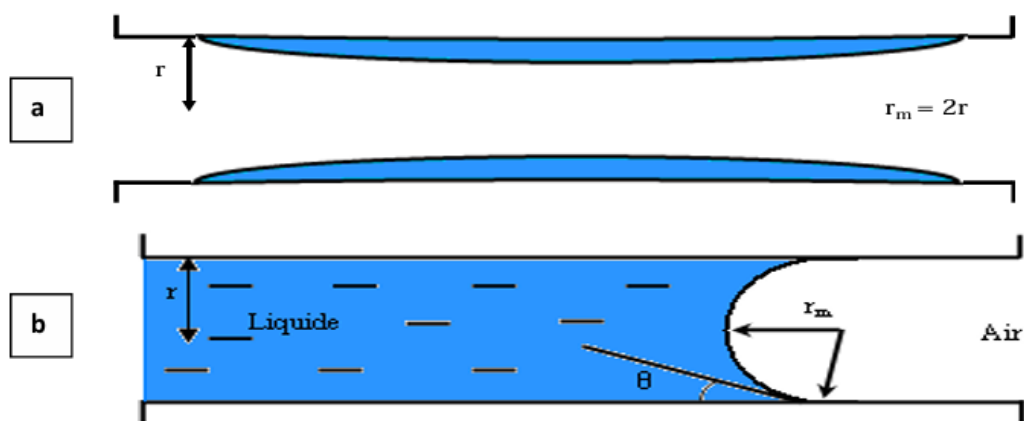


Figure III.8 Schéma explicatif des processus de séchage et mouillage dans le réseau poreux constitué de cylindres de rayon r , (r_m est le rayon du ménisque de l'interface air-eau) (d'après(Do, 1998) a). Processus de mouillage. b) Processus de séchage

4.2. Programme Expérimental

La figure III.8 rappelle le dispositif expérimental qui se compose d'une cellule œdométrique standard ($\varnothing 70 \text{ mm} \times 37 \text{ mm}$) pourvue d'une membrane céramique à fort potentiel rétain (-50 kPa) et d'un système capillaire constitué d'un tube gradué en verre ($\varnothing 7 \text{ mm}$) et d'un réservoir d'eau désaérée. L'environnement est contrôlé ($20^\circ\text{C} \pm 1^\circ\text{C}$) et une isolation par film cellophane est mise en œuvre pour réduire les pertes par évaporation.

Le protocole expérimental consiste à augmenter progressivement le niveau des paliers de succion jusqu'à ce qu'un équilibre hydromécanique s'installe pendant la phase de stabilisation. Le potentiel hydrique est alimenté par un dénivelé au choix entre le niveau de référence situé dans le tube capillaire et l'échantillon, permettant ainsi des succions plus fidèles. Pour ce qui est de la mesure des variations de volume, sa précision (40 mm^3 , ce qui représente un pourcentage très faible du volume poreux total : 0.07%) permet de tracer les isothermes de rétention d'eau en voie de désorption ou en voie d'adsorption.

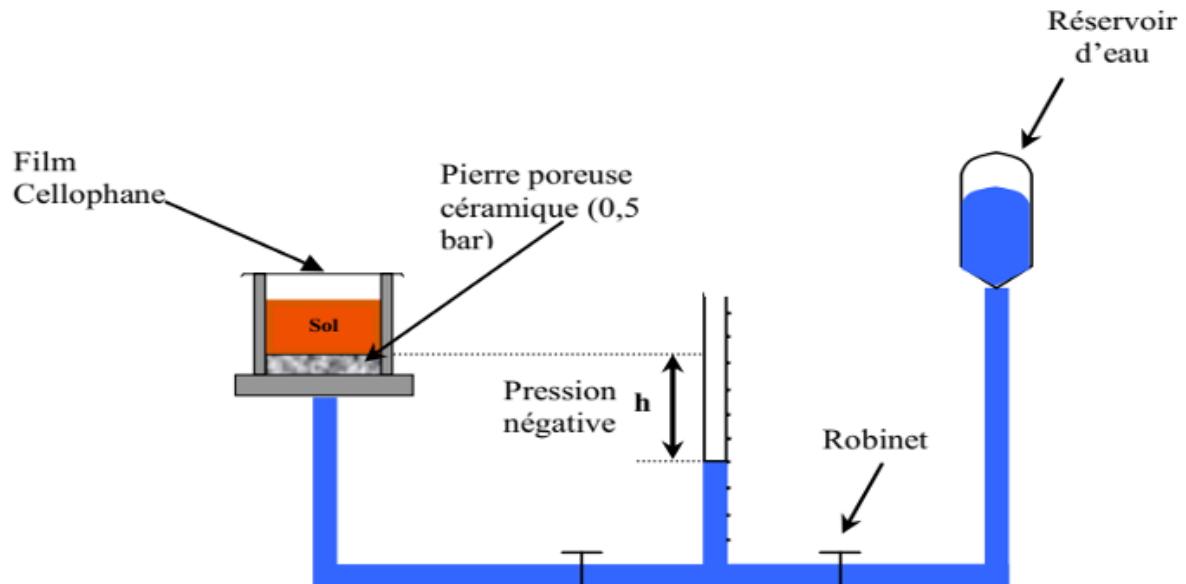


Figure III.9 Schéma explicatif de principe de la méthode tensiométrique de mesure de la succion (Feia et al., 2014)

4.3. Procédure de l'essai tensiometrique

La méthodologie du test tensiométrique suit un protocole rigoureux. Le poids d'échantillon à utiliser est calculé précisément en fonction du volume de la cellule de mesure et de la masse volumique apparente que l'on veut obtenir. La cellule doit être remplie entièrement d'eau. Pour être complètement saturée, la pierre poreuse était remplie d'eau. Cela est effectué en assemblant tous les éléments sous eau pour éliminer tout risque de piégeage de gaz dans celle-ci et après elle est drainée pour faire disparaître l'excédent, cela de façon contrôlée. Sur le montage est installé un système capillaire constitué d'un tube de liaison et d'un tube gradué de mesure, connecté à un réservoir d'eau désaérée où il importe que tout air soit retiré du circuit hydraulique, condition sine qua non de la validité des mesures qui vont être effectuées.

L'échantillon soigneusement conditionné dans la cellule est isolé de l'ambiance par un emballage hermétique en cellophane, Sur une série de paliers de succion établis en fonction du niveau haut de référence d'eau, R de la cellule, le système de contrôle s'ouvre et la circulation capillaire est mise en œuvre. La mesure différentielle des niveaux dans le tube

gradué fournit les données utiles pour déterminer avec précision les paramètres de succion du sol, selon les principes de mesure afférents à l'équilibre hydromécanique.



Figure III.10.Procédure de l'essai tensiométrique

CONCLUSION

Dans le présent chapitre, il a été proposé un protocole complet pour la caractérisation des propriétés physiques et hydriques des matériaux granulaires testés. La granulométrie a permis de quantifier la distribution de la taille des particules pour chaque type de sable alors que les mesures pycnom triques des indices des vides et des masses volumiques ont permis d'en déduire les caractéristiques géométriques et densitaires fondamentales.

L'évaluation par équivalent de sable a permis de dégager des indicateurs objectifs sur la propreté des granulats et leur fins. Les essais tensiométriques contrôlés ont permis de déterminer les relations succion-taux de vide pour différents  tats de compacité.

Les résultats obtenus mettent en relation de manière significative les paramètres granulométriques, la compacité du squelette granulaire et les propriétés de rétention hydrique. Plus précisément, cette étude montre que :

- La distribution granulométrique conditionne la courbe de rétention d'eau,
- L'indice des vides conditionne la capacité de stockage de l'eau,

-La présence de fines modifie de manière significative le comportement hydromécanique.

Ces données expérimentales constituent une base scientifique de travail rigoureuse pour modéliser le comportement hydromécanique des sols saturés en eau, avec des retombées pratiques en géotechnique pour :

-L'optimisation des formulations granulaires

-La prévision des performances hydrauliques

-La gestion durable des ressources sol-eau

Les protocoles développés et les résultats obtenus ouvrent des perspectives pour des études complémentaires sur les couplages hydromécaniques en conditions non saturées.

Chapitre IV

PRESENTATION ET ANALYSE DES RESULTATS.

INTRODUCTION

Les résultats expérimentaux mis en avant dans ce chapitre concernent les mesures tensiométriques effectuées sur les différents sables pris en étude. Des essais ont été réalisés selon des indices de densité (ID) diversifiés et les courbes de rétention d'eau obtenues pour les cinq types de sables sont analysées

1. INFLUENCE DE LA DENSITÉ SUR LA PERMÉABILITÉ DES SABLES

Afin de mieux comprendre le comportement hydraulique des différents types de sables étudiés, des essais de perméabilité ont été réalisés pour plusieurs indices de densité. Les résultats obtenus sont regroupés dans le tableau ci-dessous, et permettent d'analyser l'effet de la compaction sur la capacité des sables à laisser passer l'eau.

Tableau IV.1 Résultats des essais de perméabilité selon l'indice de densité pour cinq types de sables.

ID	sable1	sable2	sable3	sable4	sable5
0,5	0,01147	0,01294	0,014921	0,0175	0,028874
0,6	0,0092	0,0111	0,01254	0,01425	0,0259125
0,7	0,006785	0,00821012	0,00958	0,011801	0,0229875
0,9	0,0009845	0,00124	0,002512	0,005214	0,016725

Le tableau présente les résultats de perméabilité mesurés pour différents types de sable en fonction de l'indice de densité (ID).

2. ÉVOLUTION DE LA PERMÉABILITÉ EN FONCTION DE DIAMÈTRE MOYEN DES GRAINS DG50

La Figure IV-1 présente l'évolution de la perméabilité des sables étudiés en fonction du diamètre moyen D_{g50} pour les quatre indices de densité testés (0.9; 0.8; 0.65; 0.45). On observe une augmentation de la perméabilité en fonction du diamètre moyen des grains, ce constat étant valable pour toutes les valeurs de l'indice de densité. Pour un même état de densité, un sable présentant un diamètre de grains plus grand entraîne une taille des pores également plus grande, expliquant ainsi l'augmentation de la perméabilité associée au diamètre des grains.

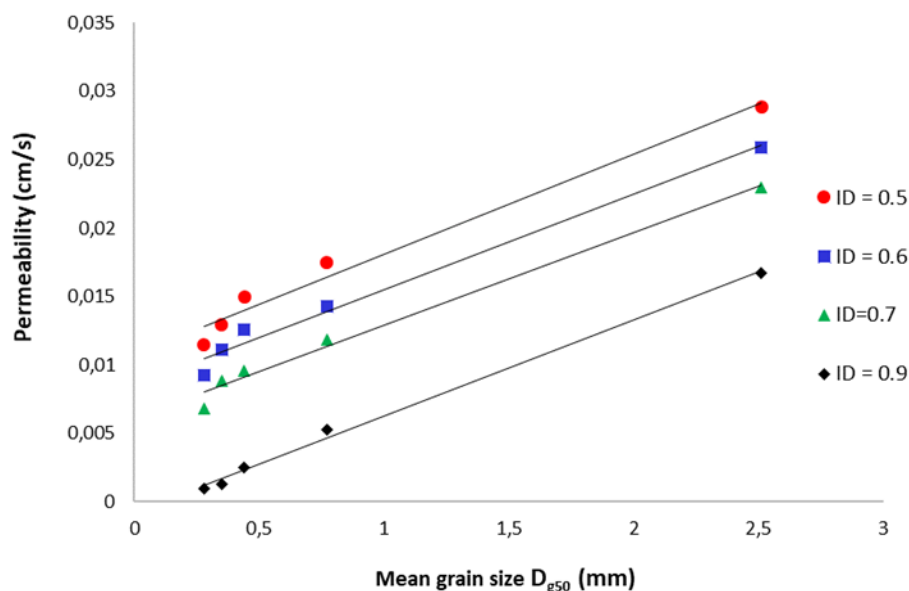


Figure IV-1: Influence de la densité sur la perméabilité des sables

3.ÉVOLUTION DE LA PERMÉABILITÉ EN FONCTION DE LA TAILLE MOYENNE DES GRAINS D_{g50}

La Figure IV-2 présente l'évolution de la perméabilité des sables étudiés en fonction du diamètre moyen D_{g50} pour un indice de densité $ID=0.9$). On observe une augmentation de la perméabilité en fonction du diamètre moyen des grains, ce constat étant valable pour toutes les valeurs de l'indice de densité. Pour un même état de densité, un sable présentant un diamètre de grains plus grand entraîne une taille des pores également plus grande, expliquant ainsi l'augmentation de la perméabilité associée au diamètre des grains.

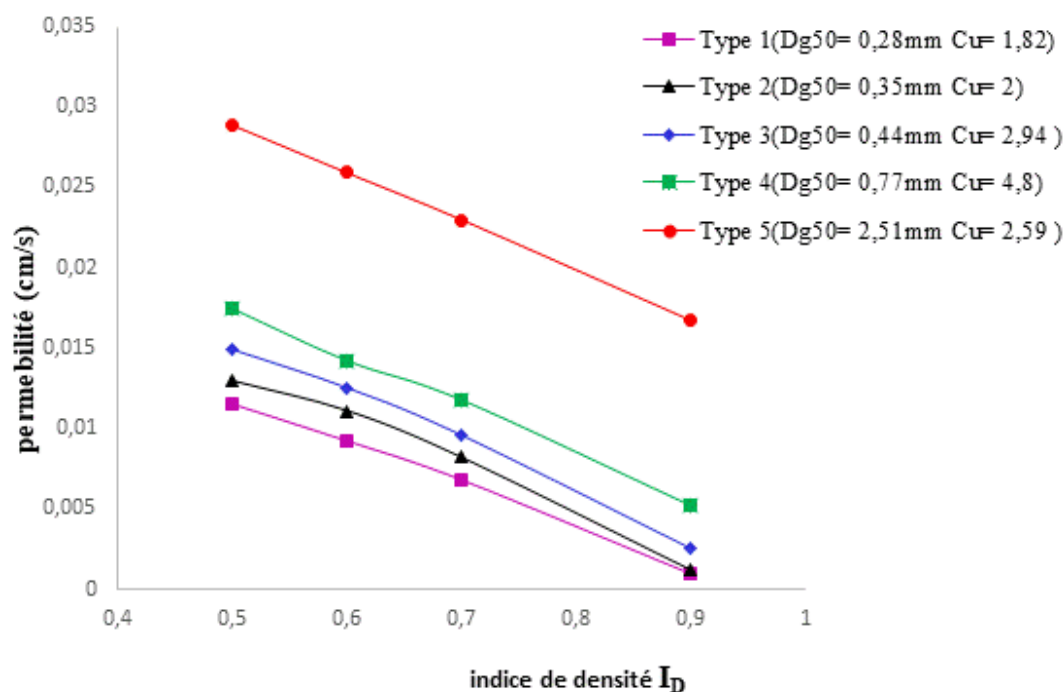


Figure IV-2 : Évolution de la perméabilité en fonction de la taille moyenne des

4. ÉTUDE DES COURBES DE RÉTENTION D'EAU

La Figure IV-(3-4-5-6-7) illustre les courbes de rétention d'eau des cinq types de sable, obtenues à partir des essais tensiométriques réalisés par notre encadreuse, Mme Bouacida Linda, avec un indice de densité de 0,90. On a observé que la succion augmente avec la diminution de la taille des grains et le degré de saturation diminue à mesure que la succion du sol augmente. Ces courbes mettent clairement en évidence les différentes propriétés de rétention d'eau des sols non saturés et leur allure est cohérente avec celles présentées dans la littérature pour des matériaux similaires

4.1 Analyse par Type de Sable

4.1.1 Sable Type 1 ($D_{g50} = 0,28$ mm, Classification : Argileux)

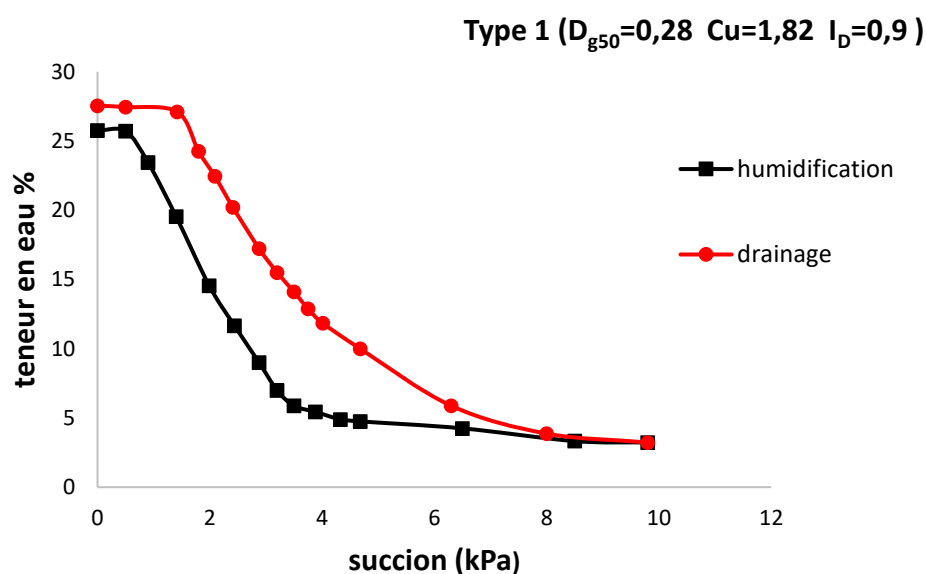


Figure IV-3:Sable Type 1 ($D_{g50} = 0,28$ mm, Classification : Argileux)

4.1.2 Sable Type 2 ($D_{g50} = 0,35$ mm, Classification : Argileux)

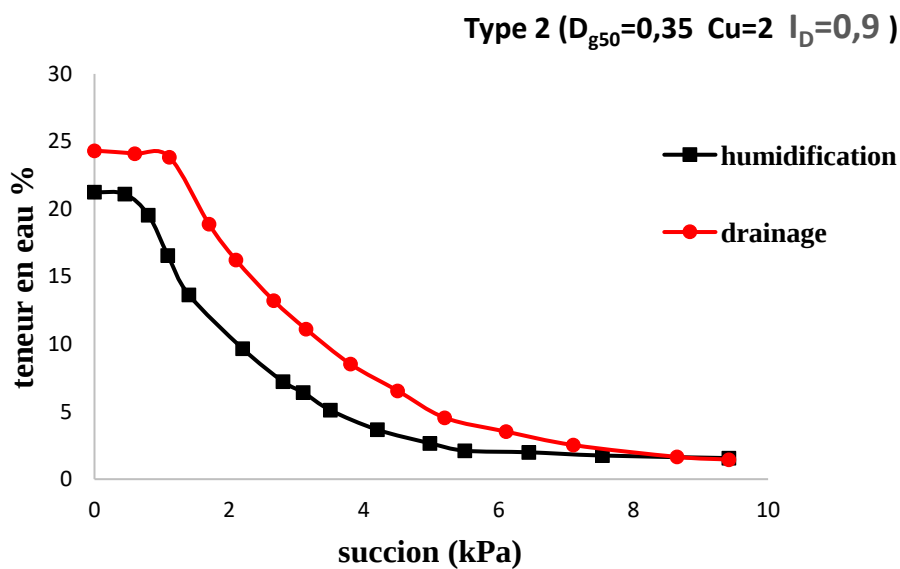


Figure IV- 4:Sable Type 2 ($D_{g50} = 0,35$ mm, Classification : Argileux)

4.1.3 Sable Type 3 ($D_{g50} = 0,44$ mm, Classification : Propre)

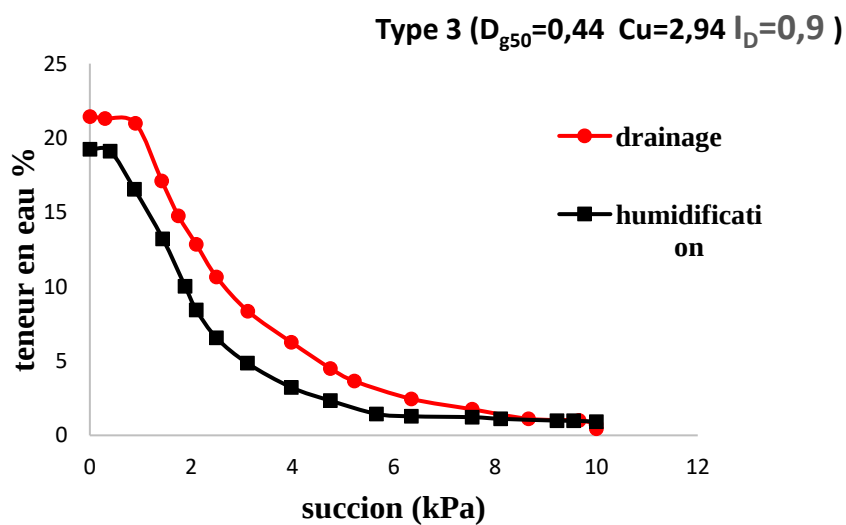


Figure IV- 5:Sable Type 3 ($D_{g50} = 0,44$ mm, Classification : Propre)

4.1.4 Sable Type 4 ($D_{g50} = 0,77$ mm, Classification : Très Propre)

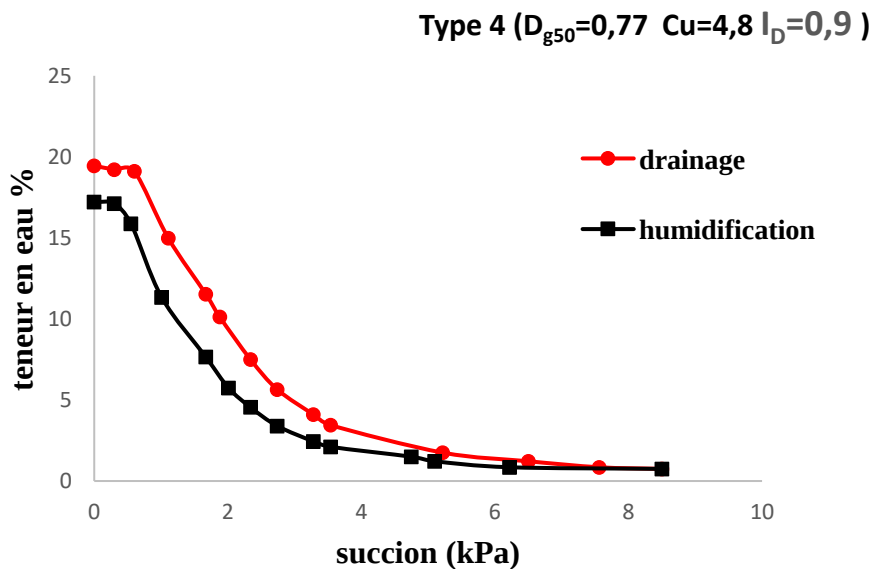


Figure IV- 6:Sable Type 4 ($D_{g50} = 0,77$ mm, Classification : Très Propre)

4.1.5 Sable Type 5 ($D_{g50} = 2,51$ mm, Classification : Très Propre)

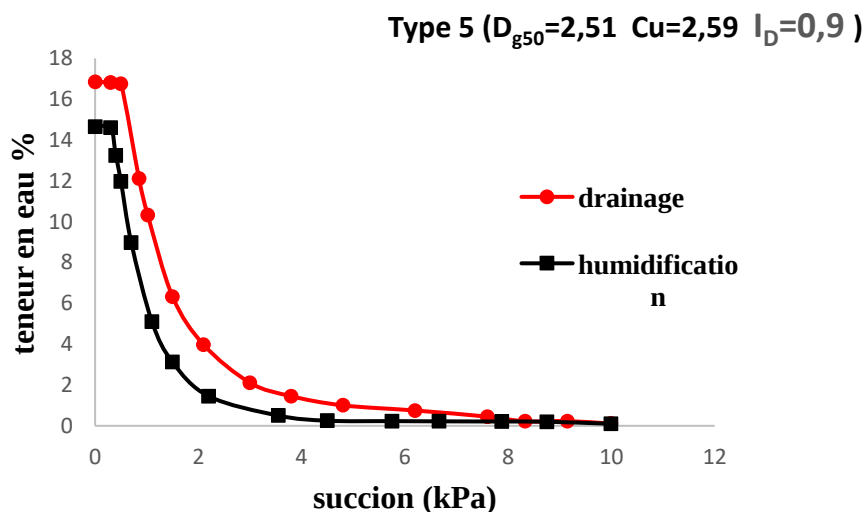


Figure IV- 7:Sable Type 5 ($D_{g50} = 2,51$ mm, Classification : Très Propre)

4.2. Courbes de rétention d'eau degré de saturation en fonction de la suction

La Figure IV-8 illustre les courbes de rétention d'eau pour les cinq types de sable, obtenues avec un indice de densité de 0,90. On a observé que la suction augmente avec la diminution de la taille des grains et le degré de saturation diminue à mesure que la suction du sol augmente. Ces courbes mettent clairement en évidence les différentes propriétés de rétention d'eau des sols non saturés et leur allure est cohérente avec celles présentées dans la littérature pour des matériaux similaires.

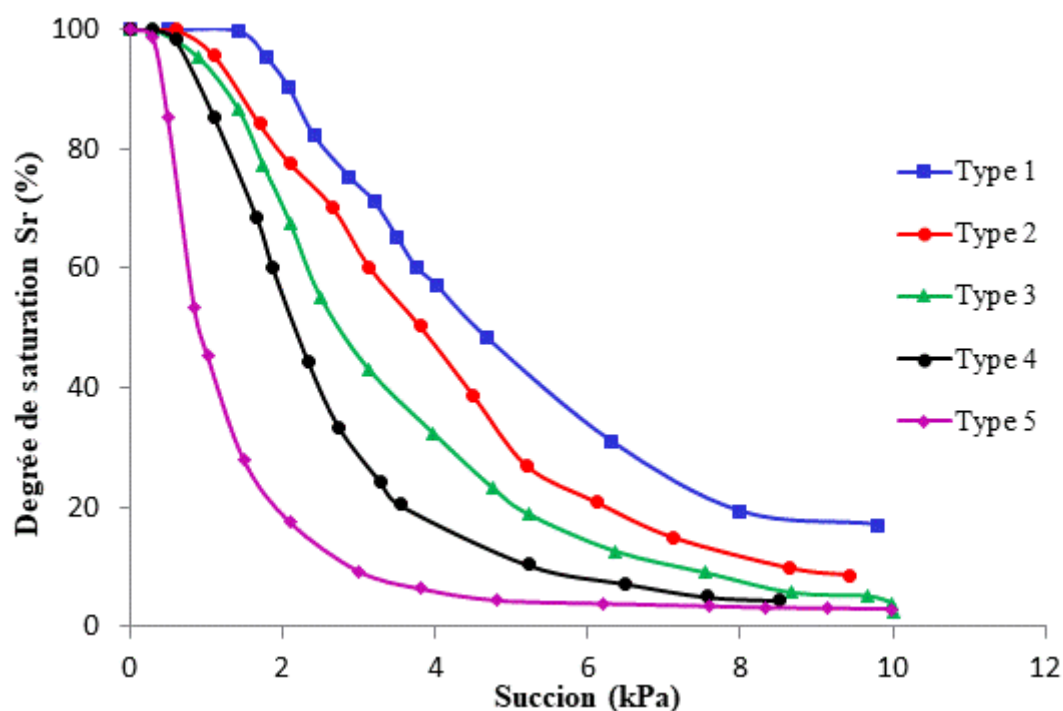


Figure IV-8: Courbes de rétention d'eau pour les cinq types de sable étudiés.

4.3.effet de l'indice de densité

La Figure IV-9 montre les courbes de rétention d'eau pour le type de sable numéro 1, obtenues à partir des essais tensiométriques réalisés par notre encadreuse, Mme Bouacida Linda, pour différentes valeurs d'indice de densité. Cette même Figure montre une comparaison entre les courbes de rétention d'eau de même type de sable pour quatre indices de densité différents (0,5, 0,60, 0,70 et 0,90). Les résultats obtenus ont révélé une corrélation positive entre la succion et l'indice de densité, ce qui est en parfait accord avec les résultats expérimentaux rapportés dans la littérature. En outre, il est clairement noté que les différentes propriétés de rétention d'eau des sols non saturés peuvent être observées sur ces courbes.

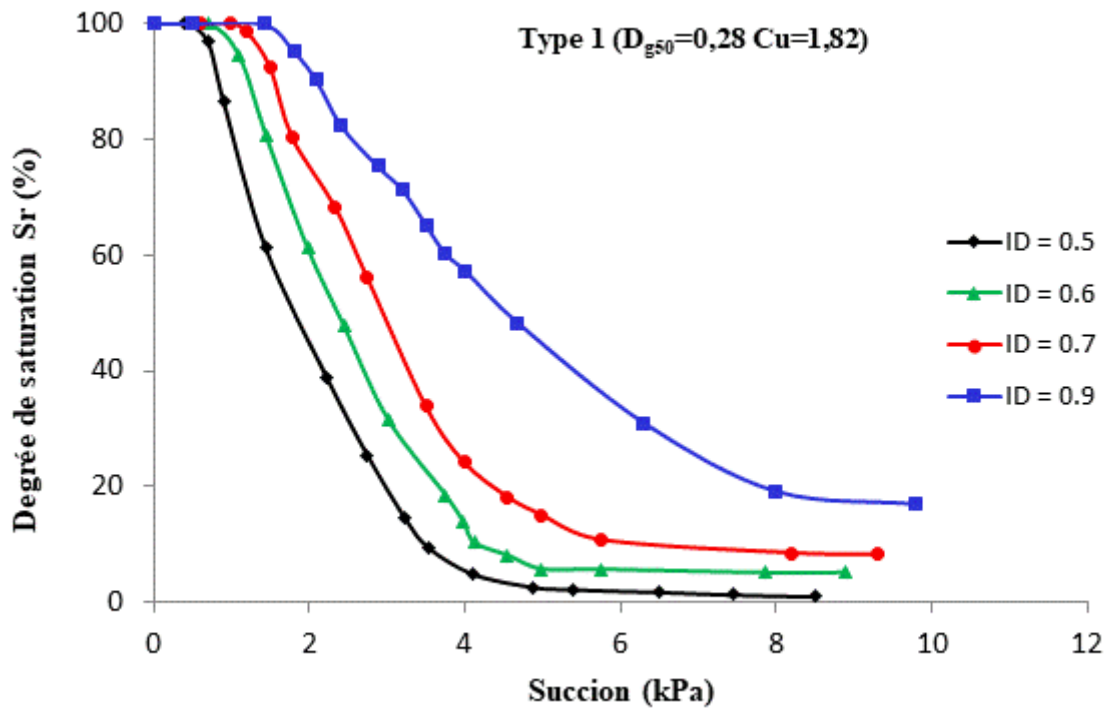


Figure IV-9: Effet de l'indice de densité

5. AJUSTEMENT DES COURBES DE RÉTENTION ET MODÉLISATION DE LA PERMÉABILITÉ

Dans cette section, les résultats des essais tensiométriques réalisés sur les cinq types de sable sont présentés. Ces essais ont été menés avec un indice de densité constant de 0,90 afin de limiter l'influence de la compacité sur la rétention d'eau. Les courbes obtenues, illustrées à la figure, traduisent la variation de degré de saturation en fonction de la suction appliquée. Ces données expérimentales ont été ajustées à l'aide du modèle de van Genuchten, largement reconnu pour sa capacité à représenter le comportement hydrique des sols non saturés.

Ce modèle se base sur la relation de (van Genuchten, 1980), où la définition du degré de saturation effectif est généralement adopté pour caractériser le comportement de rétention d'eau comme :

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{S_r - S_r^r}{1 - S_r^r}$$

θ , θ_s et θ_r sont la teneur en eau, la teneur en eau saturée et la teneur en eau résiduelle respectivement et S_r et S_r^r sont le degré de saturation et le degré de saturation résiduel dans le modèle classique de Van Genuchten.

Le degré de saturation effectif est exprimé par :

$$S_e = \left(1 + \left(\frac{S}{\alpha}\right)^n\right)^{\frac{1}{n}-1}$$

L'ajustement a permis de déterminer les paramètres hydriques caractéristiques de chaque type de sable, à savoir le paramètre α (lié à la pression d'air), n (paramètre de forme) et m , défini par la relation $m = 1 - 1/n$. Ces paramètres sont essentiels pour la modélisation du comportement du sol en conditions non saturées.

On a utilisé la courbe de rétention d'eau de séchage pour le calage du modèle de van Genuchten en raison de l'intérêt principal porté sur le séchage du matériau, plutôt que le mouillage et afin de reproduire fidèlement le comportement hydraulique pendant cette phase particulière, et les données expérimentales sur la courbe de rétention d'eau de séchage soient plus facilement disponibles or plus abondantes que celles sur la courbe de mouillage.

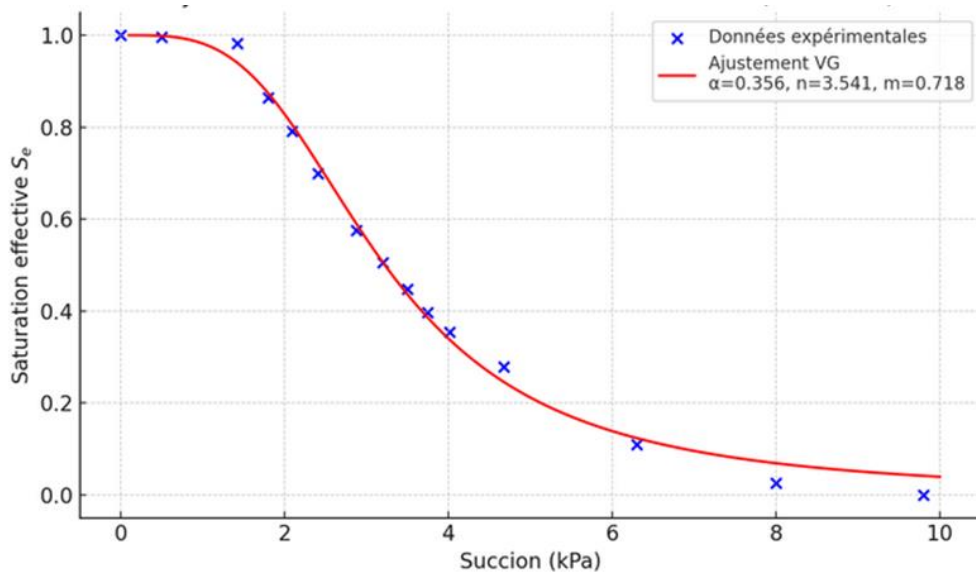


Figure IV.10: Ajustement du modèle de van Genuchten pour ID = 0.9

Les paramètres du modèle de van Genuchten ajustés à partir de données expérimentales pour un indice de densité ID = 0.9 sont :

$$\alpha = 0.356 \text{ kPa}^{-1}, \quad n = 3.541, \quad m = 1 - 1/n = 0.718$$

Dans la continuité de l'analyse, les paramètres obtenus ont été utilisés pour établir la relation entre la perméabilité non saturée $k(h)$ et la succion, en appliquant le modèle de van Genuchten–Mualem, exprimé par la relation suivante :

$$k(h) = k_s \cdot S_e^L \cdot \left(1 - \left(1 - S_e^{1/m}\right)^m\right)^2$$

$K(h)$: Perméabilité non saturée (fonction de la succion).

k_s : Perméabilité à saturation (perméabilité maximale).

S_e : Saturation effective.

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

θ : teneur en eau volumique actuelle.

θ_s : Teneur en eau à saturation.

θ_r : Teneur en eau résiduelle (non extractible).

l : Paramètre empirique (souvent 0,5), lié à la structure des pores.

m : Paramètre de forme (lié à la courbe de rétention).

n : Paramètre de forme (en général : $m = 1 - 1/n$).

α : Paramètre inverse de la succion d'entrée d'air (lié à la taille des pores).

où :

$$k_r(h) = \frac{k(h)}{k_s} = \left(\frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left(1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right)^2$$

6.ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DE LA RELATION SUCCION-PERMÉABILITÉ DANS LES CINQ SABLES ÉTUDIÉS À L'AIDE DU MODÈLE DE VAN GENUCHTEN

Comme nous l'avons dit auparavant La relation entre succion et perméabilité est exprimée par :

$$k(h) = k_s \cdot S_e^L \left(1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right)^2$$

et :

- $n = 3.541$
- $m = 1 - \frac{1}{n} = 0.7175939$
- $L = 0.5$ (facteur de pore-connectivité selon Mualem).

7. ANALYSE DÉTAILLÉE DES COURBES INDIVIDUELLES

La figure IV.11 illustre la relation entre la succion (exprimée en kPa) et la perméabilité (exprimée en cm/s) pour cinq types de sols caractérisés par différents diamètres effectifs (D_g), coefficients d'uniformité (C_u) et indices de densité (ID).

On observe globalement que la perméabilité diminue avec l'augmentation de la succion pour tous les types de sols. Cette tendance est physiquement cohérente, car une succion plus élevée implique une diminution du degré de saturation, ce qui entraîne une réduction de la continuité des voies d'écoulement de l'eau dans le sol.

Les courbes montrent des comportements distincts selon les types de sols :

1. Le type 5 ($D_g = 2,51$ mm) présente la perméabilité la plus élevée sur toute la plage de succion. Cela s'explique par la grande taille des grains, qui crée de larges vides intergranulaires, facilitant le passage de l'eau même sous succion élevée.

2. Le type 4 ($D_g = 0,77$ mm) montre une perméabilité inférieure à celle du type 5, mais reste significativement plus perméable que les types à grains plus fins. Cette perméabilité relativement élevée est liée à une structure granulaire encore ouverte, bien que plus compacte que celle du type 5.

3. Le type 3 ($D_g = 0,44$ mm) présente une perméabilité intermédiaire. À cette taille de grain, les vides deviennent moins connectés, ce qui réduit la perméabilité, surtout à mesure que la succion augmente.

4. Le type 2 ($D_g = 0,35$ mm) affiche une perméabilité encore plus faible. À ce stade, la capillarité devient dominante et les voies d'écoulement se ferment plus rapidement sous l'effet de la succion.

5. Le type 1 ($D_g = 0,28$ mm) a la perméabilité la plus faible. Les petits grains induisent une structure très compacte avec de faibles macropores, ce qui limite fortement la circulation de l'eau et rend la perméabilité extrêmement sensible à la succion.

6. À partir de 2 kPa de succion, la pente des courbes devient plus raide pour tous les types, indiquant une réduction accélérée de la perméabilité. Cela s'explique par la vidange progressive des macropores, où la tension capillaire devient suffisante pour retenir l'eau dans les pores les plus fins.

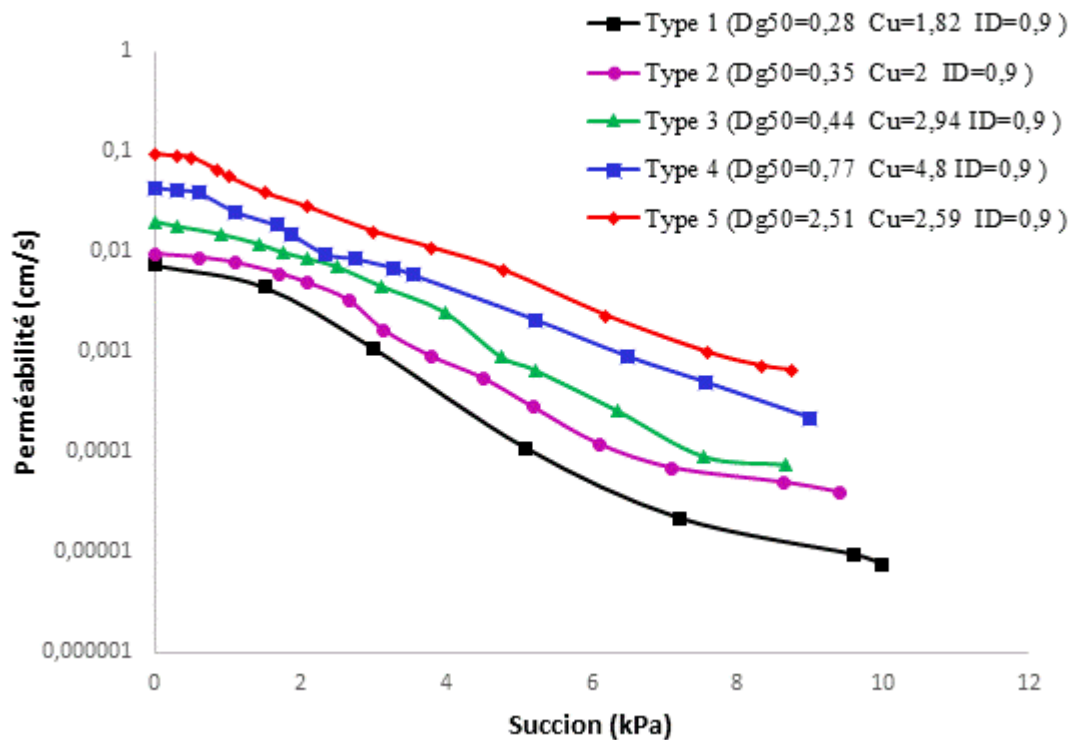


Figure IV.11: la relation entre la succion et la perméabilité de cinq types de sable

8 . EFFET DE L'INDICE DE DENSITÉ

La figure IV.12 présente l'effet de l'indice de densité (ID) sur la perméabilité d'un sol de type 1 en fonction de la succion.

Il est clair que la perméabilité diminue avec l'augmentation de la succion pour tous les indices de densité. Cette baisse est due à la réduction du taux de saturation, ce qui entraîne une diminution des chemins conducteurs pour l'écoulement de l'eau.

On remarque également que, pour une succion donnée, la perméabilité décroît avec l'augmentation de l'indice de densité. En effet :

- Un indice de densité plus élevé (par exemple, $ID = 0,9$) signifie un sol plus compacté, avec moins de vides, ce qui limite l'écoulement de l'eau.
- À l'inverse, un sol avec un indice de densité plus faible ($ID = 0,5$) possède une structure plus lâche, permettant un écoulement plus aisé.

Cette tendance est particulièrement marquée dans la plage de succion de 0 à 4 kPa, où la séparation entre les courbes est bien visible.

Ce comportement montre l'importance de la densité relative dans le contrôle de la perméabilité non saturée des sols, notamment dans les applications géotechniques telles que la stabilité des remblais ou la conception des barrières anti-infiltration.

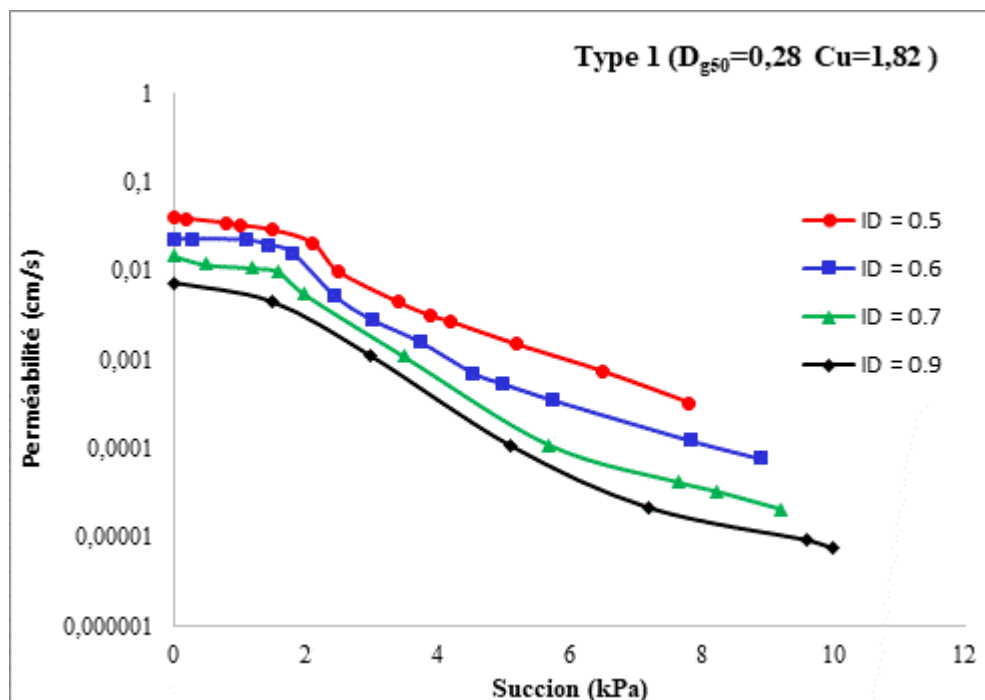


Figure IV.12 : Effet de l'indice de densité sur la perméabilité en fonction de la succion pour le sol de type 1 ($D_{g50} = 0,28$ mm, $C_u = 1,82$).

8.1. Présentation

La courbe finale regroupe les cinq types de sable sous l'indice de densité constant $ID=0,9$. Cette représentation comparative est cruciale pour évaluer l'effet de la texture et de la structure du sol sur la perméabilité non saturée.

CONCLUSION

Les investigations effectuées au sein de ce chapitre ont conduit à mettre en évidence la détermination précise de la perméabilité non saturée et des courbes de rétention d'eau dans cinq sables, en tenant compte de l'importance et de l'effet significatif de l'indice de densité. Les essais réalisés s'appuyant à la fois sur les mesures tensiométriques et sur les mesures de perméabilité montrent ainsi que la densité relative joue un rôle important en matière de propriétés hydrauliques des matériaux granulaires, au même titre et en interaction avec la granulométrie ou la porosité.

L'analyse des performances réalisées sur chacun des sables a bien montré des comportements différenciés, ayant battu les paramètres de van Genuchten (α, n, m) et des courbes de perméabilité au cours de la succion. Ces variations peuvent notamment être mises en relation avec un rapport entre la compacité du squelette granulaire et de la répartition des

vides déterminante, qui détermine à la fois la rétention capillaire et la conductivité hydraulique du milieu lors du mouillage ou du drainage des milieux étudiés. La comparaison des cinq matériaux après a donc révélé des tendances fondamentales entre les matériaux dont il est autorisé de penser qu'elles sont extrapolables entre sables similaires, à savoir la diminution marquée de la perméabilité avec l'augmentation de la densité relative pour une succion donnée.

Du point de vue technique, cette étude met en avant la nécessité d'intégrer systématiquement l'indice de densité dans les modèles prédictifs pour une meilleure précision dans le cas des sols partiellement saturés. Les mesures expérimentales réalisées permettent de poser une première pierre à d'éventuelles recherches futures pour étendre la validation du modèle à d'autres types de sols ou à des conditions de chargement mécanique couplées.

Enfin, ces résultats ouvrent des perspectives pratiques pour l'ingénierie géotechnique, où une meilleure maîtrise du comportement hydromécanique des sables est fondamentale pour la stabilité, dans le cas des ouvrages (barrages, remblais, etc.) ou dans le cadre de la gestion des infiltrations. Une meilleure prise en compte de la densité dans les calculs de perméabilité non saturée pourrait ainsi permettre un meilleur dimensionnement et donc une réduction des risques liés aux variations de saturation.

Ainsi, ce chapitre contribue à l'amélioration de notre compréhension des mécanismes hydrauliques dans les sables tout en proposant des avancées méthodologiques pour la modélisation de ces phénomènes, confirmant ainsi que la densité doit désormais être considérée parmi les paramètres clés de l'étude des écoulements non saturés au-delà de ses influences mécaniques bien connues.

CONCLUSION GENERALE

À travers cette étude, nous avons exploré en profondeur la relation entre la succion et la perméabilité dans les sables, en nous appuyant sur le cadre analytique proposé par le modèle de Van Genuchten. Ce travail s'inscrit dans une volonté d'améliorer la compréhension des mécanismes de transfert hydrique dans les sols non saturés, en particulier dans les matériaux granulaires qui présentent des comportements distincts de ceux des sols fins.

L'analyse théorique couplée à une approche expérimentale rigoureuse a permis de :

- Valider la pertinence du modèle de Van Genuchten pour les sables, tout en identifiant certaines limites liées à la structure poreuse et à la faible capacité de rétention en eau de ces matériaux.
- Démontrer que la perméabilité diminue fortement avec l'augmentation de la succion, particulièrement dans les faibles teneurs en eau, conformément à la loi non linéaire décrite par le modèle.
- Proposer une lecture adaptée des paramètres du modèle pour une meilleure représentation du comportement hydraulique des sables.

La contribution scientifique principale de ce travail réside dans l'application et l'évaluation critique d'un modèle de rétention bien établi à un contexte granulométrique spécifique, tout en fournissant des pistes pour son amélioration ou son ajustement. Cette recherche constitue ainsi une base utile pour les ingénieurs et chercheurs œuvrant dans le domaine du génie géotechnique, notamment dans les problématiques liées à la stabilité des ouvrages en conditions partiellement saturées.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. Al Bitar, A. (2007). Hydraulique des milieux poreux – Transferts en sols et géomatériaux. Éditions Lavoisier.
2. Al Bitar, A. (2007). Hydraulique des sols et écoulements en milieu poreux (Cours Master 2). INSA de Lyon.

3. Alonso, E. E., Gens, A., & Josa, A. (1995). Modelling the mechanical behaviour of unsaturated soils. *Proceedings of the ICE-Geotechnical Engineering*, 113(3), 161–172. <https://doi.org/10.1680/igeng.1995.27830>
4. Arsenie, I.-M. (2009). Étude expérimentale du comportement hydromécanique des sols fins non saturés (Thèse de doctorat). Université Joseph Fourier.
5. Bear, J. (1969). *Dynamics of fluids in porous media*. Dover Publications.
6. Boussaid, K. (2005). *Étude expérimentale des sols non saturés* [Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier].. (For unpublished theses, include the university name.)
7. Boussaid, K. (2005). *Caractérisation des sols non saturés* [Thèse de doctorat, Université de Grenoble].
8. Cheng, C., & Chen, X. (2007). Evaluation of methods for determining permeability and their applicability in coarse-grained soils. *Journal of Hydrology*, 338(1–2), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.032>
9. Delage, P. (1993). Techniques de mesure de la perméabilité en milieu non saturé. *Revue Française de Géotechnique*, (63), 49–66.
10. Delage, P., Howat, M. D., Cui, Y. J., & Tang, A. M. (1995). Suction measurements in unsaturated soils: Review of various techniques. In *Proceedings of the 1st International Conference on Unsaturated Soils* (p. 45). Paris, France.
11. Delage, P., Howat, M. D., & Cui, Y. J. (2000). The relationship between suction and swelling properties in a heavily compacted unsaturated clay. *Engineering Geology*, 50(1–2), 31–48.
12. Dexter, A. R. (2004). Soil physical quality: Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter. *Geoderma*, 120(1–2), 7–17. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.09.004>
13. Diaw, E. B. (1996). *Contribution à l'étude du transfert d'eau en milieu non saturé* [Thèse de doctorat, INSA Lyon].
14. Fredlund, D. G., & Rahardjo, H. (1993). *Soil mechanics for unsaturated soils*. Wiley.
15. Fredlund, D. G., & Xing, A. (1994). Equations for the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, 31(4), 521–532. <https://doi.org/10.1139/t94-061>
16. Guedenon, E. (2010). *Modélisation de la rétention d'eau dans les sols tropicaux ferrallitiques : approche expérimentale et numérique* [Thèse de doctorat, Université d'Abomey-Calavi, Bénin].
17. Hillel, D. (1998a). *Environmental soil physics*. Academic Press.

- 18.Hillel, D. (2004). Introduction to Environmental Soil Physics. Amsterdam: Elsevier.
- 19.Huang, M., Chen, Y., & Shao, M. (2010).Pedotransfer functions for predicting soil water retention curve for different soil types in China. *Soil Science*, 175(5), 217–223.
20. Lamara, M., &Derriche, Z. (2008).[Titre du document] [Source ou institution, si disponible].
21. Lefebvre, R. (2006).Hydrogéologie appliquée – Écoulements en milieux poreux multiphasiques. Université du Québec.
- 22.Lion, M. (2004).Transferts en milieux poreux – Cours de mécanique des fluides appliquée. Université de Poitiers.
- 23.Li, X. L. (1999). Comportement hydromécanique des sols non saturés. *Revue Française de Géotechnique*, 87, 23–34.
24. Margat, J. (1999). *Les eaux souterraines dans le monde*. BRGM Éditions.
25. Marinho, R. A., & Silva, L. A. (2003). Water retention and adsorption in clay soils. *Geoderma*, 115(1), 87–100.
- 26.Masekanya, J.-P. (2008).Comportement hydromécanique des matériaux argileux partiellement saturés [Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier – Grenoble I].
- 27.Masekanya, J.-P. (2008).Comportement hydromécanique des sols non saturés : étude expérimentale des courbes de rétention [Mémoire de Master, Université de Cergy-Pontoise].
- 28.Monicard, R. (1965). Propriétés des roches réservoirs et des écoulements multiphasiques. Paris: Éditions Technip.
- 29.Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water ResourcesResearch*, 12(3), 513–522.
<https://doi.org/10.1029/WR012i003p00513>
- 30.Myslik, J., (2007)Hydrodynamique des sols, CNRS Éditions,.
- 31.Nana, J. M. T., &Callaud, M. (2013).Introduction à l’hydrogéologie appliquée (Support de cours). Polytech Orléans.
- 32.Portet, F., (2003)Introduction à l’Hydrogéologie, Presses Universitaires de Grenoble,.
- 33.Richards, L. A., &Ogata, G. (1958).Thermocouple for vapor pressure measurement in biological and soil systems at high humidity. *Science*, 128, 1089.Terzaghi, K., & Peck, R. B. (1967). Soil mechanics in engineering practice. Wiley-Interscience.

34. Salter, P. J., & Williams, J. B. (1965). The influence of texture on the moisture characteristics of soils. I. A critical comparison of methods for determining the available-water capacity and moisture characteristics of mineral soils. *Journal of Soil Science*, 16(1), 1–15.
35. Schroeder, C. (2002). *Mécanique des sols non saturés. Cours de Mécanique des sols*, École Nationale des Ponts et Chaussées.
36. Shao, Y., & Irannejad, P. (1998). Physically based soil moisture prediction using the Brooks and Corey model. *Journal of Hydrology*, 205(1–2), 1–17.
37. Szenknect, S. (2003). *Étude des processus de transport de l'eau et des solutés dans les milieux poreux partiellement saturés : caractérisation expérimentale et modélisation* (Thèse de doctorat, Université de Poitiers).
38. Szenknect, S. (2003). *Mécanique des milieux poreux*. Paris : Presses des Ponts.
39. Tuller, M. & Or, D. (2005). Water films and scaling of soil characteristic curves at low water contents. *Water Resources Research*, vol. 41, n° 9, W09403.
40. Vanapalli, S. K., Fredlund, D. G., Pufahl, D. E., & Clifton, A. W. (1996). Modelling the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, 33(3), 379–386.
41. Vanapalli, S. K., Fredlund, D. G., Pufahl, D. E., & Clifton, A. W. (1996). The relationship between the soil-water characteristic curve and the unsaturated shear strength. *Canadian Geotechnical Journal*, 33(3), 440–448.
42. Van Damme, H. (2002). In Coussy, O., & Fleureau, J. M. (Eds.), *Mécanique des sols non saturés* (p. 112). Tec & Doc. (For indirect citations, cite the source you actually read.)
43. Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892–898. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
44. Weynants, M. (2005). *Évaluation de la conductivité hydraulique des sols par infiltrométrie à succion*. UCLouvain.
45. Weynants, M. (2005). *Modélisation de la conductivité hydraulique non saturée des sols à partir des propriétés du sol*. Faculté universitaire des sciences agronomiques de Gembloux.
46. Yoshimi, Y., & Osterberg, M. (2005). Experimental procedure for air permeability testing in unsaturated soils. *Journal of Geotechnical Engineering*.

