

NOTE TO USERS

This reproduction is the best copy available

UMI

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

MODÉLISATION DE L'ÉTAT HYDRIQUE
DANS LES STRUCTURES DE CHAUSSÉES
EN PÉRIODE ESTIVALE

MARC LEBEAU

DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE MAÎTRISE ÈS SCIENCES APPLIQUÉES
(GÉNIE CIVIL)
AOÛT 1998



National Library
of Canada

Acquisitions and
Bibliographic Services

395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Bibliothèque nationale
du Canada

Acquisitions et
services bibliographiques

395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Your file Votre référence

Our file Notre référence

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-38689-9

Canada

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé :

MODÉLISATION DE L'ÉTAT HYDRIQUE
DANS LES STRUCTURES DE CHAUSSEES
EN PÉRIODE ESTIVALE

Présenté par : LEBEAU Marc

en vue de l'obtention du diplôme de : Maîtrise ès sciences appliquées

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de :

M. AUBERTIN Michel, Ph.D., président

M. LAFLEUR Jean, Ph.D., membre et directeur de recherche

M. SAVARD Yves, M.Sc.A., membre et codirecteur de recherche

M. SYLVESTRI Vincenzo, Ph.D., membre

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier Monsieur Jean Lafleur pour sa précieuse collaboration ainsi que mon codirecteur Monsieur Yves Savard du Ministère des Transports du Québec, qui m'ont apporté, grâce à nos discussions constructives, direction et informations pour mener à bien cette étude. De plus, je veux souligner la précieuse source d'information et le soutien financier du Ministère des Transports du Québec, sans qui, cette étude n'aurait pu être complétée. Je remercie également Monsieur Jean Côté, étudiant en géotechnique à l'Université Laval, qui a généreusement partagé les résultats de sa recherche et sa vision de l'étude de la perméabilité de matériaux non saturés.

Enfin, j'aimerais remercier ma famille et ma conjointe, Sylvie, pour leur support et leur encouragement soutenu tout au long de mon processus de recherche.

Sans vous tous, ceci n'aurait pu se concrétiser.

Merci.

RÉSUMÉ

La conception et l'installation de systèmes de drainage adéquats assurent la pérennité des chaussées. Cette thèse présente des résultats de modélisations de l'état hydrique dans les structures de chaussées pour la comparaison des trois systèmes les plus utilisés : extension de la sous-fondation, écrans drainants géocomposites en rive de chaussées et tuyau de drainage au niveau de la ligne d'infrastructure. On a analysé une section transversale typique d'une autoroute rurale en conditions estivales, en considérant différentes positions des éléments drainants et la présence d'accotements revêtus ou non. Cette comparaison est basée sur des simulations par éléments finis, d'écoulements transitoires isothermes et bi-dimensionnels qui tiennent compte des propriétés hydrauliques en conditions non saturées. Les simulations numériques ont démontré que l'écran drainant en rive de chaussée à la ligne de rive confine l'écoulement sous l'accotement lorsque le revêtement est exempt de fissures. Cependant, lorsque le revêtement est fissuré, tous les systèmes sont réduits à un exutoire à la ligne d'infrastructure et leur efficacité est proportionnelle à la profondeur dudit exutoire.

ABSTRACT

The design and installation of proper internal drainage systems are essential to the improvement of pavement durability. This thesis presents results of simulations of the hydraulic state of a pavement structure for the comparison of the three mostly used systems : partial daylighting, geocomposite edge drains and pipe drains at the subgrade level. A typical rural highway cross-section is analysed under summer conditions, considering different positions for the drainage elements and the presence of paved or unpaved shoulders. The comparison results from finite element analyses that considered the unsaturated properties of the materials and a two-dimensional transient isothermal flow. The results established that geocomposite edge drains at the pavement edge provide excellent confinement of the infiltrated water under the shoulder when the surface course is exempt of cracks. However, when a crack is considered, all types of drainage systems are reduced to outlets at the subbase/subgrade interface and their effectiveness is proportional to the outlet depth.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	iv
RÉSUMÉ	v
ABSTRACT	vi
LISTE DES TABLEAUX	x
LISTE DES FIGURES	xii
LISTE DES ANNEXES	xxii
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS	xxiii
 CHAPITRE I : INTRODUCTION	 1
 CHAPITRE II : DESCRIPTION DES MILIEUX NON SATURÉS	 4
2.1 Phases en présence	4
2.1.1 Propriétés physiques de chaque phase	4
2.1.2 Rapports et relations de phases	11
2.2 Équations constitutives	14
2.2.1 Changement de volume	14
2.2.2 Résistance au cisaillement	18
2.2.3 Transfert de masse	24
2.3 Propriétés hydrauliques	36
2.3.1 Courbe caractéristique sol-eau	36
2.3.1.1 Données de la littérature	46

2.3.1.2	Méthodes directes	49
2.3.1.3	Méthodes indirectes	49
2.3.1.3.1	Modèles empiriques	51
2.3.1.3.2	Fonctions pédo-transferts	58
2.3.1.3.2.1	Estimations ponctuelles	59
2.3.1.3.2.2	Estimations paramétriques	61
2.3.1.3.2.3	Modèles physico-empiriques	61
2.3.1.3.2.4	Collation	62
2.3.1.3.3	Modèles hystérétiques	68
2.3.2	Courbe de perméabilité pour les sols non saturés	72
2.3.2.1	Données de la littérature	74
2.3.2.2	Méthodes directes	76
2.3.2.3	Méthodes indirectes	76
2.3.2.3.1	Modèles empiriques	77
2.3.2.3.2	Fonctions pédo-transferts	78
2.3.2.3.2.1	Estimations ponctuelles	79
2.3.2.3.2.2	Estimations paramétriques	80
2.3.2.3.2.3	Modèles théoriques	82
2.3.2.3.2.4	Modèles physico-empiriques	90
2.3.2.3.3	Modèles hystérétiques	91

CHAPITRE III : ÉVALUATION DES MÉTHODES INDIRECTES POUR LA DÉTERMINATION DES PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES EN CONDITIONS NON SATURÉES	93
3.1 Courbe caractéristique sol-eau	93
3.1.1 Modèles empiriques	93
3.1.2 Fonctions pédo-transferts	99
3.2 Courbe de perméabilité pour les sols non saturés	102
CHAPITRE IV : VALIDATION DU LOGICIEL SEEP/W POUR LES PROBLÈMES D'INFILTRATION	113
CHAPITRE V : PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES UTILISÉES POUR LES SIMULATIONS	118
5.1 Courbe caractéristique sol-eau	119
5.2 Courbe de perméabilité pour les sols non saturés	123
CHAPITRE VI : RÉSULTATS ET DISCUSSION	124
6.1 Écoulement unidimensionnel	124
6.2 Écoulement bi-dimensionnel	129
6.2.1 Analyse paramétrique du bulbe d'imbibition pour la fissuration de la couche de surface	129
6.2.2 Comparaison de différents systèmes de drainage	136
CONCLUSION	146
RÉFÉRENCES	149
ANNEXES	169

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Modèles hystérésis de la courbe caractéristique.	69
Tableau 3.1 Les coefficients de détermination et les carrés moyens résiduels associés aux modèles empiriques de la courbe caractéristique évalués et ce, pour les échantillons de sable uniforme.	96
Tableau 3.2 Les coefficients de détermination et les carrés moyens résiduels associés aux fonctions pédo-transferts de la courbe caractéristique évalués et ce, pour les échantillons de sable uniforme.	100
Tableau 3.3 Les coefficients de détermination et les carrés moyens résiduels associés aux fonctions pédo-transferts de la courbe de perméabilité évaluées et ce, pour les échantillons de sable uniforme.	104
Tableau 3.4 Les coefficients de détermination et les carrés moyens résiduels des échantillons de sable uniforme pour différents modèles physico-empiriques issus du modèle statistique de Childs et Collis-George (1950).	110
Tableau A.1 Modèles empiriques de la courbe caractéristique de forme sigmoïdale ainsi que leurs fonctions réciproques.	170
Tableau A.2 Différentes sources de fonctions pédo-transferts pour le segment principal en désorption de la courbe caractéristique sol-eau.	174
Tableau A.3 Modèles empiriques de la courbe de perméabilité.	177
Tableau A.4 Solutions analytiques (ou formes closes) de différents modèles physico-empiriques (Inspiré de Mualem (1986, 1992)).	178
Tableau D.1 Les coefficients de détermination et les carrés moyens résiduels associés aux modèles empiriques de la courbe caractéristique et ce, pour des échantillons de gravier et/ou de pierre concassée.	198

Tableau D.2	Les coefficients de détermination et les carrés moyens résiduels associés aux fonctions pédo-transferts de la courbe de perméabilité évaluées et ce, pour des échantillons de gravier et/ou de pierre concassée.	204
Tableau D.3	Les coefficients de détermination et les carrés moyens résiduels des échantillons de gravier et/ou de pierre concassée pour différents modèles physico-empiriques issus du modèle statistique de Childs et Collis-George (1950).	204

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1	Diagramme de phases rigoureux et simplifié pour un sol non saturé (Inspiré de Fredlund et Rahardjo (1993)). (a) Système rigoureux quadriphasique. (b) Système simplifié triphasique.	5
Figure 2.2	Propriétés de certaines phases en fonction de la température (D'après les données de Blevins (1984) ou l'équation d'état des gaz parfaits et le modèle de Dalton). (a) Masse volumique et viscosité de l'eau à $P_{atm.}$. (b) Masse volumique et viscosité de l'air à $P_{atm.}$. (c) Tension superficielle entre l'eau et l'air.	7
Figure 2.3	Une illustration de la terminologie utilisée dans la mesure des pressions (Inspiré de van Wylen <i>et al.</i> , 1981). (a) Dans un sol non saturé. (b) Dans un sol saturé.	11
Figure 2.4	Certains rapports volume-masse, montrés dans un diagramme de phases.	12
Figure 2.5	Schéma présentant l'essai en déformation plane.	14
Figure 2.6	Surfaces constitutives pour un sol non saturé lors d'un chargement (et une désorption) en déformation plane (Inspiré de Fredlund et Rahardjo (1993)). (a) Représentations tridimensionnelles pour la structure du sol et les phases d'eau et d'air. (b) Comparaison bi-dimensionnelle des coefficients de changement de volume.	17
Figure 2.7	Enveloppe de rupture Mohr-Coulomb étendue (extension linéaire) pour les sols non saturés (Inspiré de Fredlund (1995)). (a) Représentation tridimensionnelle. (b) Projection horizontale de l'enveloppe de rupture sur les plans $\tau - (\sigma - u_a)$ et $\tau - (u_a - u_w)$	20

- Figure 2.8** Enveloppe de rupture Mohr-Coulomb étendue (extension non linéaire) pour un sable non saturé, à de faibles contraintes normales nettes (Inspiré de Fredlund (1995)).
 (a) Représentation tridimensionnelle.
 (b) Projection horizontale de l'enveloppe de rupture sur les plans $\tau - (\sigma - u_a)$ et $\tau - (u_a - u_w)$ 21
- Figure 2.9** Relation entre le segment initial en désorption de la courbe caractéristique sol-eau normalisée et la résistance en cisaillement ($d(\sigma - u_a) = 0$) (Inspiré de Vanapalli *et al.* (1996 (a))). 23
- Figure 2.10** Nature des phases fluides dans un système saturé/non saturé (D'après Fredlund, 1995). 25
- Figure 2.11** Coupe d'un sol saturé-non saturé sous les conditions hydrostatiques suivant une désorption du milieu (Inspiré de Freeze et Cherry (1979)) 26
- Figure 2.12** Évolution de la teneur en eau volumétrique, d'un sol isotrope incompressible, en fonction d'une diminution de la pression d'eau interstitielle (approche monophasique avec $\sigma_{moy.}$ constante) (Inspiré de Lam *et al.* (1987)).
 (a) Représentation tridimensionnelle.
 (b) Représentation bi-dimensionnelle. 37
- Figure 2.13** Explication du phénomène d'hystérésis de la courbe caractéristique.
 "Rain drop effect" : (a) Schéma.
 (D'Après Bear (1988)) (b) Forme du ménisque lors de l'absorption.
 (c) Forme du ménisque lors de la désorption.
 "Ink-bottle effect" : (d) Assemblage de pores et forces engendrées en absorption.
 (Inspiré de Dysli (1991)) (e) Assemblage de pores et forces engendrées en désorption. 39
- Figure 2.14** Courbe caractéristique sol-eau idéalisée sur échelle semi-logarithmique (ln - lin.) (Inspiré de Haverkamp et Parlange (1986)). 40

- Figure 2.15** Segments de la courbe caractéristique sol-eau d'un sable uniforme ainsi que les fonctions de répartition dont elles proviennent.
- (a) Fonctions de répartition cumulatives ainsi que les fonctions dont elles découlent sur une échelle semi-logarithmique (ln - lin).
 - (b) Fonctions de répartition de la répartition de la succion matricielle des pores remplis d'eau.
 - (c) Fonctions de répartition de la répartition de la taille des pores remplis d'eau. 44
- Figure 2.16** Fuseaux granulométriques de spécifications pour matériaux de fondation et de sous-fondation. 46
- Figure 2.17** Échantillons, à granulométries étalées, du fuseau MG-20 et du fuseau MG-112.
- (a) Courbes granulométriques.
 - (b) Données $\theta - (u_a - u_w)$ de la courbe principale en désorption. 47
- Figure 2.18** Échantillons, à granulométries uniformes, du fuseau MG-112.
- (a) Courbes granulométriques.
 - (b) Données $\theta - (u_a - u_w)$ de la courbe principale en désorption. 48
- Figure 2.19** Courbe de perméabilité pour les sols non saturés idéalisée sur échelle logarithmique (ln - ln) (Inspiré de Mualem (1976 (b))). 73
- Figure 2.20** Données $k - (u_a - u_w)$ de la courbe initiale ou principale en désorption d'échantillons du fuseau MG-112.
- (a) Matériaux à granulométries étalées.
 - (b) Matériaux à granulométries uniformes. 75
- Figure 3.1** Valeurs observées de la teneur en eau volumétrique des échantillons de sable en fonction des valeurs estimées et ce, pour les cinq modèles empiriques de la courbe caractéristique sol-eau évalués (Légende : cf. figure 2.18 (b)). 98
- Figure 3.2** Valeurs observées de la teneur en eau volumétrique des échantillons de sable en fonction des valeurs estimées et ce, pour les quatre fonctions pédo-transferts de la courbe caractéristique sol-eau évaluées (Légende : cf. figure 2.18 (b)). 102

Figure 3.3	Valeurs observées du coefficient de perméabilité des échantillons de sables en fonction des valeurs estimées et ce, pour les sept fonctions pédo-transferts de la courbe de perméabilité évaluées (Légende : cf. figure 2.20 (b)).	106
Figure 3.4	Différents modèles empiriques de la courbe caractéristique sol-eau ainsi que les fonctions de répartition dont elles proviennent et ce, pour l'échantillon de sable uniforme # 4650 en désorption initiale. (a) Fonctions de répartition cumulatives ainsi que les fonctions dont elles découlent sur une échelle semi-logarithmique (ln - lin.). (b) Fonctions de répartition de la répartition de la succion matricielle des pores remplis d'eau. (c) Fonctions de répartition de la répartition de la taille des pores remplis d'eau.	108
Figure 3.5	Valeurs observées du coefficient de perméabilité des échantillons de sable en fonction des valeurs estimées et ce, pour différents modèles physico-empiriques issus du modèle statistique de Childs et Collis-George (1950) (Légende : cf. figure 2.20 (b)).	111
Figure 4.1	Colonne de sol utilisée pour le processus de validation.	114
Figure 4.2	Segments principal en désorption et en absorption du sable Del Monte (D'après les données de Liakopoulos (1965)). (a) Courbes caractéristiques sol-eau. (b) Fonctions de répartition de la répartition de la succion matricielle. (c) Courbe de perméabilité.	115
Figure 4.3	Évolutions temporelles pour le processus de validation. (a) Débit d'infiltration. (b) Charge de pression d'eau interstitielle. (c) Teneur en eau volumétrique.	117
Figure 5.1	Courbes granulométriques et propriétés physiques des matériaux de fondation et de sous-fondation choisis.	118

Figure 5.2	Segments de la courbe caractéristique sol-eau ainsi que les fonctions de répartition dont elles proviennent pour le sable uniforme utilisé.	
	(a) Fonctions de répartition cumulatives ainsi que les fonctions dont elles découlent sur une échelle semi-logarithmique (ln - lin.).	
	(b) Fonctions de répartition de la répartition de la succion matricielle des pores remplis d'eau.	
	(c) Fonctions de répartition de la répartition de la taille des pores remplis d'eau.	121
Figure 5.3	Segments de la courbe caractéristique sol-eau ainsi que les fonctions de répartition dont elles proviennent pour le gravier schisteux utilisé.	
	(a) Fonctions de répartition cumulatives ainsi que les fonctions dont elles découlent sur une échelle semi-logarithmique (ln - lin.).	
	(b) Fonctions de répartition de la répartition de la succion matricielle des pores remplis d'eau.	
	(c) Fonctions de répartition de la répartition de la taille des pores remplis d'eau.	122
Figure 5.4	Segments de la courbe de perméabilité pour le sable uniforme et le gravier choisis.	123
Figure 6.1	Colonnes de sol utilisées pour les analyses unidimensionnelles.	124
Figure 6.2	Distribution des eaux de pluie sur une autoroute rurale typique.	125
Figure 6.3	Évolution temporelle du taux d'infiltration pour la colonne 1.	126
Figure 6.4	Évolutions temporelles pour les analyses unidimensionnelles.	
	<i>COLONNE 1</i> : (a) charge de pression d'eau interstitielle.	
	(b) degré de saturation.	
	<i>COLONNE 2</i> : (c) charge de pression d'eau interstitielle.	
	(d) degré de saturation.	127
Figure 6.5	Section transversale typique, d'une autoroute rurale à deux voies avec écran drainant géocomposite en rive de chaussée à la ligne de rive, utilisée pour les analyses paramétriques bi-dimensionnelles.	130

- Figure 6.6** Sections transversales (ÉDRC(LR)), conditions aux frontières et isobares (en kPa) suites à une précipitation de 90 jours pour l'analyse paramétrique.
- (a) Couche de surface de 150 mm.
 - (b) Couche de surface de 200 mm.
 - (c) Couche de surface de 250 mm. 131
- Figure 6.7** Évolution temporelle de l'épanchement horizontal du bulbe d'imbibition pour différentes épaisseurs de la couche de surface. 132
- Figure 6.8** Sections transversales (ÉDRC(LR)), conditions aux frontières et isobares (en kPa) suites à une précipitation de 90 jours pour l'analyse paramétrique.
- (a) Fondation de 200 mm et sous-fondation de 400 mm.
 - (b) Fondation de 350 mm et sous-fondation de 250 mm.
 - (c) Fondation de 450 mm et sous-fondation de 150 mm. 134
- Figure 6.9** Évolution temporelle de l'épanchement horizontal du bulbe d'imbibition pour différentes épaisseurs de fondation et de sous-fondation. 135
- Figure 6.10** Section transversale typique, d'une autoroute rurale à deux voies, utilisée pour les simulations bi-dimensionnelles. 136
- Figure 6.11** Sections transversales (accotement revêtu), conditions aux frontières et isobares (en kPa) suite à une précipitation continue de 190 jours pour différents types de systèmes de drainage.
- (a) Extension de la sous-fondation (ESF).
 - (b) Tuyau de drainage au niveau de la ligne d'infrastructure à la ligne de rive (TDI(LR)), sans capillarité.
 - (c) Tuyau de drainage au niveau de la ligne d'infrastructure à la limite de l'accotement (TDI(LA)), sans capillarité.
 - (d) Écran drainant géocomposite en rive de chaussée à la ligne de rive (ÉDRC(LR)).
 - (e) Écran drainant géocomposite en rive de chaussée à la limite de l'accotement (ÉDRC(LA)). 137
- Figure 6.12** Section transversale (accotement revêtu), conditions aux frontières et isobares (en kPa) suite à une précipitation continue de 190 jours pour le tuyau de drainage au niveau de la ligne d'infrastructure à la limite de l'accotement (TDI(LA)). 138

- Figure 6.13** Section transversale (accotement non revêtu), conditions aux frontières et isobares (en kPa) suite à une précipitation continue de 10 jours pour l'extension de la sous-fondation (ESF). 140
- Figure 6.14** Pression d'eau interstitielle correspondant aux conditions quasi stationnaires en piste de roue externe (850 mm de la ligne de rive) pour différents types de système de drainage.
- (a) Omission de la nature capillaire de certains systèmes de drainage.
 - (b) Incluant la nature capillaire de certains systèmes de drainage.
 - (c) Incluant la nature capillaire de certains systèmes de drainage tout en considérant une fissure dans la couche de surface (1850 mm de la ligne de rive). 141
- Figure 6.15** Degré de saturation correspondant aux conditions quasi stationnaires en piste de roue externe (850 mm de la ligne de rive) pour différents types de système de drainage.
- (a) Omission de la nature capillaire de certains systèmes de drainage.
 - (b) Incluant la nature capillaire de certains systèmes de drainage.
 - (c) Incluant la nature capillaire de certains systèmes de drainage tout en considérant une fissure dans la couche de surface (1850 mm de la ligne de rive). 142
- Figure 6.16** Enveloppe de rupture Mohr-Coulomb étendue (extension non linéaire) pour un sable non saturé, à de faibles contraintes normales nettes (Inspiré de Vanapalli *et al.* (1996 (a))).
- (a) Représentation tridimensionnelle.
 - (b) Projection horizontale de l'enveloppe de rupture sur le plan $\tau - (\sigma - u_a)$ à différentes valeurs de succion matricielle. 144
- Figure C.1** Données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon #1023 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).
- (a) Représentation par différents modèles empiriques.
 - (b) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts. 184

- Figure C.2** Données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment initial en désorption de l'échantillon #2310 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).
 (a) Représentation par différents modèles empiriques.
 (b) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts. 185
- Figure C.3** Données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon #3182 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).
 (a) Représentation par différents modèles empiriques.
 (b) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts. 186
- Figure C.4** Données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon #4001 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).
 (a) Représentation par différents modèles empiriques.
 (b) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts. 187
- Figure C.5** Données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon #4440 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).
 (a) Représentation par différents modèles empiriques.
 (b) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts. 188
- Figure C.6** Données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment initial en désorption de l'échantillon #4650 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).
 (a) Représentation par différents modèles empiriques.
 (b) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts. 189
- Figure C.7** Données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon PESS #7 (cf. Pessaran, 1994).
 (a) Représentation par différents modèles empiriques.
 (b) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts. 190
- Figure C.8** Données expérimentales $k - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon #1023 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).
 (a) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.
 (b) Estimation par différents modèles physico-empiriques ; effet du modèle empirique de la courbe caractéristique employé. 192

- Figure C.9** Données expérimentales $k - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon #3182 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).
 (a) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.
 (b) Estimation par différents modèles physico-empiriques ; effet du modèle empirique de la courbe caractéristique employé. 193
- Figure C.10** Données expérimentales $k - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon #4001 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).
 (a) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.
 (b) Estimation par différents modèles physico-empiriques ; effet du modèle empirique de la courbe caractéristique employé. 194
- Figure C.11** Données expérimentales $k - (u_a - u_w)$ du segment initial en désorption de l'échantillon #4650 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).
 (a) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.
 (b) Estimation par différents modèles physico-empiriques ; effet du modèle empirique de la courbe caractéristique employé. 195
- Figure D.1** Représentation des données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption par différents modèles empiriques.
 (a) Échantillon CG009960 (cf. Côté, 1997).
 (b) Échantillon CG010960 (cf. Côté, 1997). 199
- Figure D.2** Représentation des données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption par différents modèles empiriques.
 (a) Échantillon CG011960 (cf. Côté, 1997).
 (b) Échantillon CG012960 (cf. Côté, 1997). 200
- Figure D.3** Représentation des données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption par différents modèles empiriques.
 (a) Échantillon CG044950 (cf. Côté, 1997).
 (b) Échantillon CG045950 (cf. Côté, 1997). 201

Figure D.4 Représentation des données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption par différents modèles empiriques.

(a) Échantillon CG048950 (cf. Côté, 1997).

(b) Échantillon GRH (cf. Rimbault, 1986). 202

Figure D.5 Données expérimentales $k - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon GRH (cf. Rimbault, 1986). Estimation par différents modèles physico-empiriques :

(a) Variation du modèle théorique de la courbe de perméabilité.

(b) Variation du modèle empirique de la courbe caractéristique. 205

LISTE DES ANNEXES

Annexe A	Tableaux des méthodes indirectes.	169
Annexe B	Modification du modèle physico-empirique de Haverkamp et Parlange (1986)	179
Annexe C	Représentations graphiques de l'application de diverses méthodes indirectes (matériaux à granulométrie uniforme)	182
Annexe D	Représentations graphiques de l'application de diverses méthodes indirectes (matériaux à granulométrie étalée)	196

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

Propriété	Symbole	Dimensions
Paramètre d'ajustement correspondant approximativement à la valeur d'entrée d'air du sol	a	$F \cdot L^{-2}$
Paramètre d'ajustement contrôlant la forme de la courbe granulométrique	a_{psdc}	L
Surface d'eau normalisée	a_w	L^2
Constante	A	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Surface totale	A	L^2
Surface d'eau correspondant à un degré de saturation quelconque	A_{dw}	L^2
Surface d'eau correspondant à la saturation	A_{rw}	L^2
Vecteur des paramètres du modèle de régression	$\mathbf{b}$	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Cohésion effective	c'	$F \cdot L^{-2}$
Teneur en argile	C	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Capacité d'humidité spécifique	C	L^{-1}
Teneur en carbone	C_c	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Paramètre dépendant de la forme des pores	C_s	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Compressibilité de l'eau	C_w	$F^{-1} \cdot L^2$
Carré moyen résiduel (ou variance résiduelle)	$CM_{RÉS}$ ou s^2	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Diamètre des particules	d	L
Diamètre des grains correspondant à 25 % de passant	d_{25}	L
Diamètre des grains correspondant à 75 % de passant	d_{75}	L
Diamètre moyen géométrique	$\bar{d}_g$	L
Diffusivité de la phase d'eau	D	$L^2 \cdot T^{-1}$
Densité relative	D_R	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Nombre naturel	e	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Indice des vides	e	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$

Fraction du sol	F_i	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Accélération de la pesanteur	g	$L \cdot T^{-2}$
Charge hydraulique totale	h	L
Remontée capillaire	h_c	L
Charge de pression d'eau interstitielle	h_p	L
Charge de pression d'eau interstitielle correspondant à la valeur d'entrée d'air	$h_{p\ aev}$	L
Charge de pression d'eau interstitielle correspondant à la valeur d'entrée d'eau	$h_{p\ wev}$	L
Variable fictive représentant la succion matricielle	H	$F \cdot L^{-2}$
Gradient hydraulique	i	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Taux d'infiltration	I	$L \cdot T^{-1}$
Coefficient de perméabilité	k	$L \cdot T^{-1}$
Coefficient de perméabilité observé	k_i	$L \cdot T^{-1}$
Coefficient de perméabilité sur le segment initial en désorption ou la courbe IDC proprement dite	k_{id}	$L \cdot T^{-1}$
Coefficient de perméabilité sur le segment principal en absorption ou la courbe MWC proprement dite	k_{mw}	$L \cdot T^{-1}$
Coefficient de perméabilité sur le segment principal en désorption ou la courbe MDC proprement dite	k_{md}	$L \cdot T^{-1}$
Coefficient de perméabilité à saturation	k_o	$L \cdot T^{-1}$
Coefficient de perméabilité relatif	k_r	$L \cdot T^{-1}$
Coefficient de perméabilité à saturation	k_s	$L \cdot T^{-1}$
Coefficient de perméabilité dans la direction des x	k_x	$L \cdot T^{-1}$
Coefficient de perméabilité dans la direction des y	k_y	$L \cdot T^{-1}$
Coefficient de perméabilité sur le segment primaire en absorption ou la courbe PWC proprement dite	k_{lw}	$L \cdot T^{-1}$
Coefficient de perméabilité sur le segment primaire en désorption ou la courbe PDC proprement dite	k_{ld}	$L \cdot T^{-1}$
Coefficient de perméabilité estimé	$\hat{k}_i$	$L \cdot T^{-1}$
Paramètre de l'interaction de la taille des pores	l	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Entier	m	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$

Paramètre d'ajustement contrôlant la forme de la courbe de perméabilité	m	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Coefficient de changement de volume	m_v	$F^{-1} \cdot L^2$
Coefficient de changement de volume d'eau par rapport à un changement de pression d'eau interstitielle	m_w	$F^{-1} \cdot L^2$
Coefficient de changement de volume d'air par rapport à un changement de contrainte normale nette	m_1^a	$F^{-1} \cdot L^2$
Coefficient de changement de volume d'air par rapport à un changement de succion matricielle	m_2^a	$F^{-1} \cdot L^2$
Coefficient de changement de volume d'eau par rapport à un changement de contrainte normale nette	m_1^w	$F^{-1} \cdot L^2$
Coefficient de changement de volume d'eau par rapport à un changement de succion matricielle	m_2^w	$F^{-1} \cdot L^2$
Coefficient de changement de volume du sol par rapport à un changement de contrainte normale nette	m_1^s	$F^{-1} \cdot L^2$
Coefficient de changement de volume du sol par rapport à un changement de succion matricielle	m_2^s	$F^{-1} \cdot L^2$
Teneur en limon	M	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Nombre d'échantillons	M	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Masse de l'air	M_a	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
Masse de l'interface air-eau	M_c	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
Moyenne arithmétique des limites d'une fraction du sol	M_i	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Masse des particules de sol	M_s	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
Masse totale	M_t	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
Masse de l'eau	M_w	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
Porosité	n	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Nombre de couple d'observation	N	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en matière organique	O	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Paramètre d'ajustement	p	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Nombre de paramètres du modèle de régression	P	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Pression atmosphérique	P_{atm}	$F \cdot L^{-2}$
Flux	q	$L \cdot T^{-1}$
Débit total	Q	$L^3 \cdot T^{-1}$

Rayon du tube capillaire	r	L
Rayon du canal reliant les pores	r_1	L
Rayon du pore	r_2	L
Coefficient de détermination	r^2	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Variable fictive représentant le rayon du pore	R	L
Rayon hydraulique	R_H	L
Coefficient de détermination multiple ajusté	R_a^2	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Humidité relative	RH	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Écart-type	s	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en sable	S	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Degré de saturation	S_r	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Variation inexpliquée (attribuable aux résidus)	$SC_{RÉS}$	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Variation expliquée par la courbe de régression	SCR	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Variation totale	SCT	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Temps	t	T
Température	T^o	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Tension superficielle	T_s	$F \cdot L^{-1}$
Pression	u	$F \cdot L^{-2}$
Pression d'air interstitiel	u_a	$F \cdot L^{-2}$
Pression d'air interstitiel sur le plan de rupture à la rupture	u_{af}	$F \cdot L^{-2}$
Pression d'eau interstitielle	u_w	$F \cdot L^{-2}$
Pression d'eau interstitielle sur le plan de rupture à la rupture	u_{wf}	$F \cdot L^{-2}$
Pression absolue d'air interstitiel	$\bar{u}_a$	$F \cdot L^{-2}$
Pression absolue de la vapeur d'eau dans l'air	$\bar{u}_v$	$F \cdot L^{-2}$
Pression absolue de la vapeur d'eau dans l'air à saturation	$\bar{u}_{vo}$	$F \cdot L^{-2}$
Pression absolue d'eau interstitielle	$\bar{u}_w$	$F \cdot L^{-2}$
Pression absolue d'eau interstitielle correspondant au datum	$\bar{u}_{wo}$	$F \cdot L^{-2}$
Succion matricielle	$(u_a - u_w)$	$F \cdot L^{-2}$
Succion matricielle correspondant à la valeur d'entrée d'air	$(u_a - u_w)_{aev}$	$F \cdot L^{-2}$

Succion matricielle arbitraire dans la gamme des succions matricielles faibles	$(u_a - u_w)_c$	$F \cdot L^{-2}$
Succion matricielle à laquelle les pores se vident	$(u_a - u_w)_d$	$F \cdot L^{-2}$
Succion matricielle sur le plan de rupture à la rupture	$(u_a - u_w)_f$	$F \cdot L^{-2}$
Succion matricielle correspondant à la teneur en eau résiduelle	$(u_a - u_w)_r$	$F \cdot L^{-2}$
Succion matricielle à laquelle les pores se remplissent	$(u_a - u_w)_w$	$F \cdot L^{-2}$
Succion matricielle correspondant à la valeur d'entrée d'eau	$(u_a - u_w)_{wev}$	$F \cdot L^{-2}$
Vitesse d'écoulement moyen de l'eau dans un tube capillaire ou un tuyau de section transversale quelconque	$v_{moy.}$	$L \cdot T^{-1}$
Vitesse réelle moyenne de l'écoulement de l'eau dans le sol	v_s	$L \cdot T^{-1}$
Vitesse superficielle de l'écoulement de l'eau dans le sol	v_w	$L \cdot T^{-1}$
Volume d'air	V_a	L^3
Volume de l'interface air-eau	V'_c	L^3
Volume total initial	V_o	L^3
Volume des particules de sol	V_s	L^3
Volume total	V_t	L^3
Volume des vides	V_v	L^3
Volume d'eau	V_w	L^3
Teneur en eau massique	w	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Énergie par unité volumique de sol requise au drainage d'un sol initialement saturé jusqu'à la teneur en eau volumétrique correspondant à une succion matricielle de 1500 kPa	W	$F \cdot L^{-2}$
Moyenne arithmétique	$\bar{x}$	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Variable fictive représentant la teneur en eau volumétrique normalisée	X	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Charge de position	y	L
Variable fictive représentant la teneur en eau volumétrique	Y	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Variable fictive représentant le logarithme naturel de la succion matricielle	Z	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Angle de contact entre l'eau et le solide	α	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Angle de contact entre l'eau et le solide lors de la désorption	α_d	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$

Angle de contact entre l'eau et le solide lors de l'absorption	α_w	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Paramètre d'ajustement correspondant à l'inverse de la valeur d'entrée d'air du sol	α	$F^{-1} \cdot L^2$
Diminution de la résistance en contrainte effective avec l'augmentation de la succion matricielle	β	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Paramètre d'ajustement contrôlant la forme de la courbe caractéristique	χ	$F^{-1} \cdot L^2$
Paramètre d'ajustement contrôlant la forme de la courbe caractéristique	δ	$F \cdot L^{-2}$
Longueur d'écoulement	Δl	L
Déformation volumétrique	ε_v	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Déformation normale dans la direction des z	ε_z	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Angle de frottement interne effectif	ϕ'	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Angle indiquant le taux d'augmentation de la résistance en cisaillement relatif à la succion matricielle	ϕ^b	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Paramètre d'ajustement relié à la teneur en eau volumétrique résiduelle	κ	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Paramètre d'ajustement correspondant à la répartition de la taille des pores	λ	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Paramètre de la répartition de la taille des pores estimé	$\hat{\lambda}$	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Viscosité dynamique de l'air	μ_a	$F \cdot L^{-2} \cdot T$
Viscosité dynamique de l'eau	μ_w	$F \cdot L^{-2} \cdot T$
Succion osmotique	π	$F \cdot L^{-2}$
Teneur en eau volumétrique	θ	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en eau volumétrique arbitraire dans la gamme des teneurs en eau relativement élevées	θ_c	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en eau volumétrique observée	θ_i	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en eau volumétrique sur le segment initial en désorption ou la courbe IDC proprement dite	θ_{id}	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en eau volumétrique sur le segment principal en désorption ou la courbe MDC proprement dite	θ_{md}	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en eau volumétrique sur le segment principal en absorption ou la courbe MWC proprement dite	θ_{mw}	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$

Teneur en eau volumétrique à saturation	θ_o	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en eau volumétrique à saturation	θ_s	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en eau volumétrique sur le segment primaire en désorption ou la courbe PDC proprement dite	θ_{ld}	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en eau volumétrique sur le segment primaire en absorption ou la courbe PWC proprement dite	θ_{lw}	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en eau volumétrique estimée	$\hat{\theta}_i$	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Moyenne arithmétique des teneurs en eau volumétrique observées	$\bar{\theta}$	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en eau volumétrique nette	ϑ	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en eau volumétrique normalisée par rapport à la saturation	Θ	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en eau volumétrique normalisée arbitraire dans la gamme des teneurs en eau relativement élevées	Θ_c	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Teneur en eau volumétrique normalisée par rapport à la saturation	Θ_o	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Masse volumique de l'air	ρ_a	$F \cdot L^{-4} \cdot T^2$
Masse volumique sèche	ρ_d	$F \cdot L^{-4} \cdot T^2$
Masse volumique des particules de sol	ρ_s	$F \cdot L^{-4} \cdot T^2$
Masse volumique totale	ρ_t	$F \cdot L^{-4} \cdot T^2$
Masse volumique de l'eau	ρ_w	$F \cdot L^{-4} \cdot T^2$
Masse volumique de l'eau à la pression absolue d'eau interstitielle correspondant au datum	ρ_{wo}	$F \cdot L^{-4} \cdot T^2$
Contrainte normale totale	σ	$F \cdot L^{-2}$
Contrainte normale totale sur le plan de rupture à la rupture	σ_{ff}	$F \cdot L^{-2}$
Écart-type géométrique	$\bar{\sigma}_g$	L
Contrainte normale totale moyenne	$\sigma_{moy.}$	$F \cdot L^{-2}$
Contrainte normale totale dans la direction des x	σ_x	$F \cdot L^{-2}$
Contrainte normale totale dans la direction des y	σ_y	$F \cdot L^{-2}$
Contrainte normale nette	$(\sigma - u_a)$	$F \cdot L^{-2}$
Contrainte normale nette sur le plan de rupture à la rupture	$(\sigma - u_a)_f$	$F \cdot L^{-2}$

Contrainte effective sur le plan de rupture à la rupture	$(\sigma - u_w)_f$	$F \cdot L^{-2}$
Résistance au cisaillement	τ	$F \cdot L^{-2}$
Résistance au cisaillement sur le plan de rupture à la rupture	τ_{ff}	$F \cdot L^{-2}$
Paramètre d'ajustement contrôlant la forme de la courbe caractéristique	ν	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Paramètre d'ajustement contrôlant la forme de la courbe granulométrique	ν_{psdc}	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Paramètre théorique des modèles macroscopiques de la courbe de perméabilité	ϖ	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Paramètre d'ajustement contrôlant la forme de la courbe caractéristique	ω	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Paramètre d'ajustement contrôlant la forme de la courbe granulométrique	ω_{psdc}	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Paramètre d'ajustement contrôlant la forme de la courbe caractéristique	Ω	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Paramètre d'ajustement contrôlant la pente au point d'inflexion de la courbe caractéristique sol-eau	ξ	$F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$
Succion totale	ψ	$F \cdot L^{-2}$

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Lors de la construction de l'assise d'une chaussée, le compactage à la masse volumique Proctor de référence produit des matériaux à une teneur en eau quasi optimale ($70 \leq S_r \leq 90 \%$). Subséquemment, les pressions d'eau interstitielles atteignent un équilibre avec le réseau d'écoulement local et demeurent généralement négatives. Par conséquent, les conditions non saturées doivent être considérées lors de la modélisation de l'état hydrique dans les structures de chaussées, plus particulièrement, lors de l'évaluation et la sélection de systèmes de drainage assujettis à des changements temporels d'afflux d'eau à la surface du sol.

Malgré que l'étude générale de l'écoulement dans les matériaux non saturés de l'assise ait fait l'objet de certaines discussions (*cf.* Wallace, 1977; McEnroe, 1994), peu intègrent l'approche non saturée avec l'évaluation de systèmes de drainage. Cette étude présente donc des analyses de l'infiltration d'eau de surface dans la structure de chaussée par les joints longitudinaux, les accotements non revêtus et les arrondis ainsi que l'écoulement et l'évacuation subséquente de cette eau infiltrée. Afin de mieux comprendre ce processus de transfert de masse dans les matériaux non saturés de l'assise, l'étude porte exclusivement sur des conditions en période estivale et omet ainsi l'écoulement de l'eau induit par les gradients thermiques. En comparant les conditions

quasi stationnaires qui résultent du processus d'infiltration pour différents types de systèmes de drainage, il est possible d'évaluer l'efficacité desdits systèmes. L'objectif de la présente recherche est donc tripartite, soit :

- (1) Établir le fondement théorique de l'écoulement de l'eau dans l'assise des chaussées non saturées ainsi que les notions fondamentales à l'interprétation des résultats obtenus.
- (2) Déterminer les propriétés hydrauliques des matériaux non saturés de l'assise d'une chaussée dans un contexte québécois.
- (3) Évaluer différents systèmes de drainage ainsi que leur positionnement optimal par l'entremise d'analyses théoriques de l'écoulement bi-dimensionnel en régime transitoire dans les matériaux de fondation et de sous-fondation.

Dans le cadre de ce mémoire, après quelques considérations générales sur les sols non saturés, on présente le fondement théorique nécessaire à l'étude du transfert de masse ainsi qu'à l'interprétation des résultats. On présente ensuite les différentes méthodes indirectes permettant d'estimer les propriétés hydrauliques des sols non saturés qu'on évalue subséquemment avec des données expérimentales représentatives de matériaux de fondation et de sous-fondation d'origine québécoise. Puis, on utilise les meilleures méthodes indirectes afin de caractériser les matériaux utilisés dans les analyses unidimensionnelles et bi-dimensionnelles subséquentes. Par la suite, on établit la validité des algorithmes du logiciel employé pour résoudre les équations de transfert de masse en lui spécifiant des jeux d'essais. On détermine ensuite la validité de certaines conditions aux frontières par l'intermédiaire d'analyses unidimensionnelles de l'infiltration de l'eau dans l'accotement d'une chaussée. De plus, on observe l'impact d'une fissuration de la couche de surface sur le comportement hydraulique de différentes configurations

géométriques de chaussées à l'aide d'analyses bi-dimensionnelles en régime transitoire. Finalement, on met en évidence l'efficacité de différents systèmes de drainage implantés au sein de l'assise de la chaussée, en l'occurrence : l'extension de la sous-fondation, les écrans drainants géocomposites en rive de chaussée et les tuyaux de drainage au niveau de la ligne d'infrastructure.

CHAPITRE II

DESCRIPTION DES MILIEUX NON SATURÉS

L'objectif premier du présent chapitre est de mettre de l'avant le fondement théorique nécessaire à l'étude du transfert de masse dans les sols non saturés. Après quelques considérations générales portant sur les phases d'un sol non saturé, on présente les relations constitutives pour le changement de volume, pour la résistance en cisaillement et pour le transfert de masse dans les sols saturés/non saturés. La connaissance des relations constitutives pour le changement de volume est préalable au développement de l'équation du transfert de masse dans les sols non saturés tandis que la relation constitutive pour la résistance au cisaillement permet une meilleure interprétation des résultats. Par la suite, on décrit en détail les différentes méthodes indirectes permettant de caractériser les propriétés hydrauliques nécessaires à la résolution de problèmes de transfert de masse dans les sols non saturés. En effet, leur caractérisation adéquate est essentielle à l'obtention de résultats représentatifs de phénomènes observables.

2.1 Phases en présence

2.1.1 Propriétés physiques de chaque phase

Contrairement au sol saturé, le sol non saturé est généralement considéré comme un système triphasique mettant en jeu des interactions entre les phases solide (particules du

sol), liquide (eau) et gazeuse (air). Toutefois, lors de l'étude de certains mécanismes physiques, l'importance du rôle de l'interface air-eau justifie son inclusion en tant que phase additionnelle (Fredlund et Rahardjo, 1993). En effet, lorsque la phase d'air est continue, l'interface air-eau interagit avec les particules de sol et ainsi, influence le comportement mécanique du sol. Le volume et la masse de chacune de ces phases peuvent être représentés schématiquement par un diagramme de phases. La figure 2.1 (a) présente un diagramme de phases rigoureux d'un sol non saturé où l'interface air-eau est considérée en tant que quatrième phase.

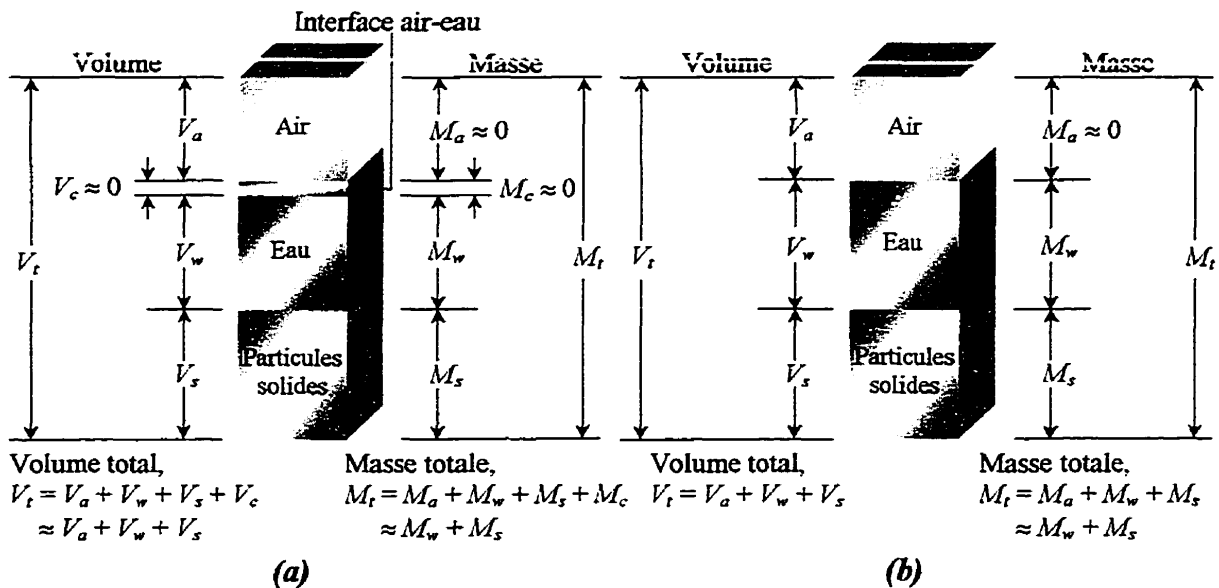


Figure 2.1 Diagrammes de phases rigoureux et simplifié pour un sol non saturé (Inspiré de Fredlund et Rahardjo (1993)).

(a) Système rigoureux quadriphasique.

(b) Système simplifié triphasique.

Avant de considérer le sol en tant que système, une compréhension des propriétés fondamentales des phases composantes s'impose. Cette section discute donc des propriétés physiques pertinentes à chaque phase.

Phase solide (particules de sol) :

Chaque phase a sa propre masse volumique ρ qui représente le rapport de sa masse sur son volume. Conséquemment, la masse volumique des particules de sol ρ_s est définie comme suit :

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad [2.1]$$

Notons que la masse volumique des particules solides est communément exprimée sous forme adimensionnelle par la densité relative des particules solides D_r . En effet, la densité relative des particules solides exprime le rapport entre la masse volumique des particules solides ρ_s et la masse volumique de l'eau ρ_w à une température de 4 °C sous pression atmosphérique (*i.e.* : $P_{atm.} = 101,325 \text{ kPa}$) :

$$D_r = \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad [2.2]$$

Phases fluides :

La masse volumique des phases fluides, en l'occurrence l'eau et l'air, est définie comme suit :

$$\rho_w = \frac{M_w}{V_w} \quad [2.3]$$

$$\rho_a = \frac{M_a}{V_a} \quad [2.4]$$

Contrairement à la phase solide, la masse volumique des phases fluides varie en fonction de la pression et de la température selon des relations qu'on appelle *équations d'états*.

Toutefois, en mécanique des sols, la variation de la masse volumique en fonction de la température est plus significative que la variation attribuable à la pression appliquée. On présente donc, à la figure 2.2, l'évolution de la masse volumique des fluides en fonction de la température à pression atmosphérique.

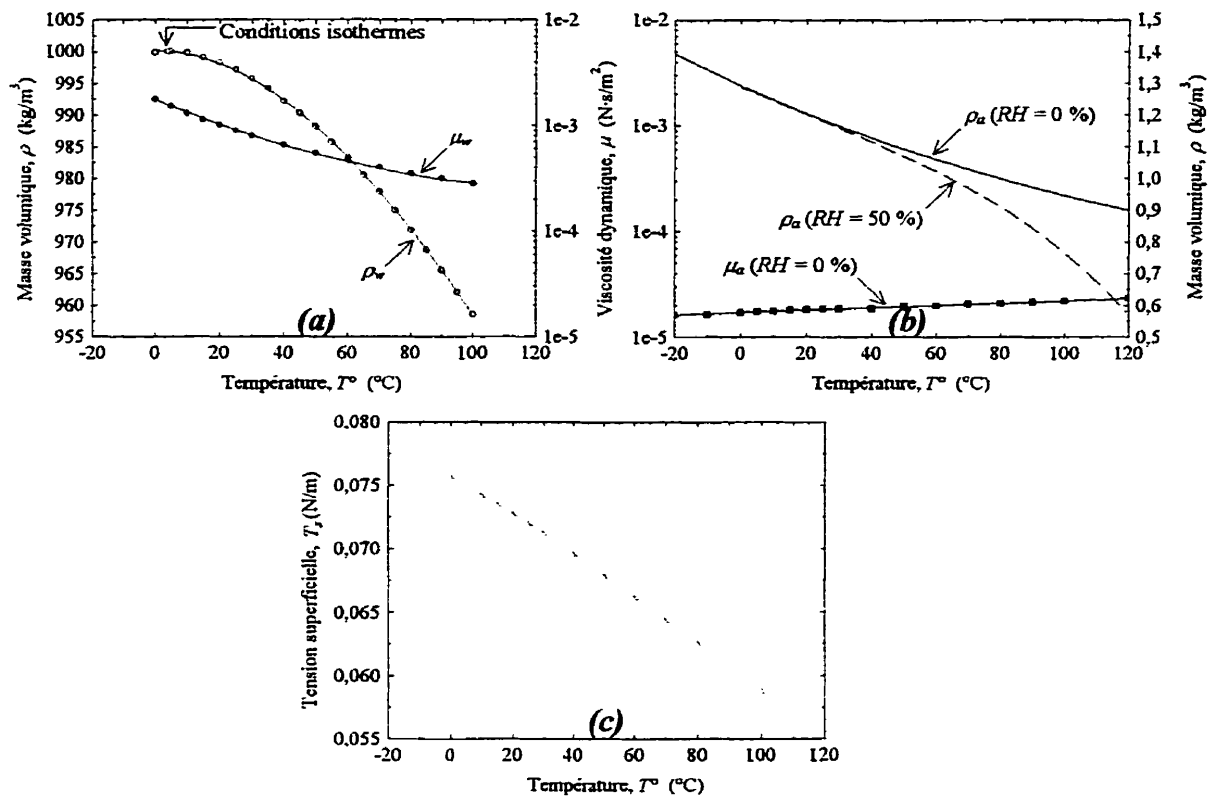


Figure 2.2 Propriétés de certaines phases en fonction de la température (D'après les données de Blevins (1984) ou l'équation d'état des gaz parfaits et le modèle de Dalton).

- (a) Masse volumique et viscosité de l'eau à $P_{atm.}$.
- (b) Masse volumique et viscosité de l'air à $P_{atm.}$.
- (c) Tension superficielle entre l'eau et l'air.

On constate que les masses volumiques diminuent en fonction de la température et que la masse volumique de l'air diminue avec une augmentation de l'humidité relative, soit avec le rapport entre la pression absolue de la vapeur d'eau dans l'air et la pression

absolue de la vapeur d'eau à saturation (*i.e.* $RH = (\bar{u}_v / \bar{u}_{v,s}) \cdot 100$). C'est-à-dire que l'air sec ($RH = 0\%$) est plus dense que l'air ambiant ($RH = 50\%$). Notons qu'en condition isotherme ($T^\circ = \text{constante}$), on considère généralement que la masse volumique de l'eau est égale à 1000 kg/m^3 .

Interface air-eau :

Puisque le volume et la masse de cette phase sont négligeables, on peut considérer qu'elle fait partie de la phase d'eau sans induire d'erreur significative. Le diagramme de phase simplifié de la figure 2.1 (b) sera donc utilisé ultérieurement pour la détermination des rapports volume-masse.

L'interface air-eau possède cependant une propriété fondamentale qu'on appelle tension superficielle. En effet, à l'interface entre un liquide et un gaz, ou entre deux liquides immiscibles, des forces se développent dans la surface du liquide. Conséquemment, la surface se comporte comme une "peau" ou une "membrane" étirée sur la masse de liquide. Effectivement, les molécules internes à la masse de liquide sont entourées de molécules qui sont attirées également entre elles dans toutes les directions. Toutefois, les molécules situées le long de l'interface sont assujetties à des forces nettes vers l'intérieur du liquide créant ainsi, une membrane hypothétique. On peut donc considérer qu'une force en traction agit dans le plan de la surface le long de n'importe quelle ligne sur la surface. On appelle tension superficielle T_s l'intensité de l'attraction moléculaire par unité de longueur le long d'une ligne sur la surface. La tension superficielle est une

propriété du liquide et dépend de la température ainsi que de la nature du fluide avec lequel il y a contact à l'interface. La figure 2.2 (c) présente l'évolution de la tension superficielle entre l'eau et l'air en fonction de la température.

Un des phénomènes communs associé à la tension superficielle est la remontée (ou chute) d'un liquide dans un tube capillaire. Lorsqu'un petit tube est inséré dans l'eau à pression atmosphérique, la tension superficielle et les propriétés hygroscopiques (*i.e.* la tendance de l'eau à mouiller la surface du tube) induisent une remontée de l'eau dans le tube. La hauteur d'ascension capillaire h_c (par rapport au niveau de l'eau à l'extérieur du tube) peut être analysée en considérant la tension superficielle agissant autour de la circonférence du ménisque et s'exprime par la relation suivante (Bear, 1988; Fredlund et Rahardjo, 1993):

$$h_c = \frac{2 \cdot T_s \cdot \cos \alpha}{\rho_w \cdot g \cdot r} \quad [2.5]$$

où :

- h_c : remontée capillaire, L;
- T_s : tension superficielle air-eau, $F \cdot L^{-1}$;
- α : angle de contact entre l'eau et le solide, $F^\circ \cdot L^\circ \cdot T^\circ$;
- r : rayon du tube capillaire, L.

En considérant une tension superficielle air-eau de $7,28 \cdot 10^{-2}$ N/m ($T^\circ = 20$ °C) et un angle de contact nul entre l'eau et le solide, l'équation [2.5] se réduit à

$$h_c = \frac{1,484 \cdot 10^{-5}}{r} \quad [2.6]$$

Ayant défini la remontée capillaire, il est possible de déterminer la pression capillaire associée à ladite remontée. Puisque la remontée capillaire se produit dans le sol

sus-jacent à la nappe phréatique (sol non saturé), la pression d'eau associée à cette remontée s'exprime par :

$$u_w = -\rho_w \cdot g \cdot h_c = -\frac{2 \cdot T_s \cdot \cos \alpha}{r} \quad [2.7]$$

Notons que d'autres facteurs, tel les forces d'attraction entre les solides et les liquides, peuvent contribuer à soutenir des pressions d'eau interstitielle négatives élevées dans le sol (*cf.* Kovács, 1981; Mitchell, 1993).

Puisque la pression absolue d'air interstitiel $\bar{u}_a$ à l'interface air-eau est égale à la pression atmosphérique, la succion matricielle peut être écrite en terme de tension superficielle (équation du modèle capillaire de Kelvin ou équation de Kelvin) :

$$(u_a - u_w) = \rho_w \cdot g \cdot h_c = \frac{2 \cdot T_s \cdot \cos \alpha}{r} \quad [2.8]$$

En effet, en mécanique des sols, la pression interstitielle u est une pression relative à la pression atmosphérique ($u_a = \bar{u}_a - P_{atm.}$ et $u_w = \bar{u}_w - P_{atm.}$). Conséquemment, la succion matricielle ($u_a - u_w$) s'exprime ainsi:

$$(u_a - u_w) = (\bar{u}_a - P_{atm.}) - (\bar{u}_w - P_{atm.}) = (\bar{u}_a - \bar{u}_w) \quad [2.9]$$

On retrouve ainsi la définition de la succion matricielle soit, la différence entre la pression absolue d'air interstitiel $\bar{u}_a$ et la pression absolue d'eau interstitielle $\bar{u}_w$. Dans l'équation [2.9], la pression d'eau interstitielle u_w est mesurée par tensiomètre ou tout autre appareil de mesure direct ou indirect tandis que la pression absolue d'air interstitiel est généralement considérée égale à la pression atmosphérique rendant la pression d'air

interstitiel u_a nulle. Une illustration de la terminologie utilisée dans la mesure de la succion matricielle est présentée sur la figure suivante.

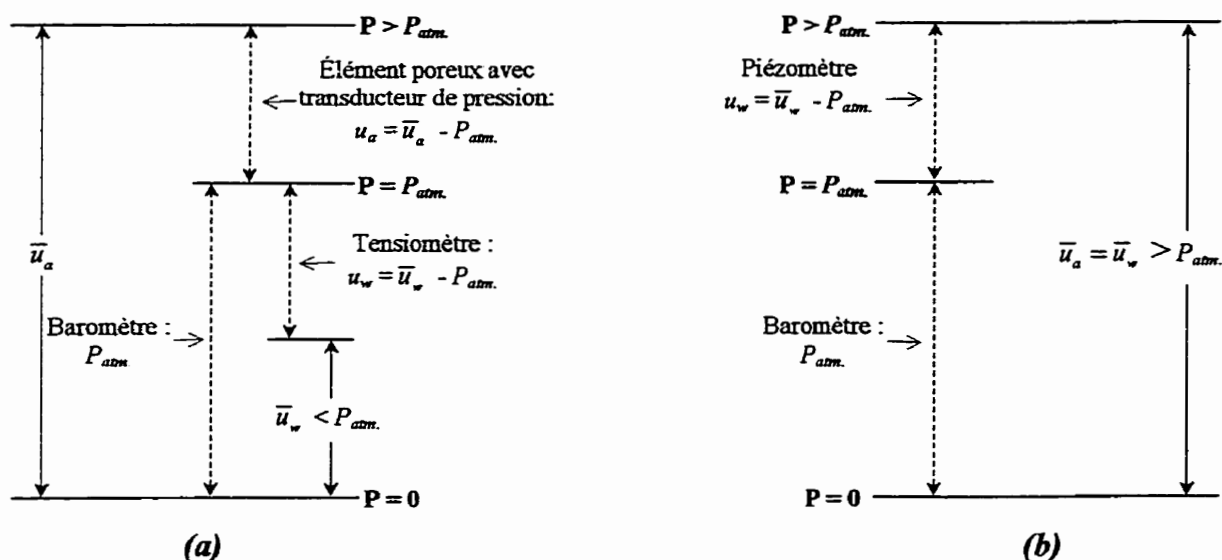


Figure 2.3 Une illustration de la terminologie utilisée dans la mesure des pressions (Inspiré de van Wylen *et al.* (1981)).
(a) Dans un sol non saturé.
(b) Dans un sol saturé.

2.1.2 Rapports et relations de phases

Puisque le volume et la masse de l'interface air-eau sont négligeables, le diagramme de phase simplifié triphasique de la figure 2.4 est utilisé afin de définir la terminologie généralement utilisée pour exprimer les rapports de volume, de masse ainsi que les rapports entre les masses et les volumes (rapports volume-masse). Ces rapports proviennent donc de la combinaison des propriétés gravimétrique et volumétrique du sol.

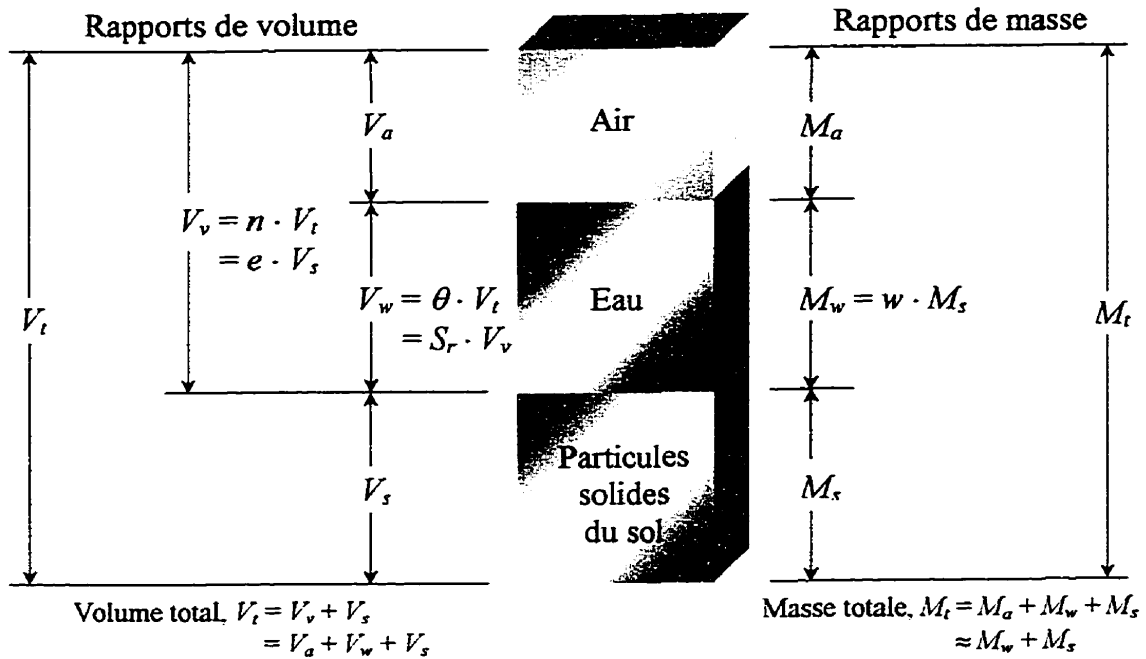


Figure 2.4 Certains rapports volume-masse, montrés dans un diagramme de phases.

La porosité n , en pourcentage, est définie comme étant le rapport du volume des vides V_v sur le volume total V_t :

$$n = \frac{V_v}{V_t} \cdot 100 (\%) \quad [2.10]$$

L'indice des vides e représente le rapport du volume des vides V_v sur le volume des particules solides V_s :

$$e = \frac{V_v}{V_s} \quad [2.11]$$

Le degré de saturation S_r exprime le pourcentage de l'espace poreux qui contient de l'eau :

$$S_r = \frac{V_w}{V_v} \cdot 100 (\%) \quad [2.12]$$

La teneur en eau peut s'exprimer par le rapport de la masse d'eau M_w sur la masse de particules solides M_s portant ainsi le nom de teneur en eau massique w (pondérale ou gravimétrique). Cette teneur en eau est présentée en tant que pourcentage :

$$w = \frac{M_w}{M_s} \cdot 100 (\%) \quad [2.13]$$

La teneur en eau peut également être définie sous forme volumétrique (ou adimensionnelle) par le rapport du volume d'eau V_w sur le volume total V_t qu'on nomme teneur en eau volumétrique θ :

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} \quad [2.14]$$

La masse volumique de chacune des phases a été définie à la section précédente. Cependant, deux autres définitions de masse volumique sont également employées, soit la masse volumique totale et la masse volumique sèche. La masse volumique totale ρ_t est le rapport de la masse totale M_t sur le volume total V_t du sol :

$$\rho_t = \frac{M_t}{V_t} \quad [2.15]$$

Tandis que la masse volumique sèche est l'expression de la masse des particules solides M_s rapportée au volume total V_t :

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_t} \quad [2.16]$$

En plus des rapports volume-masse présentés à la figure 2.4, quelques relations importantes peuvent être établies en corrélant ces rapports entre-eux (relations

volume-masse). En effet, la teneur en eau volumétrique peut être exprimée en fonction de la porosité et du degré de saturation :

$$\theta = S_r \cdot n \quad [2.17]$$

Ainsi qu'en fonction de la teneur en eau massique, de la masse volumique sèche et de la masse volumique de l'eau :

$$\theta = \frac{w \cdot \rho_d}{\rho_w} \quad [2.18]$$

2.2 Équations constitutives

2.2.1 Changement de volume

Morgenstern et Fredlund (1976) ont présenté des relations constitutives pour le changement de volume des sols isotropes non saturés. Ils ont développé trois relations

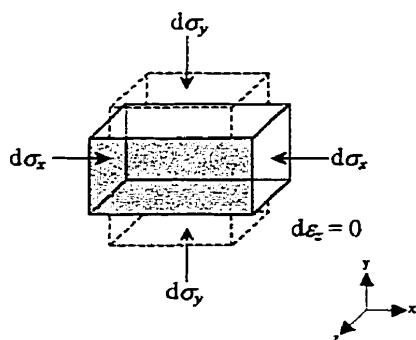


Figure 2.5 Schéma présentant l'essai en déformation plane.

constitutives : une pour la structure du sol, une seconde pour la phase d'eau et une dernière pour la phase d'air. De plus, Fredlund et Rahardjo (1993) ont présenté ces relations sous différentes formes (compressibilité, élasticité et volume-masse) et ce, pour différents types de chargement (tridimensionnel,

isotropique, déformation plane, uniaxial, triaxial, ...). Ces relations peuvent être exprimées en fonction de deux variables indépendantes d'état de contrainte; la contrainte

normale nette, $(\sigma - u_a)$, et la succion matricielle, $(u_a - u_w)$ (cf. Fredlund et Morgenstern, 1977). Dans cette étude, la relation d'intérêt principal est celle se rapportant à la phase d'eau pour un chargement en déformation plane (cf. figure 2.5). Cette relation décrit le volume d'eau dans un élément de sol référentiel où l'eau est considérée incompressible ($C_w = 0$). L'équation tient compte de l'écoulement d'eau net entrant ou sortant de l'élément et, en terme de compressibilité, s'exprime ainsi :

$$\begin{aligned} \frac{dV_w}{V_o} &= \frac{\partial(V_w/V_o)}{\partial(\sigma_{moy.} - u_a)} \cdot d(\sigma_{moy.} - u_a) + \frac{\partial(V_w/V_o)}{\partial(u_a - u_w)} \cdot d(u_a - u_w) \\ &= m_1^w \cdot d(\sigma_{moy.} - u_a) + m_2^w \cdot d(u_a - u_w) \end{aligned} \quad [2.19]$$

où :

- dV_w/V_o : changement de volume d'eau dans l'élément de sol par rapport au volume initial de l'élément;
- V_o : volume total initial de l'élément, L^3 ;
- $\sigma_{moy.}$: contrainte normale totale moyenne (i.e. : $(\sigma_x + \sigma_y)/2$), $F \cdot L^{-2}$;
- m_1^w : coefficient de changement de volume d'eau par rapport à un changement de contrainte normale nette, pour un chargement en déformation plane, $F^{-1} \cdot L^2$;
- m_2^w : coefficient de changement de volume d'eau par rapport à un changement de succion matricielle, pour un chargement en déformation plane, $F^{-1} \cdot L^2$.

De façon générale, l'équation constitutive de la phase d'eau est associée à celle de la structure du sol afin de décrire les changements de volume dans les sols non saturés. L'équation constitutive de la structure du sol décrit les changements de volume par rapport au volume référentiel sous différentes contraintes. Les particules solides du sol sont considérées incompressibles et l'équation, en terme de compressibilité lors d'un chargement en déformation plane est énoncé à l'équation [2.20].

$$\begin{aligned}
d\varepsilon_v &= \frac{dV_v}{V_o} = \frac{\partial(V_v/V_o)}{\partial(\sigma_{\text{moy.}} - u_a)} \cdot d(\sigma_{\text{moy.}} - u_a) + \frac{\partial(V_v/V_o)}{\partial(u_a - u_w)} \cdot d(u_a - u_w) \\
&= m_1^s \cdot d(\sigma_{\text{moy.}} - u_a) + m_2^s \cdot d(u_a - u_w)
\end{aligned}
\tag{2.20}$$

où :

- $d\varepsilon_v$: changement de déformation volumétrique;
- dV_v/V_o : changement de volume de l'élément de sol par rapport au volume initial de l'élément;
- m_1^s : coefficient de changement de volume du sol par rapport à un changement de contrainte normale nette, pour un chargement en déformation plane, $F^{-1} \cdot L^2$;
- m_2^s : coefficient de changement de volume du sol par rapport à un changement de succion matricielle, pour un chargement en déformation plane, $F^{-1} \cdot L^2$.

De plus, en considérant que les particules de sol sont incompressibles, l'équation de continuité (*i.e.* $\Delta V_v/V_o \approx \Delta V_w/V_o + \Delta V_a/V_o + \Delta V_d/V_o$) dicte que le changement de volume d'air, en tant que phase continue, est égal à la différence entre le changement de volume de la structure du sol et le changement de volume d'eau et ce, lorsque le changement de volume de l'interface air-eau est considéré négligeable. Conséquemment, en terme de compressibilité, l'équation constitutive de la phase d'air lors d'un chargement en déformation plane s'écrit :

$$\begin{aligned}
\frac{dV_a}{V_o} &= \frac{\partial(V_a/V_o)}{\partial(\sigma_{\text{moy.}} - u_a)} \cdot d(\sigma_{\text{moy.}} - u_a) + \frac{\partial(V_a/V_o)}{\partial(u_a - u_w)} \cdot d(u_a - u_w) \\
&= m_1^a \cdot d(\sigma_{\text{moy.}} - u_a) + m_2^a \cdot d(u_a - u_w)
\end{aligned}
\tag{2.21}$$

où :

- dV_a/V_o : changement de volume d'air dans l'élément de sol par rapport au volume initial de l'élément;
- m_1^a : coefficient de changement de volume d'air par rapport à un changement de contrainte normale nette, pour un chargement en déformation plane, $F^{-1} \cdot L^2$;
- m_2^a : coefficient de changement de volume d'air par rapport à un changement de succion matricielle, pour un chargement en déformation plane, $F^{-1} \cdot L^2$.

Ces équations, pour un chargement (et une désorption), peuvent être représentées graphiquement par les surfaces constitutives de la figure 2.6.

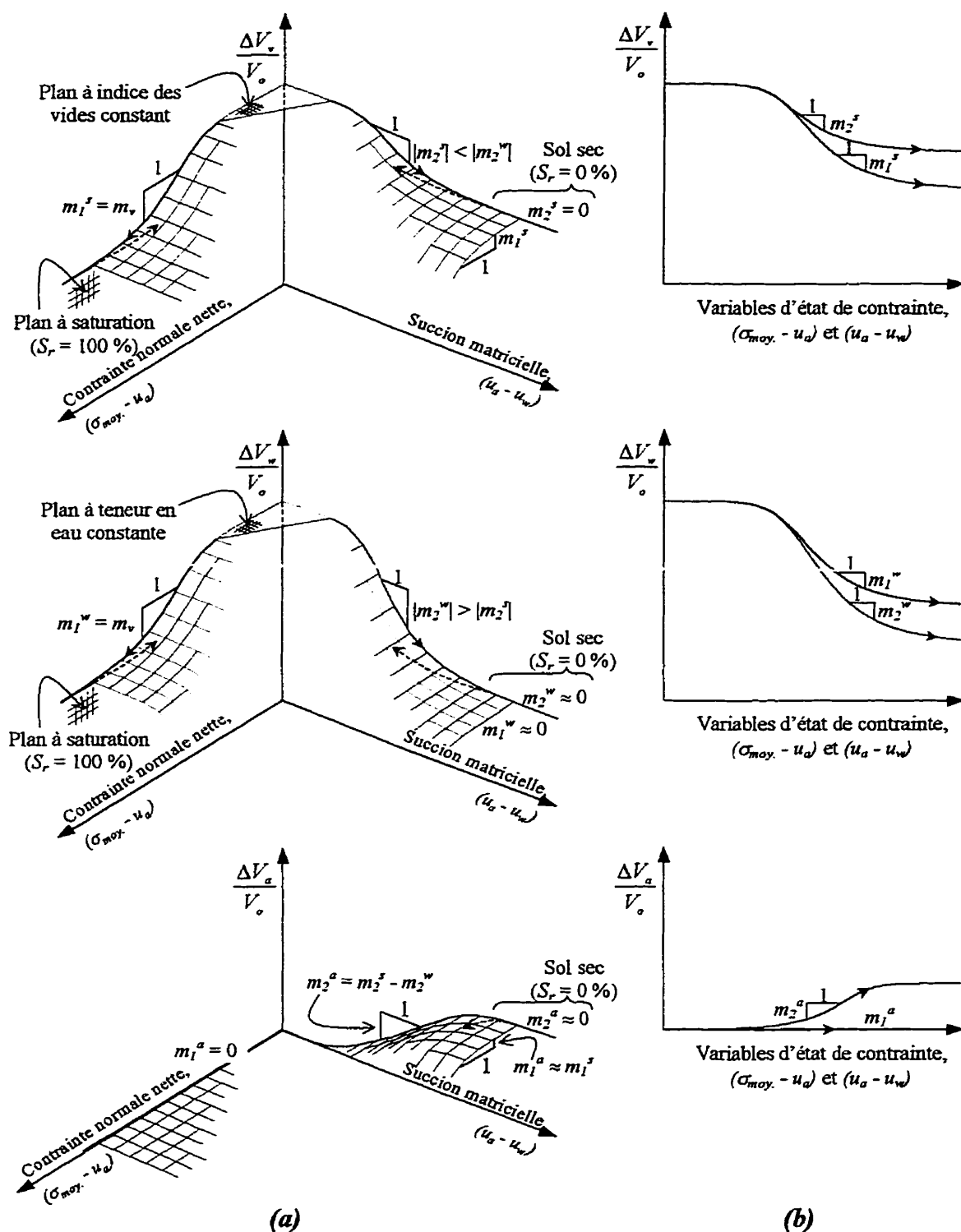


Figure 2.6

Surfaces constitutives pour un sol non saturé lors d'un chargement (et une désorption) en déformation plane (Inspiré de Fredlund et Rahardjo (1993)).

(a) Représentations tridimensionnelles pour la structure du sol et les phases d'eau et d'air.

(b) Comparaison bi-dimensionnelle des coefficients de changement de volume.

Les surfaces constitutives en chargement (et en désorption) sont différentes de celles qu'on observe en déchargement (et en absorption) et ce, à cause du phénomène d'hystérésis. L'hystérésis, définie comme un retard dans l'évolution d'un phénomène physique par rapport à un autre dont il dépend, implique donc que les coefficients de changement de volume seront différents selon l'état de contrainte.

En considérant que la contrainte normale nette est constante ($d(\sigma_{moy.} - u_a) = 0$), la surface constitutive de la phase d'eau en désorption se réduit à une courbe dans un plan $\Delta V_w/V_o - (u_a - u_w)$ quelconque (cf. figure 2.6). De plus, en considérant que la structure du sol est incompressible (*i.e.* $dV_s/V_o = 0 \therefore V_t = V_o - dV_w/V_o = V_o$), le changement de volume d'eau se réduit à un changement de teneur en eau volumétrique et, la courbe se retrouve dans un plan $\theta - (u_a - u_w)$ quelconque. Dans ce plan et tout autre plan résultant d'une contrainte normale nette constante, le regroupement des segments en désorption et en absorption porte le nom de courbe caractéristique sol-eau. Cette courbe, primordiale à l'étude de l'écoulement en milieu non saturé, sera présentée en détail à la section 2.3.

2.2.2 Résistance au cisaillement

Lorsque le sol est saturé, la résistance au cisaillement est généralement décrite par le critère de rupture de Mohr-Coulomb et le concept de contrainte effective (Terzaghi, 1936). L'équation de la résistance en cisaillement est donc exprimée comme

une fonction linéaire de la contrainte effective et s'écrit :

$$\tau_{ff} = c' + (\sigma_f - u_w)_f \cdot \tan \phi' \quad [2.22]$$

où :

- τ_{ff} : résistance au cisaillement sur le plan de rupture à la rupture, $F \cdot L^{-2}$;
- c' : cohésion effective, $F \cdot L^{-2}$;
- σ_{ff} : contrainte normale totale sur le plan de rupture à la rupture, $F \cdot L^{-2}$;
- u_{wf} : pression d'eau interstitielle sur le plan de rupture à la rupture, $F \cdot L^{-2}$;
- $(\sigma_f - u_w)_f$: contrainte effective sur le plan de rupture à la rupture, $F \cdot L^{-2}$;
- ϕ' : angle de frottement interne effectif, $F^\circ \cdot L^\circ \cdot T^\circ$.

Contrairement aux sols saturés, les sols non saturés ne peuvent être décrits par une seule variable d'état de contrainte. En effet, une variable additionnelle en l'occurrence la succion matricielle, doit être utilisée afin de tenir compte de la teneur en eau du sol. L'effet de l'eau interstitielle sur la résistance en cisaillement des sols non saturés peut donc être établi avec une extension du critère de rupture Mohr-Coulomb. Fredlund *et al.* (1978) ont proposé une extension linéaire de l'enveloppe de rupture de Mohr-Coulomb afin de tenir compte de l'effet de la succion matricielle sur la résistance en cisaillement. En utilisant les variables indépendantes d'état de contrainte, $(\sigma - u_a)$ et $(u_a - u_w)$, l'équation proposée s'énonce :

$$\tau_{ff} = c' + (\sigma_f - u_a)_f \cdot \tan \phi' + (u_a - u_w)_f \cdot \tan \phi^b \quad [2.23]$$

où :

- u_{af} : pression d'air interstitiel sur le plan de rupture à la rupture, $F \cdot L^{-2}$;
- $(\sigma_f - u_a)_f$: contrainte normale nette sur le plan de rupture à la rupture, $F \cdot L^{-2}$;
- $(u_a - u_w)_f$: succion matricielle sur le plan de rupture à la rupture, $F \cdot L^{-2}$;
- ϕ^b : angle indiquant le taux d'augmentation de la résistance au cisaillement relatif à la succion matricielle, $F^\circ \cdot L^\circ \cdot T^\circ$.

Cette équation se traduit graphiquement par la représentation tridimensionnelle présentée à la figure 2.7. Sur cette figure, on constate qu'il s'agit bien d'une extension du critère de rupture Mohr-Coulomb puisque l'enveloppe de rupture est réduite à une droite dans le plan $\tau - (\sigma - u_a)$ lorsque la succion matricielle est nulle.

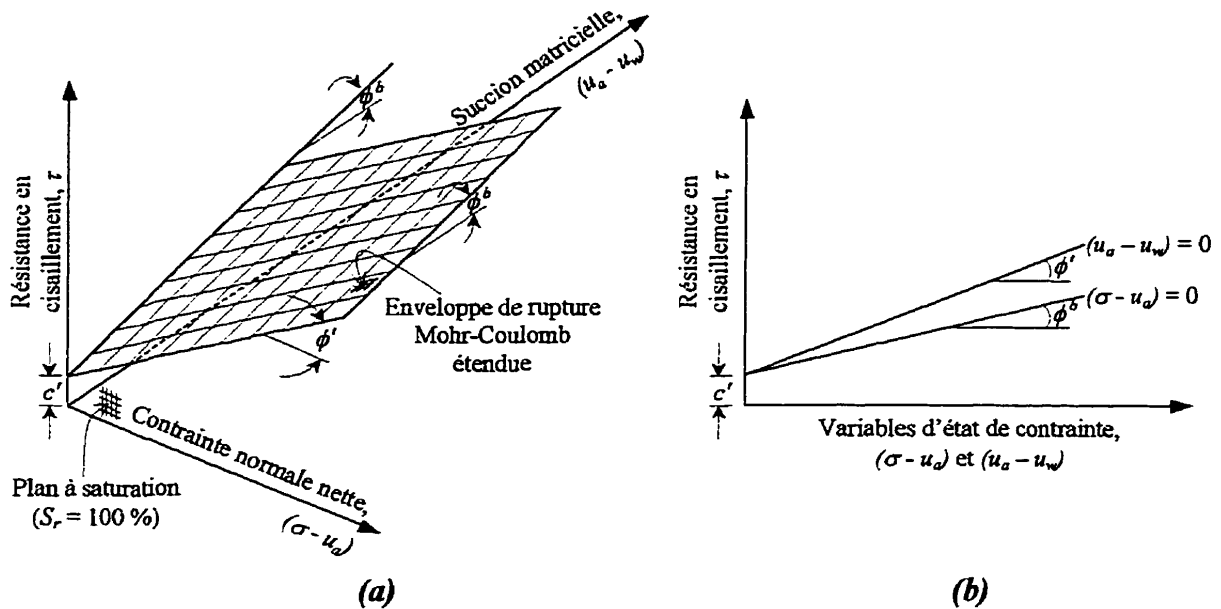


Figure 2.7 Enveloppe de rupture Mohr-Coulomb étendue (extension linéaire) pour les sols non saturés (Inspiré de Fredlund (1995)).

(a) Représentation tridimensionnelle.

(b) Projection horizontale de l'enveloppe de rupture sur les plans $\tau - (\sigma - u_d)$ et $\tau - (u_a - u_w)$.

Toutefois, des résultats d'essais récents (*e.g.* Escario et Sáez, 1986; Gan *et al.*, 1986; de Campos et Carrillo, 1995), sur différents types de sols non saturés, indiquent que la relation entre la résistance en cisaillement et la succion matricielle serait plutôt non linéaire ($\tan \phi^b \neq \text{constante}$). En effet, à de faibles contraintes de confinement (*i.e.* $(\sigma - u_d)$), la résistance en cisaillement des sols qui se désaturent rapidement (*e.g.* sables et limons) peut croître et ensuite décroître avec une augmentation de la succion matricielle (*cf.* figure 2.8). Cependant, à des contraintes de confinement plus élevées, la résistance en cisaillement présente une croissance continue avec la succion matricielle.

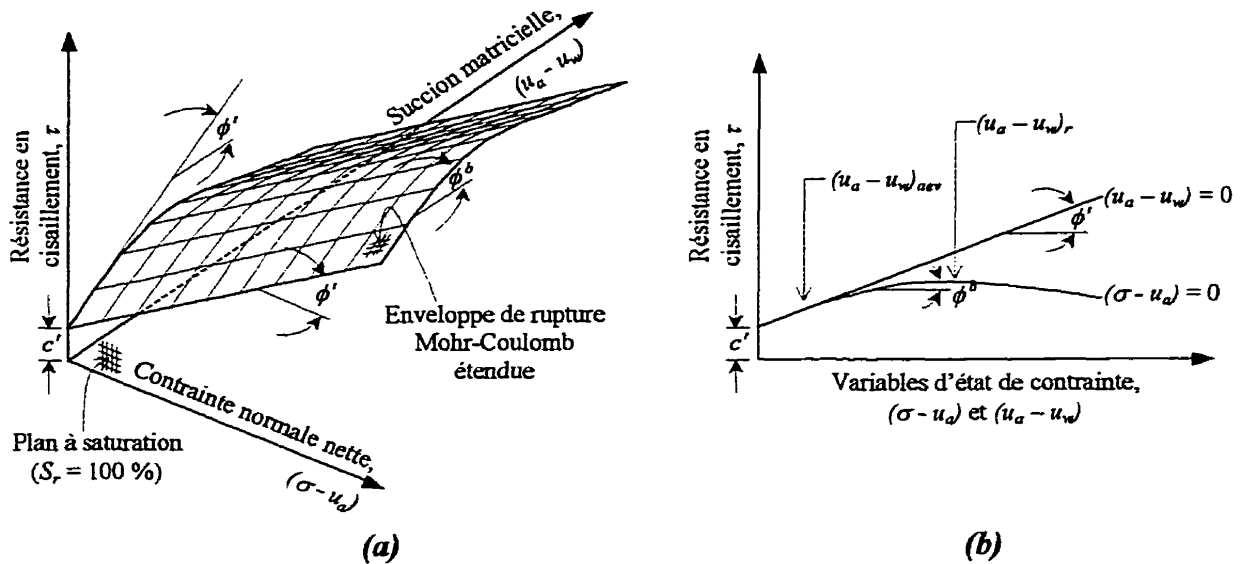


Figure 2.8 Enveloppe de rupture Mohr-Coulomb étendue (extension non linéaire) pour un sable non saturé, à de faibles contraintes normales nettes (Inspiré de Fredlund (1995)).

(a) Représentation tridimensionnelle.

(b) Projection horizontale de l'enveloppe de rupture sur les plans $\tau - (\sigma - u_a)$ et $\tau - (u_a - u_w)$.

De façon générale, la résistance en cisaillement croît de façon linéaire jusqu'à la valeur d'entrée d'air $(u_a - u_w)_{aev}$ (défini à la section 2.3.1) et ce, à un taux égal à celui d'un sol saturé (*i.e.* $\tan \phi'$) (*cf.* figure 2.8 (b)). Au-delà de la valeur d'entrée d'air, le sol se désature et le taux de changement de la résistance en cisaillement avec la succion matricielle décroît. Ce taux de changement semble être lié à la surface de contact entre l'eau et les particules de sol (Vanapalli *et al.*, 1996 (a)). On note donc une croissance non linéaire de la résistance en cisaillement avec la succion matricielle entre la valeur d'entrée d'air et la succion matricielle correspondant à la teneur en eau résiduelle $(u_a - u_w)_r$. Au-delà de cet état résiduel, la résistance en cisaillement d'un sol non saturé peut croître, décroître ou demeurer constante. En effet, à de telles succions matricielles,

la teneur en eau des sables et des limons (*i.e.* silts) peut devenir relativement faible et ne plus être en mesure de transmettre, de façon effective, la succion aux particules de sol ou aux points de contact avec les agrégats (Vanapalli *et al.*, 1996 (a)). Conséquemment, leur résistance en cisaillement peut demeurer constante et même décroître. Contrairement aux sables et aux limons, la teneur en eau des argiles demeure relativement élevée à de fortes succions matricielles. Cette teneur en eau élevée, sous forme d'eau adsorbée, contribue à la croissance de leur résistance en cisaillement au-delà de l'état résiduel.

Afin de tenir compte de cette non linéarité dans l'enveloppe de rupture, Fredlund *et al.* (1996) ont réécrit l'équation [2.23] comme suit :

$$\tau_f = c' + (\sigma_f - u_a)_f \cdot \tan \phi' + (u_a - u_w)_f \cdot \beta \cdot \tan \phi' \quad [2.24]$$

où $\beta = \tan \phi^b / \phi'$, représente la diminution de la résistance en contrainte effective avec l'augmentation de la succion matricielle, $F^\circ \cdot L^\circ \cdot T^\circ$. Ce paramètre varie donc entre 1 (*i.e.* $\phi^b = \phi'$) à la saturation et, une petite valeur lorsque la teneur en eau du sol est faible.

Toutefois, la détermination expérimentale des données permettant d'obtenir la relation de la résistance en cisaillement des sols non saturés peut être dispendieuse, difficile et non triviale. Par conséquent, une équipe de chercheurs de l'Université de Saskatchewan a présenté l'ébauche d'une fonction pédo-transfert permettant d'estimer cette relation. Les fonctions pédo-transferts, PTF, sont des expressions qui lient différentes propriétés et caractéristiques du sol entre elles (Bouma, 1989). En effet, une équation a été proposée afin d'estimer la résistance en cisaillement à partir du segment initial en

désorption de la courbe caractéristique sol-eau normalisée (défini à la section 2.3.1) et les paramètres de la résistance en cisaillement du sol saturé. À la figure 2.9, on présente la relation qui existe entre la résistance en cisaillement d'un sol non saturé et

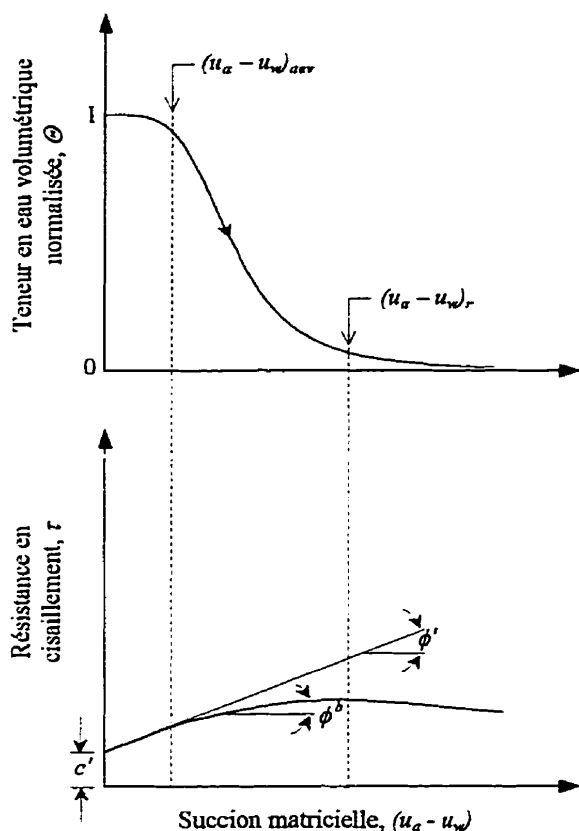


Figure 2.9 Relation entre le segment initial en désorption de la courbe caractéristique sol-eau normalisée et la résistance en cisaillement ($d(\sigma - u_a) = 0$) (Inspiré de Vanapalli *et al.* (1996 (a))).

ledit segment de la courbe caractéristique sol-eau normalisée et ce, pour une contrainte normale nette donnée. De façon générale, Fredlund *et al.* (1995), Fredlund *et al.* (1996) et Vanapalli *et al.* (1996 (a)) présument que le taux avec lequel la succion matricielle contribue à la résistance en cisaillement est lié à la surface d'eau normalisée a_w . La surface d'eau normalisée, rapport entre la surface d'eau correspondant à un degré de saturation quelconque A_{dw} et la surface d'eau correspondant à la saturation A_{lw} , varie entre un et zéro, de la saturation à

l'état sec. De plus, selon le théorème de Green (*cf.* Fung, 1977), cette variable adimensionnelle est considérée proportionnelle au volume d'eau normalisé (*i.e.* la teneur en eau volumétrique normalisée θ ($\theta = (\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$)). Conséquemment, l'apport de la succion matricielle à la résistance en cisaillement est lié mathématiquement au

segment en désorption de la courbe caractéristique normalisée de la manière suivante :

$$\begin{aligned}\tau_{non\ saturated} &= (u_a - u_w) \cdot \alpha_w \cdot \tan \phi' \\ &= (u_a - u_w) \cdot [\Theta_{id}(u_a - u_w)]^p \cdot \tan \phi'\end{aligned}\quad [2.25]$$

où : $\Theta_{id}(u_a - u_w)$: segment initial en désorption, IDC, de la courbe caractéristique sol-eau normalisée;
 p : paramètre d'ajustement, $F^\circ \cdot L^\circ \cdot T^\circ$.

En ajoutant ce terme à l'équation de la résistance en cisaillement d'un sol saturé, ils obtiennent une équation permettant d'estimer la résistance en cisaillement des sols non saturés :

$$\tau_{ff} = c' + (\sigma_f - u_a)_f \cdot \tan \phi' + (u_a - u_w)_f \cdot [\Theta_{id}(u_a - u_w)_f]^p \cdot \tan \phi' \quad [2.26]$$

Notons que cette ébauche de PTF doit subir un processus d'évaluation exhaustif avant qu'elle soit utilisée sans que des données expérimentales aient été préalablement obtenues.

2.2.3 Transfert de masse

De façon générale, dans les sols non saturés, les mouvements de l'eau se font sous diverses formes selon l'état des phases fluides (*i.e.* eau et air). Effectivement, dans la frange capillaire (*cf.* figure 2.10), l'air se retrouve sous forme occluse et, le mouvement de l'eau ne se fait que par la phase d'eau. Lorsque le degré de saturation atteint environ 85 % (*cf.* Corey, 1954), les phases fluides ont des continuités distinctes et on dit qu'elles sont sous forme funiculaire. Le mouvement de l'eau se fait alors majoritairement par la phase liquide tandis qu'un faible volume d'eau se déplace par la phase gazeuse sous

forme de vapeur d'eau. Finalement, lorsque le sol est sec, la phase d'eau se retrouve sous forme lenticulaire. Alors, le mouvement de l'eau s'effectue généralement par la phase gazeuse (sous forme de vapeur d'eau) et parfois, par une pellicule continue d'eau adsorbée (cf. Kovács, 1981).

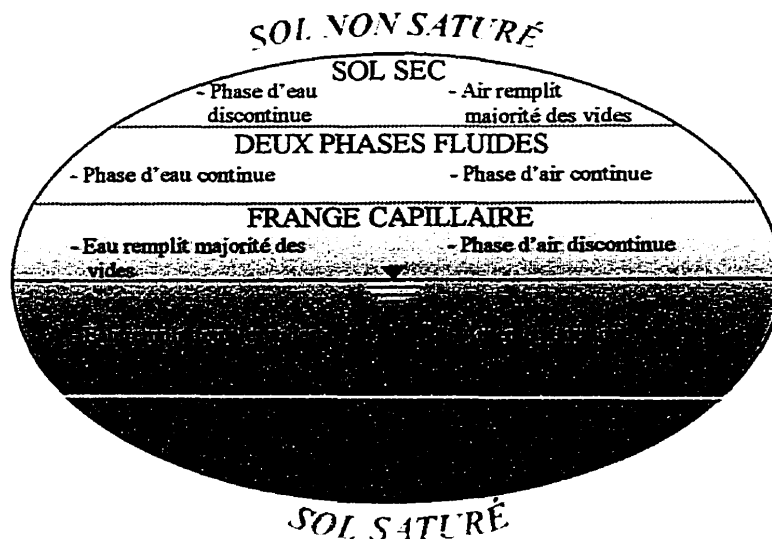


Figure 2.10 Nature des phases fluides dans un système saturé/non saturé (D'après Fredlund (1995)).

Plus précisément, l'eau circule dans le sol sous l'influence du gradient hydraulique (*i.e.* $i = \Delta h / \Delta l$) et ce, indépendamment du degré de saturation du sol. Ce gradient, pour un fluide incompressible, peut être déterminé à l'aide de l'équation d'énergie de Bernoulli :

$$h = h_p + y = \frac{u_w}{\rho_w \cdot g} + y \quad [2.27]$$

où :

- h : charge hydraulique (totale), L;
- h_p : charge de pression d'eau interstitielle, L;
- y : charge de position par rapport à un datum arbitraire, L;
- u_w : pression d'eau interstitielle, $F \cdot L^{-2}$;
- ρ_w : masse volumique de l'eau, $F \cdot L^{-4} \cdot T^2$;
- g : accélération de la pesanteur $L \cdot T^{-2}$.

En effet, en milieu poreux, la charge de vitesse est omise puisqu'elle est très faible par rapport à la charge de pression d'eau interstitielle et la charge de position. L'utilisation de cette équation en condition saturée/non saturée entraîne les implications présentées à la figure 2.11. Sous conditions hydrostatiques, on note que la charge de pression d'eau interstitielle varie linéairement en fonction de l'élévation et ce, de façon négative au-dessus de la nappe phréatique. De plus, la charge hydraulique totale est fonction de la position du datum arbitraire.

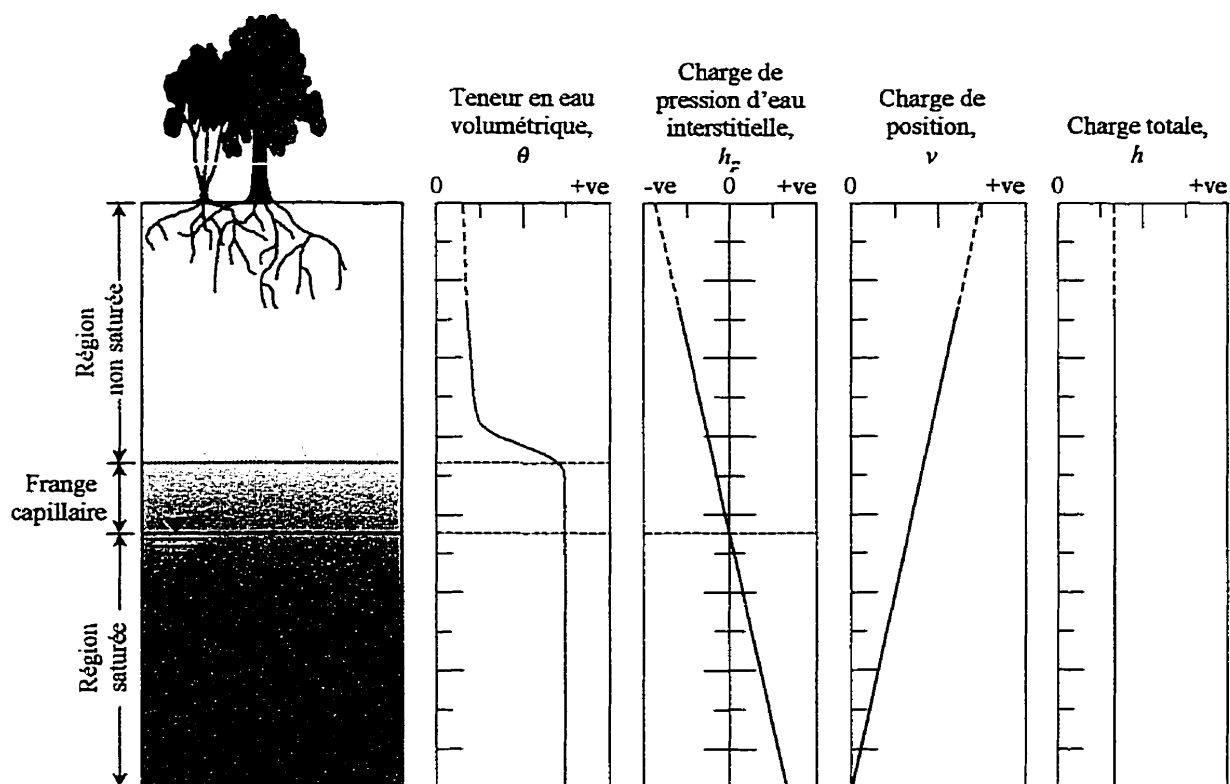


Figure 2.11 Coupe d'un sol saturé-non saturé sous les conditions hydrostatiques suivant une désorption du milieu (Inspiré de Freeze et Cherry (1979)).

En plus d'être engendré par une différence d'énergie, le mouvement de l'eau interstitielle obéit à deux lois fondamentales, soit : la loi de la conservation de la masse

d'eau et la loi de Darcy. En effet, il est possible d'obtenir l'équation constitutive du transfert de masse (*i.e.* écoulement de l'eau) dans les sols non saturés en introduisant la forme appropriée de l'équation de Darcy dans l'équation de continuité.

Loi de la conservation de la masse d'eau :

La loi de la conservation de la masse requiert que la masse d'un système demeure constante lorsque ce système passe à travers un champ d'écoulement. Cette loi stipule que la somme du taux de croissance de la masse d'eau dans le volume de contrôle élémentaire et du taux net de la masse d'eau sortant par la surface de contrôle (taux de la masse sortante - taux de la masse entrante) doit être nulle. Pour l'écoulement non saturé transitoire de l'eau, en tant que fluide compressible, l'équation de continuité s'écrit (Swartzendruber, 1969; Hillel, 1980; Campbell, 1985; Bear, 1988) :

$$\frac{\partial(\rho_w \cdot \theta)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_w \cdot v_w) = \frac{\partial \rho_w}{\partial t} \cdot \theta + \rho_w \cdot \frac{\partial \theta}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_w \cdot v_w) = 0 \quad [2.28]$$

où : v_w : vitesse superficielle d'écoulement de l'eau, $L \cdot T^{-1}$.

En général, lors de l'analyse de l'écoulement en milieu non saturé, il est justifiable de considérer l'eau comme un fluide incompressible. L'impact de cette présomption peut être évaluée en considérant l'équation d'état pour l'eau, dont l'élaboration est décrite en détail par Freeze et Cherry (1979) et Bear (1988) :

$$\rho_w = \rho_{wo} \cdot e^{C_w \cdot (\bar{u}_w - \bar{u}_{wo})} \quad [2.29]$$

où : ρ_{wo} : masse volumique de l'eau à la pression absolue d'eau interstitielle correspondant au datum u_{wo} , $F \cdot L^{-3} \cdot T^2$;

C_w : compressibilité de l'eau, $F^{-1} \cdot L^2$;

$\bar{u}_{wo}$: pression absolue d'eau interstitielle correspondant au datum, $F \cdot L^{-2}$.

Si l'eau est considérée incompressible (*i.e.* $C_w = 0$) alors la masse volumique de l'eau est égale à la constante ρ_{wo} . Puisque la masse volumique de l'eau est maintenant constante, sa dérivée temporelle est nulle et, l'équation de continuité est réduite à :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \nabla \cdot v_w = 0 \quad [2.30]$$

Loi de Darcy :

Lors de ses expériences, Darcy (1856) a montré que pour les sables propres saturés, la vitesse superficielle d'écoulement de l'eau v_w est directement proportionnelle à $h_1 - h_2$ ($h_1 > h_2$) lorsque la longueur d'écoulement Δl est maintenue constante, et inversement proportionnelle à Δl lorsque $h_1 - h_2$ est maintenue constante. En définissant la convention de signe arbitraire $\Delta h = h_2 - h_1$ on a $v_w \propto -\Delta h$ et $v_w \propto 1/\Delta l$ et, la loi de Darcy s'écrit :

$$v_w = -k_s \cdot \frac{\partial h}{\partial l} \quad (\text{Notation vectorielle: } v_w = -k_s \cdot \nabla h) \quad [2.31]$$

où : k_s : coefficient de perméabilité saturé, $L \cdot T^{-1}$.

La vitesse superficielle d'écoulement de l'eau v_w n'est qu'une vitesse fictive qui est celle d'un écoulement traversant une surface transversale A ($v_w = Q/A$ où Q est le débit total traversant cette surface) tandis que la vitesse réelle moyenne v_s correspond à la vitesse de l'eau s'écoulant dans les pores du sol ($v_s = Q/(n \cdot A) = v_w/n$).

L'écoulement de l'eau dans un sol non saturé est régi par la loi de Darcy de manière semblable à l'écoulement dans un sol saturé. Plusieurs auteurs dont Buckingham (1907),

Richards (1931), Childs (1936) et Childs et Collis-George (1950) ont démontré la validité de la loi de Darcy pour les sols non saturés. Ils ont montré que pour une teneur en eau donnée, la perméabilité obtenue expérimentalement est indépendante du gradient appliqué. C'est-à-dire que pour une teneur en eau donnée, la perméabilité est constante et la vitesse est linéairement proportionnelle au gradient hydraulique. La différence principale entre l'écoulement en milieu saturé et non saturé réside dans la variation du coefficient de perméabilité en fonction de la teneur en eau et indirectement en fonction de la succion matricielle lorsque le milieu est non saturé tandis qu'il est constant en milieu saturé. Pour un sol non saturé, la loi de Darcy s'exprime donc ainsi :

$$v_w = -k(u_a - u_w) \cdot \frac{\partial h}{\partial l} \quad (\text{Notation vectorielle : } v_w = -k(u_a - u_w) \cdot \nabla h) \quad [2.32]$$

où : $k(u_a - u_w)$: courbe de perméabilité pour les sols non saturés.

Équation constitutive du transfert de masse :

En substituant la forme appropriée de la loi de Darcy (*i.e.* équation [2.32]) dans l'équation de continuité (*i.e.* équation [2.30]), on obtient :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} - \nabla \cdot (k(u_a - u_w) \cdot \nabla h) = 0 \quad [2.33]$$

De cette équation, il est possible de développer les formes uni, bi- ou tridimensionnelle de l'équation d'écoulement isotherme saturé, ou non saturé, en régime permanent, ou transitoire, d'un fluide incompressible en milieu poreux isotrope. En considérant une problématique bi-dimensionnelle, le premier terme (*i.e.* $\partial \theta / \partial t$) de cette équation peut être obtenu en effectuant la dérivée temporelle de l'équation constitutive du changement de

volume de la phase d'eau, pour un chargement en déformation plane, d'un sol à structure incompressible (*cf.* section 2.2.1). En présumant que les coefficients de changement de volume m_1^w et m_2^w sont constants pour un incrément temporel donné, au cours du processus transitoire, la dérivée temporelle de l'équation constitutive s'exprime par :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = m_1^w \cdot \frac{\partial(\sigma_{\text{moy.}} - u_a)}{\partial t} + m_2^w \cdot \frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial t} \quad [2.34]$$

Dans le cadre de cette étude, l'approche monophasique est employée dans la formulation de l'équation de transfert de masse. Cette approche, qui néglige l'écoulement de la phase d'air et par le fait même, son influence sur l'écoulement de la phase d'eau, stipule que :

- (1) la phase d'air est continue dans la région non saturée (*i.e.* $\partial u_a / \partial t = 0$).
- (2) la pression absolue d'air interstitiel est égale à la pression atmosphérique (*i.e.* $u_a = 0$).
- (3) l'air interstitiel se déplace dans le sol avec une résistance négligeable (*i.e.* $\mu_a = 0$).

De plus, on considère qu'il n'y a pas de chargement (ou déchargement) externe de la masse de sol durant le processus transitoire (*i.e.* $\partial \sigma_{\text{moy.}} / \partial t = 0$). En appliquant ces hypothèses, l'équation [2.34] est réduite à :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -m_2^w \cdot \frac{\partial u_w}{\partial t} \quad [2.35]$$

En substituant cette relation dans l'équation [2.33] tout en exprimant la pression d'eau interstitielle en fonction de la charge totale (*i.e.* $u_w = \rho_w \cdot g \cdot (h - y)$), on obtient :

$$\nabla \cdot (k(u_a - u_w) \cdot \nabla h) = -m_2^w \cdot \frac{\partial(\rho_w \cdot g \cdot (h - y))}{\partial t} \quad [2.36]$$

L'élévation y étant une constante, sa dérivée temporelle est nulle et l'équation différentielle permettant de décrire l'écoulement saturé ou non saturé transitoire

bi-dimensionnel isotherme d'un fluide incompressible en milieu isotrope incompressible s'écrit :

$$\nabla \cdot (k(u_a - u_w) \cdot \nabla h) = -\rho_w \cdot g \cdot m_2^w \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad [2.37]$$

Cette équation s'exprime également sous différentes formes plus communément rencontrées en pratique, lorsque les propriétés hydrauliques θ et k sont exprimées en fonction d'autres paramètres que la succion matricielle (*e.g.* u_w ou h_p) et/ou qu'une variable indépendante autre que la charge totale est employée (*e.g.* h_p ou θ). En effet, en exprimant les propriétés hydrauliques en fonction de la pression d'eau interstitielle, on obtient l'équation employée par un des deux logiciels utilisés dans le cadre de cette étude, en l'occurrence le logiciel SEEP/W de GEO-SLOPE International (GEO-SLOPE International, 1997). Sachant que le paramètre m_2^w (*i.e.* $m_2^w \equiv d\theta/d(u_a - u_w)$) doit être remplacé par son équivalent dans la relation $\theta - u_w$, en l'occurrence, le coefficient de changement de volume d'eau par rapport à un changement de pression d'eau interstitielle m_w (*i.e.* $m_w \equiv d\theta/du_w$), et que la relation entre ces deux paramètres s'énonce $m_2^w = -m_w$, l'équation [2.37] peut être réécrite comme suit :

$$\nabla \cdot (k(u_w) \cdot \nabla h) = \rho_w \cdot g \cdot m_w \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad [2.38]$$

ou encore, sous forme différentielle :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x(u_w) \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y(u_w) \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \rho_w \cdot g \cdot m_w \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad [2.39]$$

Notons que le comportement hystérétique des relations $\theta - u_w$ et $k - u_w$ est ignoré dans la formulation du logiciel d'éléments finis SEEP/W. Conséquemment, chaque sol introduit dans la simulation doit être représenté par deux relations uniques.

Si on exprime maintenant les propriétés hydrauliques en fonction de la charge de pression d'eau interstitielle, le paramètre m_2^w doit être remplacé par son équivalent dans la relation $\theta - h_p$, soit la capacité d'humidité spécifique C (i.e. $C \equiv d\theta/dh_p$) en fonction de la charge de pression d'eau interstitielle (i.e. $C(h_p)$). Puisque $m_2^w = -C(h_p)/(\rho_w \cdot g)$, l'équation [2.37] s'énonce :

$$\nabla \cdot (k(h_p) \cdot \nabla h) = C(h_p) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad [2.40]$$

Afin d'obtenir l'équation de Richards, appelé ainsi en honneur du physicien qui l'a développé (Richards, 1931), on doit également exprimer l'équation de transfert de masse en fonction de la charge de pression d'eau interstitielle (i.e. $h = h_p + y$). L'équation de Richards s'exprime donc :

$$\nabla \cdot (k(h_p) \cdot \nabla h_p) + \frac{\partial k_y(h_p)}{\partial y} = C(h_p) \cdot \frac{\partial h_p}{\partial t} \quad [2.41]$$

ou encore, sous forme différentielle :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x(h_p) \cdot \frac{\partial h_p}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y(h_p) \cdot \frac{\partial h_p}{\partial y} \right) + \frac{\partial k_y(h_p)}{\partial y} = C(h_p) \cdot \frac{\partial h_p}{\partial t} \quad [2.42]$$

La forme unidimensionnelle de cette équation est utilisée dans la formulation du logiciel CHEMFLO du U.S. Environmental Protection Agency (Nofziger *et al.*, 1989), également employé dans le cadre de cette étude. Notons que le comportement

hystérétique des relations $\theta - h_p$ et $k - h_p$ est également ignoré dans la formulation du logiciel de différences finies CHEMFLO.

Malgré que $C(h_p) \cdot \partial h_p / \partial t$ et $\partial \theta / \partial t$ soient mathématiquement équivalents dans l'équation différentielle partielle continue, leurs formes discrètes ne sont pas équivalentes. De plus, cette inégalité des formes discrètes est accentuée par la nature non linéaire de la capacité d'humidité spécifique. Puisque le changement de masse du système est calculé en utilisant des valeurs discrètes de $\partial \theta / \partial t$ (cf. équation [2.30]), des erreurs significatives sont donc induites dans le bilan massique lors de l'utilisation de l'expression $C(h_p) \cdot \partial h_p / \partial t$ (Celia *et al.*, 1990). Afin d'assurer la conservation de masse, certains auteurs ont proposé d'exprimer l'équation [2.41] en fonction de la charge de pression d'eau interstitielle et de la teneur en eau volumétrique (*e.g.* Allen et Murphy, 1986; Celia *et al.*, 1990). L'équation qui en découle, la forme "mixte" de l'équation de Richards, s'énonce donc :

$$\nabla \cdot (k(h_p) \cdot \nabla h_p) + \frac{\partial k_y(h_p)}{\partial y} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad [2.43]$$

Afin de résoudre cette équation, le changement de teneur en eau volumétrique au cours de l'incrément temporel est évalué directement à partir de l'évolution de la pression d'eau interstitielle.

On peut également exprimer les propriétés hydrauliques en fonction de la teneur en eau volumétrique (*i.e.* $h_p(\theta)$ et $k(\theta)$). Puisque le paramètre m_2^w doit maintenant être remplacé par son équivalent dans la relation $h_p - \theta$, en l'occurrence la capacité

d'humidité spécifique C (*i.e.* $C \equiv d\theta/dh_p$) en fonction de la teneur en eau volumétrique (*i.e.* $C(\theta)$), et que la relation entre ces deux paramètres s'exprime $m_2^w = -C(\theta)/(\rho_w \cdot g)$, l'équation [2.37] s'écrit :

$$\nabla \cdot (k(\theta) \cdot \nabla h) = C(\theta) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad [2.44]$$

Afin d'obtenir l'équation de Fokker-Planck, forme de l'équation de Richards basée sur la teneur en eau volumétrique, on doit également exprimer l'équation de transfert de masse en fonction de la teneur en eau volumétrique (*i.e.* $h = h_p + y$ et $k(\theta) \equiv D(\theta) \cdot C(\theta)$). L'équation de Fokker-Planck s'exprime donc :

$$\nabla \cdot (D(\theta) \cdot \nabla \theta) + \frac{\partial k_y(\theta)}{\partial y} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad [2.45]$$

où $D(\theta)$ est la diffusivité de la phase d'eau, $L^2 \cdot T^{-1}$. En plus de se dégénérer en conditions saturées, cette équation n'est pas directement applicable au transfert de masse en milieux stratifiés (*cf.* Hills *et al.*, 1989; Pan et Wierenga, 1995). De plus, l'équation ne permet pas de tenir compte de l'hystérésis dans les propriétés hydrauliques car, elle n'est valide que si la courbe $h_p(\theta)$ est présumée singulière (*cf.* Philip, 1991; Pan et Wierenga, 1995).

Finalement, certains auteurs ont proposé des transformations et/ou modifications des équations [2.41] et [2.45] afin d'améliorer le bilan massique, la vitesse de résolution ou encore, de résoudre des problèmes de stabilité numérique (*e.g.* Neuman, 1973; Haverkamp *et al.*, 1977; Ross, 1990; Kirkland *et al.*, 1992; Pan et Wierenga, 1995).

Notons que la description du transfert de masse en milieu poreux saturé/non saturé, utilisant les équations constitutives précédemment élaborées, est assujettie a bon nombre de difficultés et/ou simplifications qui ne sont pas facilement résolues (*cf.* Nielsen *et al.*, 1986). Parmi celles-ci, Vauclin et Angulo-Jaramillo (1995) dénotent :

Difficultés :

- (1) La nature hystérétique et la non linéarité prononcée de la courbe caractéristique sol-eau et de la fonction de perméabilité pour les sols non saturés (*cf.* section 2.3).
- (2) Les effets d'un changement de la température, de la salinité de l'eau interstitielle et de la contrainte de confinement sur les propriétés hydrauliques (*cf.* section 2.3).

Simplifications (*i.e.* hypothèses) :

- (1) L'omission de l'écoulement de l'air (*i.e.* approche monophasique).
- (2) L'omission de l'écoulement par gradient thermique (*i.e.* écoulement isotherme).
- (3) L'omission de la compressibilité du sol.
- (4) L'omission du chargement (ou déchargement) de la masse de sol.
- (5) La présomption de la validité de la loi macroscopique de Darcy.

De façon générale, la discussion des différentes hypothèses est hors de la portée de la présente étude. Le lecteur, ou la lectrice, désireux de parfaire ces connaissances, est donc référé au rapport d'état des connaissances de Vauclin et Angulo-Jaramillo (1995) pour les simplifications (1), (2), (3) et (4) tandis que l'article de Houston et Houston (1995) complète bien l'ouvrage de Bear (1988) en ce qui concerne la validité de la loi de Darcy.

2.3 Propriétés hydrauliques

2.3.1 Courbe caractéristique sol-eau

Lors d'un écoulement en régime transitoire, la quantité d'eau qui entre dans un volume élémentaire de sol peut être plus grande que la quantité sortante, ou vice versa. La capacité d'un sol à retenir ou expulser de l'eau est définie par la courbe caractéristique sol-eau. Dans une monographie introductive à la géotechnique, Williams (1982) définit la courbe caractéristique comme étant la relation entre la teneur en eau et la succion du sol. Toutefois, la teneur en eau, soit la quantité d'eau contenue dans les pores du sol, peut être exprimée de façon volumétrique θ ou massique w . Tandis que la succion peut être soit totale ψ ou matricielle ($u_a - u_w$). La succion totale étant la somme de la succion matricielle et de π la succion osmotique (*i.e.* $\psi = (u_a - u_w) + \pi$). Étant donné que la succion matricielle est une des variables indépendantes de l'état de contrainte et que la teneur en eau volumétrique est plus communément employée, le terme « courbe caractéristique sol-eau » sera donc utilisé afin de représenter la relation entre la teneur en eau volumétrique et la succion matricielle. Dans la littérature traitant des sols non saturés, les termes courbe caractéristique sol-eau, courbe de rétention d'eau ou fonction de rétention sont également utilisés afin de décrire la relation entre les paramètres θ , Θ ou S_r et h_p , $|h_p|$, u_w , $|u_w|$ ou pF (où $pF \equiv \log_{10} |(h_p \text{ (cm)})/1 \text{ cm}|$ (*cf.* Schofield, 1935)).

La figure 2.12 présente l'évolution de la teneur en eau volumétrique, d'un sol isotrope incompressible, en fonction de la diminution de la pression d'eau interstitielle et ce, selon l'approche monophasique avec contrainte normale constante (i.e. $\sigma_{moy.} = \text{cste}$).

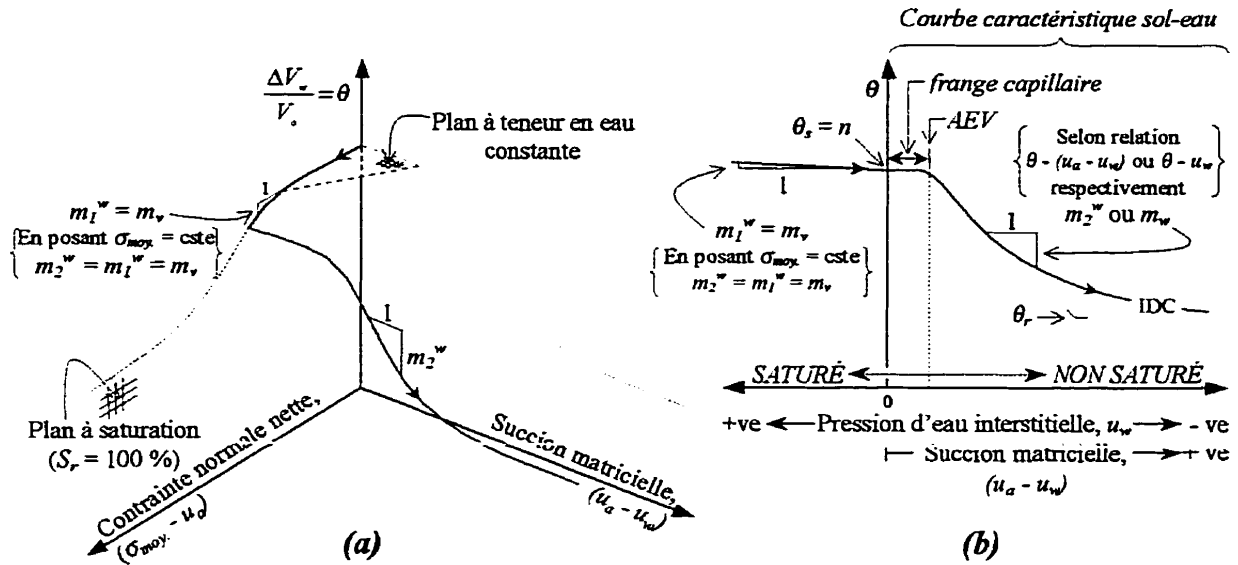


Figure 2.12 Évolution de la teneur en eau volumétrique, d'un sol isotrope incompressible, en fonction d'une diminution de la pression d'eau interstitielle (approche monophasique avec $\sigma_{moy.}$ constante) (Inspiré de Lam *et al.* (1987)).

(a) Représentation tridimensionnelle.

(b) Représentation bi-dimensionnelle.

Dans le plan $\theta - (u_a - u_w)$, cette courbe est réduite au segment initial en désorption de la courbe caractéristique sol-eau tel que définie dans le cadre de cette étude. Lorsque la structure du sol est relativement rigide, la courbe caractéristique présente une frange capillaire. Il s'agit d'une région dans laquelle la teneur en eau volumétrique demeure presque constante malgré une augmentation de la succion matricielle. Cette frange capillaire se termine par la valeur d'entrée d'air *AEV* (i.e. $(u_a - u_w)_{aev}$) qui est définie comme étant la succion à laquelle l'air entame sa pénétration dans les pores les plus

grossiers du sol provoquant ainsi une baisse de la teneur en eau volumétrique. La teneur en eau résiduelle θ_r est la quantité maximale d'eau dans le sol qui ne contribuera pas à l'écoulement dû au blocage des canaux d'écoulements ou à la forte adsorption sur la phase solide (Luckner *et al.*, 1989). La pente de cette courbe m_2^w représente le taux de changement dans la quantité d'eau qui est retenue ou expulsée de la structure du sol en réponse à un changement de succion matricielle. Lorsque la contrainte totale est constante, m_2^w devient égal à m_1^w dans la région saturée. De plus, le coefficient de changement de volume d'eau suivant un changement de la contrainte normale nette m_1^w est équivalent au coefficient de changement de volume m_v , commun à la mécanique des sols saturés.

De plus, la courbe caractéristique sol-eau n'est pas singulière mais dépend de l'historique d'absorption (mouillage, imbibition) et de désorption (séchage, drainage) du sol. Cette non singularité, ou hystérésis, est attribuable à différents facteurs (Vereecken, 1988) :

- (1) La dépendance de l'angle de contact avec la direction de déplacement de la solution.
- (2) L'irrégularité de la géométrie de l'espace poreux.
- (3) La présence d'air emprisonné.
- (4) Le changement de volume (dilatation ou compression) des sols à texture fine suivant une variation de la succion matricielle.

En effet, la remontée capillaire et par le fait même la succion matricielle exhibent de l'hystérésis puisque l'angle de contact α entre l'eau et le solide est une fonction de la

direction du déplacement du front d'eau. On appelle parfois cette différence entre l'angle de contact de l'interface lors de la désorption et de l'absorption, le "rain drop effect" (cf. figure 2.13 (a), (b) et (c)).

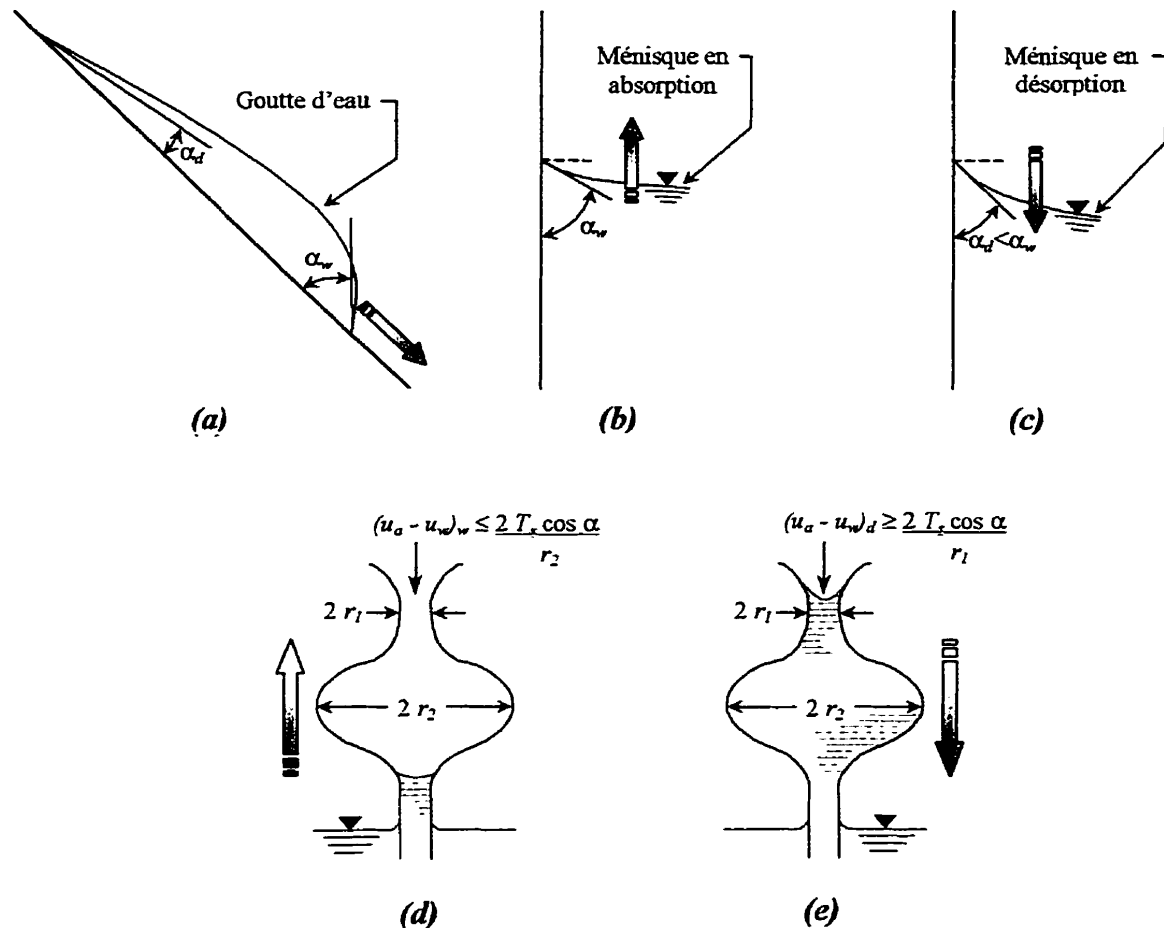


Figure 2.13 Explication du phénomène d'hystérésis de la courbe caractéristique.

"Rain drop effect" :

(D'après Bear (1988))

"Ink-bottle effect" :

(Inspiré de Dysli (1991))

(a) Schéma.

(b) Forme du ménisque lors de l'absorption.

(c) Forme du ménisque lors de la désorption.

(d) Assemblage de pores et forces engendrées en absorption.

(e) Assemblage de pores et forces engendrées en désorption.

Outre cela, le manque d'uniformité de la répartition de la taille des pores dans le sol produit des rétrécissement des pores assimilables à des goulots causant de l'hystérésis

qu'on nomme généralement "ink-bottle effect" (cf. figure 2.13 (d) et (e)). Sur la figure 2.13 (e), on constate qu'une succion matricielle $(u_a - u_w)_d$ supérieure ou égale aux forces engendrées par le rayon du canal reliant deux pores est nécessaire afin de purger ledit pore. Toutefois, la figure 2.13 (d) démontre qu'une succion matricielle déterminée par le rayon du pore lui même $(u_a - u_w)_w$ est suffisante pour le remplir (i.e. $(u_a - u_w)_w < (u_a - u_w)_d$). L'effet de l'hystérésis sur la courbe caractéristique, pour une contrainte normale nette donnée, peut être appréciée sur la courbe caractéristique idéalisée de la figure 2.14.

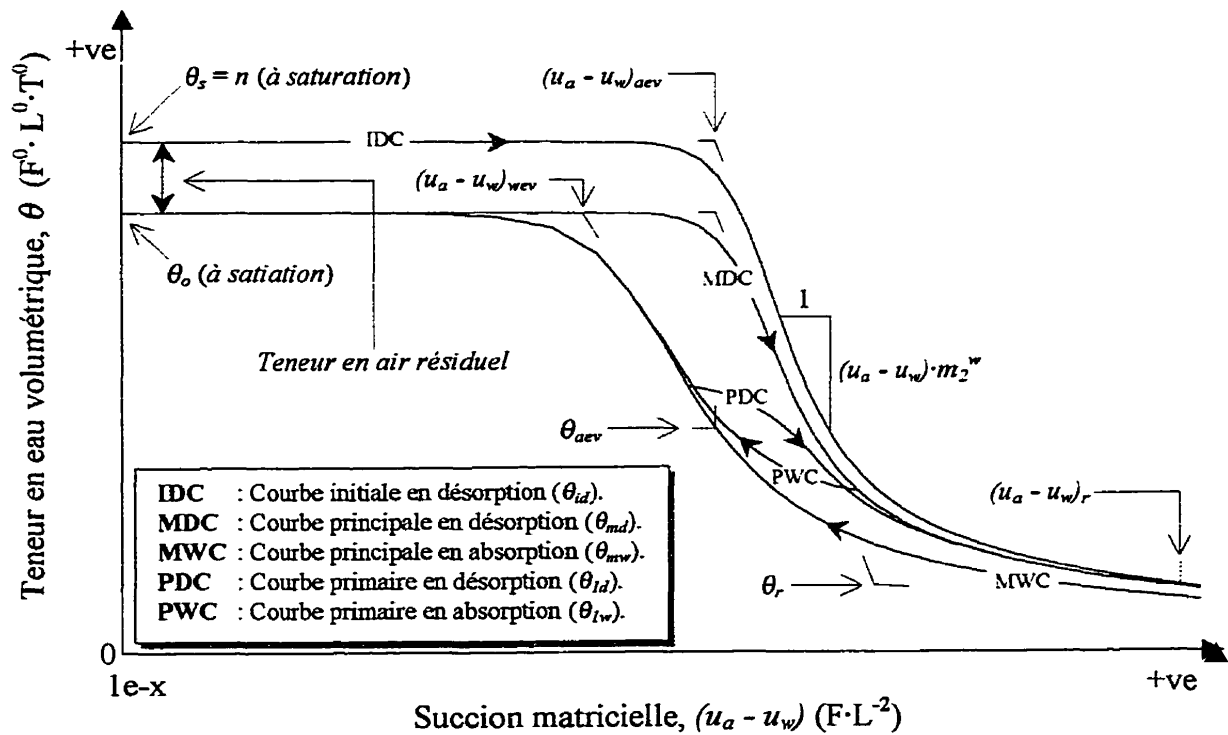


Figure 2.14 Courbe caractéristique sol-eau idéalisée sur échelle semi-logarithmique (ln - lin.) (Inspiré de Haverkamp et Parlange (1986)).

Sur cette figure, on constate que la teneur en eau volumétrique des courbes initiale et principale en désorption est respectivement θ_s et θ_o pour une succion matricielle nulle. Cette différence est attribuable à l'emprisonnement d'air dans les interstices du sol lors de la saturation. La teneur en eau à saturation θ_o correspond donc à la teneur en eau maximale que peut atteindre un sol non saturé sans l'application d'une contre pression de saturation ou d'un écoulement prolongé. Selon Rogowski (1971), Klute (1986) et Mishra *et al.* (1989), cette teneur en eau volumétrique peut être estimée par $0,9 \cdot \theta_s = 0,9 \cdot n$ lorsque des données mesurées ne sont pas disponibles et ce, malgré que la teneur en eau volumétrique à saturation varie généralement entre $0,8 \cdot \theta_s$ et $0,99 \cdot \theta_s$. De plus, dans une analyse sur le phénomène d'hystérésis de la courbe caractéristique de trois sols de nature différente, Mualem (1974) a démontré que cette constante de 0,9 est valide sur toute la gamme des succions matricielles et non seulement à saturation (*i.e.* $(u_a - u_w) = 0$). C'est-à-dire qu'il est possible d'estimer la courbe caractéristique initiale en désorption à partir de la courbe principale en désorption ou vice versa. La figure 2.14 présente également des courbes primaires en désorption et en absorption. De façon générale, toutes les courbes qui proviennent de la courbe principale en désorption sont soit des courbes en absorption d'ordre impair (θ_{nw} , avec $n = 1, 3, \dots$) ou des courbes en désorption d'ordre pair (θ_{nd} , avec $n = 2, 4, \dots$). Suivant le même ordre d'idée, toutes les courbes qui émanent de la courbe principale en absorption sont soit des courbes en désorption d'ordre impair (θ_{nd} , avec $n = 1, 3, \dots$) ou des courbes en absorption d'ordre pair (θ_{nw} , avec $n = 2, 4, \dots$) (Viaene *et al.*, 1994).

En plus de varier en fonction de la contrainte de confinement (*cf.* Vanapalli *et al.* 1996 (a); Horn *et al.*, 1995), la courbe caractéristique sol-eau varie également en fonction de la température à laquelle elle est déterminée (*cf.* Hopmans et Dane, 1986; Nimmo et Miller, 1986) et de la chimie de l'eau interstitielle. Selon les résultats de Hopmans et Dane (1986), la non unicité de la courbe caractéristique en fonction de la température ne serait pas attribuable aux variations de tension superficielle (T_s) de l'interface air-eau et du volume d'air occlus en fonction de la température. Puisque cette étude traite de l'assise des chaussées en conditions estivales, les effets de la température et de la chimie (*i.e.* salinité) de l'eau interstitielle sur la courbe caractéristique sont négligées.

Concurremment, la courbe caractéristique peut être considérée analogue à la fonction de répartition cumulative de la répartition de la taille des pores remplis d'eau. En effet, la répartition des pores saturés, caractérisés par leur rayon r_2 , est définie par une fonction $f_i(r_2)$, tel que :

$$f_i(r_2) = \frac{d\vartheta_i(r_2)}{dr_2} = \frac{d\theta_i(r_2)}{dr_2} \quad [2.46]$$

où ϑ est égale à $\theta - \theta_r$. Conséquemment, $f_i(r_2) \cdot dr_2$ représente la contribution, $d\theta_i(r_2)$, à la teneur en eau volumétrique, des pores remplis d'eau de rayon r_2 à $r_2 + dr_2$. Sachant que $\theta = \theta_r$ lorsque $r_2 = 0$, la fonction de répartition cumulative de la répartition de la taille des pores rempli d'eau s'obtient en intégrant l'équation [2.46] entre 0 et le rayon

même du pore :

$$\theta_i(r_2) = \left(\int_{R=0}^{r_2} f_i(R) \cdot dR \right) + \theta_r \quad [2.47]$$

où : $f_i(R)$: fonction de répartition de la répartition de la taille des pores remplis d'eau du segment i de la courbe caractéristique;
 r_2 : rayon du pore, L;
 R : variable fictive représentant le rayon du pore, L.

En utilisant l'équation de Kelvin, le rayon r_2 du pore est uniquement lié à la succion matricielle par la relation $(u_a - u_w) = \text{cste}/r_2$. Dès lors, il est possible de transformer la fonction de répartition $f_i(r_2)$ en une fonction $f_i((u_a - u_w))$ avec la relation :

$$f_i((u_a - u_w)) = f_i(r_2) \cdot \frac{dr_2}{d(u_a - u_w)} \quad \therefore f_i(r_2) \cdot dr_2 = f_i((u_a - u_w)) \cdot d(u_a - u_w) \quad [2.48]$$

En remplaçant [2.48] dans [2.47], une autre forme de la fonction de répartition cumulative de la répartition de la taille des pores remplis d'eau est développée, en l'occurrence, la courbe caractéristique sol-eau (Kosugi, 1994) :

$$\theta_i((u_a - u_w)) = \left(\int_{H=(u_a - u_w)}^{\infty} f_i(H) \cdot dH \right) + \theta_r \quad \text{où} \quad f_i((u_a - u_w)) = \frac{d\theta_i((u_a - u_w))}{d(u_a - u_w)} = m_2^w \quad [2.49]$$

où : $f_i(H)$: fonction de répartition de la répartition de la succion matricielle des pores remplis d'eau du segment i de la courbe caractéristique;
 H : variable fictive représentant la succion matricielle, $F \cdot L^{-2}$.

Si la succion matricielle est exprimée sous forme de logarithmes naturels, l'équation est réécrite :

$$\theta_i((u_a - u_w)) = \left(\int_{Z=\ln(u_a - u_w)}^{\infty} f_i(e^Z) \cdot e^Z \cdot dZ \right) + \theta_r \quad [2.50]$$

où : Z : variable fictive représentant le logarithme naturel de la succion matricielle, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$.

Il doit être noté que les fonctions $f_i(r_2)$ et $f_i(u_a - u_w)$ ne sont pas des fonctions de densité de probabilité mais bien des fonctions dont l'intégrale entre 0 et $+\infty$ sont égales à $\theta_s - \theta_r$.

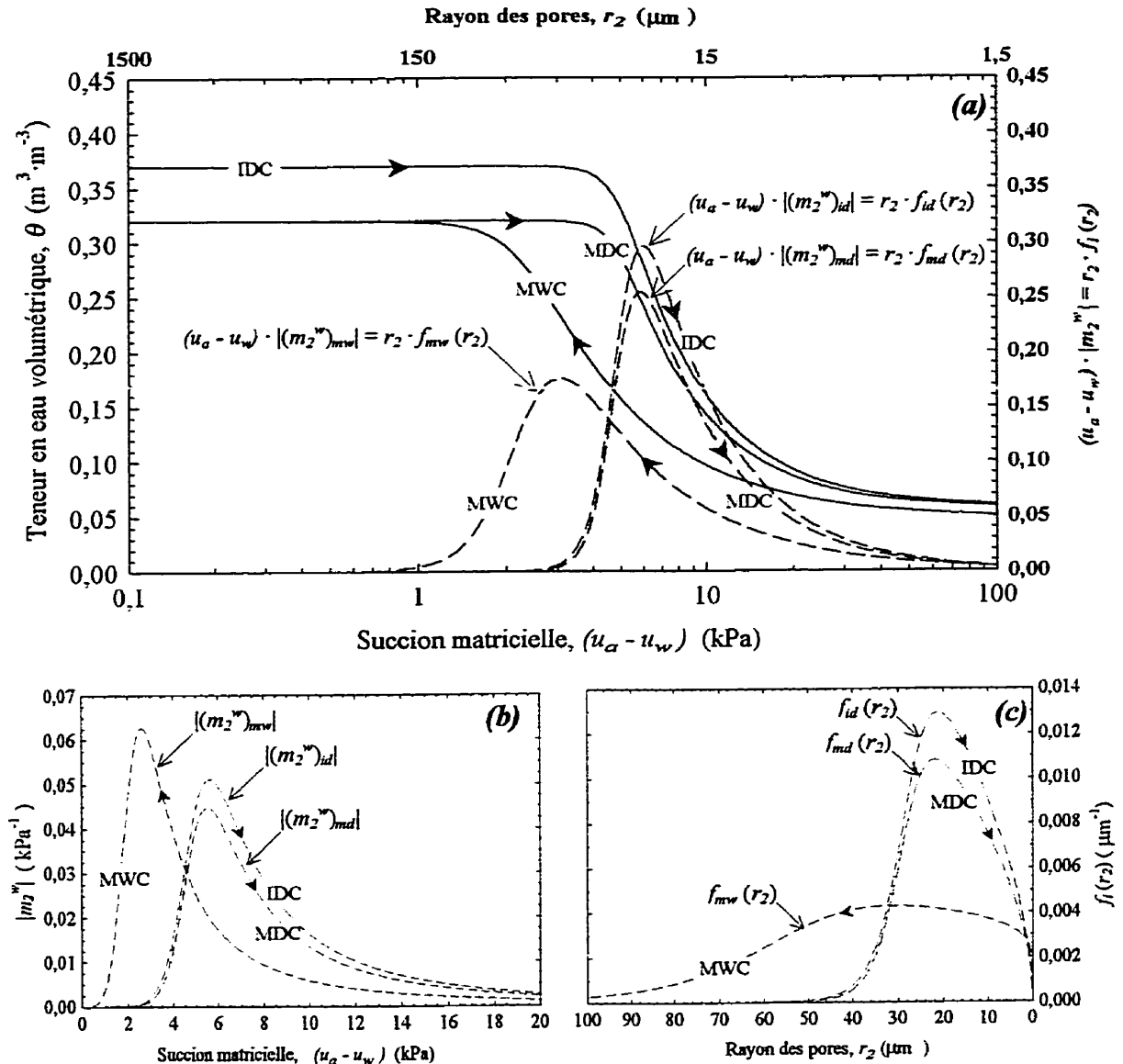


Figure 2.15 Segments de la courbe caractéristique sol-eau d'un sable uniforme ainsi que les fonctions de répartition dont elles proviennent.

- (a) Fonctions de répartition cumulatives ainsi que les fonctions dont elles découlent sur une échelle semi-logarithmique (ln - lin).
- (b) Fonctions de répartition de la répartition de la suction matricielle des pores remplis d'eau.
- (c) Fonctions de répartition de la répartition de la taille des pores remplis d'eau.

Sur la figure 2.15, on présente les fonctions de répartition de certains segments de la courbe caractéristique ainsi que les fonctions cumulatives qui en découlent. À prime abord, on constate que les fonctions de répartition permettent une meilleure visualisation de la répartition de la taille des pores remplis d'eau que leurs fonctions cumulatives résultantes. En effet, en comparant les fonctions de répartition principales en désorption $f_{md}(r_2)$ (ou $r_2 f_{md}(r_2)$) et en absorption $f_{mw}(r_2)$ (ou $r_2 f_{mw}(r_2)$), on constate immédiatement que certains pores plus grossiers ne sont remplis qu'au cours du processus d'absorption et que les pores remplis d'eau lors de la désorption sont beaucoup plus uniformes que ceux qui se remplissent au moment de l'absorption. Notons que Corey (1992) indique que la représentation de la taille des pores remplis d'eau par la courbe caractéristique en désorption est discutable pour des degrés de saturation supérieurs à 85 % et ce, puisque la phase gazeuse y est discontinue. En effet, White *et al.* (1972) ont démontré qu'à de fortes teneur en eau, la courbe caractéristique en désorption est une fonction du rapport entre la surface de la frontière et le volume de l'échantillon et non de la répartition de la taille des pores remplis d'eau. Il est généralement accepté que la fonction de répartition $f_{mw}(r_2)$ est une meilleure indication de la répartition de la taille des pores puisqu'elle est régie par la taille même des pores et non la taille des canaux reliant les pores.

Principalement, les fonctions de répartition de la répartition de la taille des pores remplis d'eau forment la base pour la dérivation d'autres propriétés primordiales à l'étude du mouvement de l'eau en condition non saturée (*cf.* section 2.3.2.3.2.3).

2.3.1.1 Données de la littérature

La figure 2.16 présente les fuseaux granulométriques de spécification pour les matériaux de fondation et de sous-fondation tel que stipulés dans les normes du Ministère des transports du Québec (*cf.* Ministère des Transports du Québec, 1997). Sur cette figure,

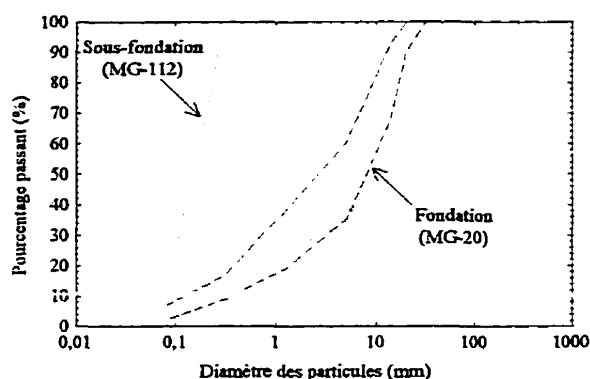


Figure 2.16 Fuseaux granulométriques de spécifications pour matériaux de fondation et de sous-fondation.

on constate qu'il est possible de caractériser les comportements hydrauliques extrêmes des matériaux de l'assise en déterminant les propriétés de matériaux se situant dans les régions limites de la répartition granulométrique du fuseau MG-112. Dû au chevauchement

des deux fuseaux, une portion des matériaux du MG-20 caractérisent également les matériaux à granulométries étalées du fuseau MG-112.

Dans une étude québécoise récente, Côté (1997) a déterminé expérimentalement (méthode dynamique) des données $\theta - (u_a - u_w)$ pour la courbe principale en désorption de matériaux du MG-20. De plus, des données d'une grave 0/20 mm reconstituée humidifiée ont été présentées par le Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (Rimbault, 1986). Les figures 2.17 (a) et (b) présentent, respectivement, les courbes granulométriques et les données expérimentales de 9 échantillons, puisées dans ces ouvrages.

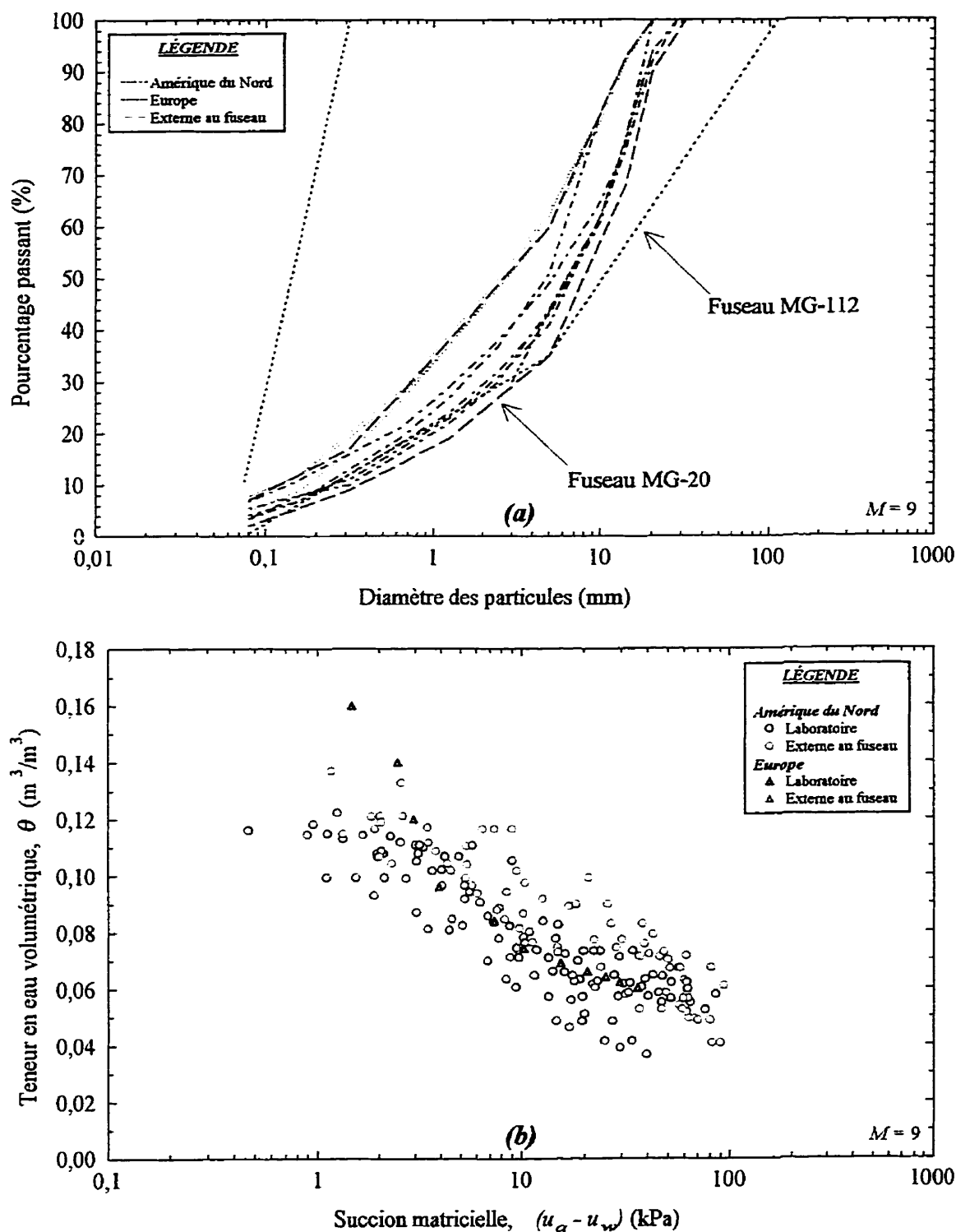
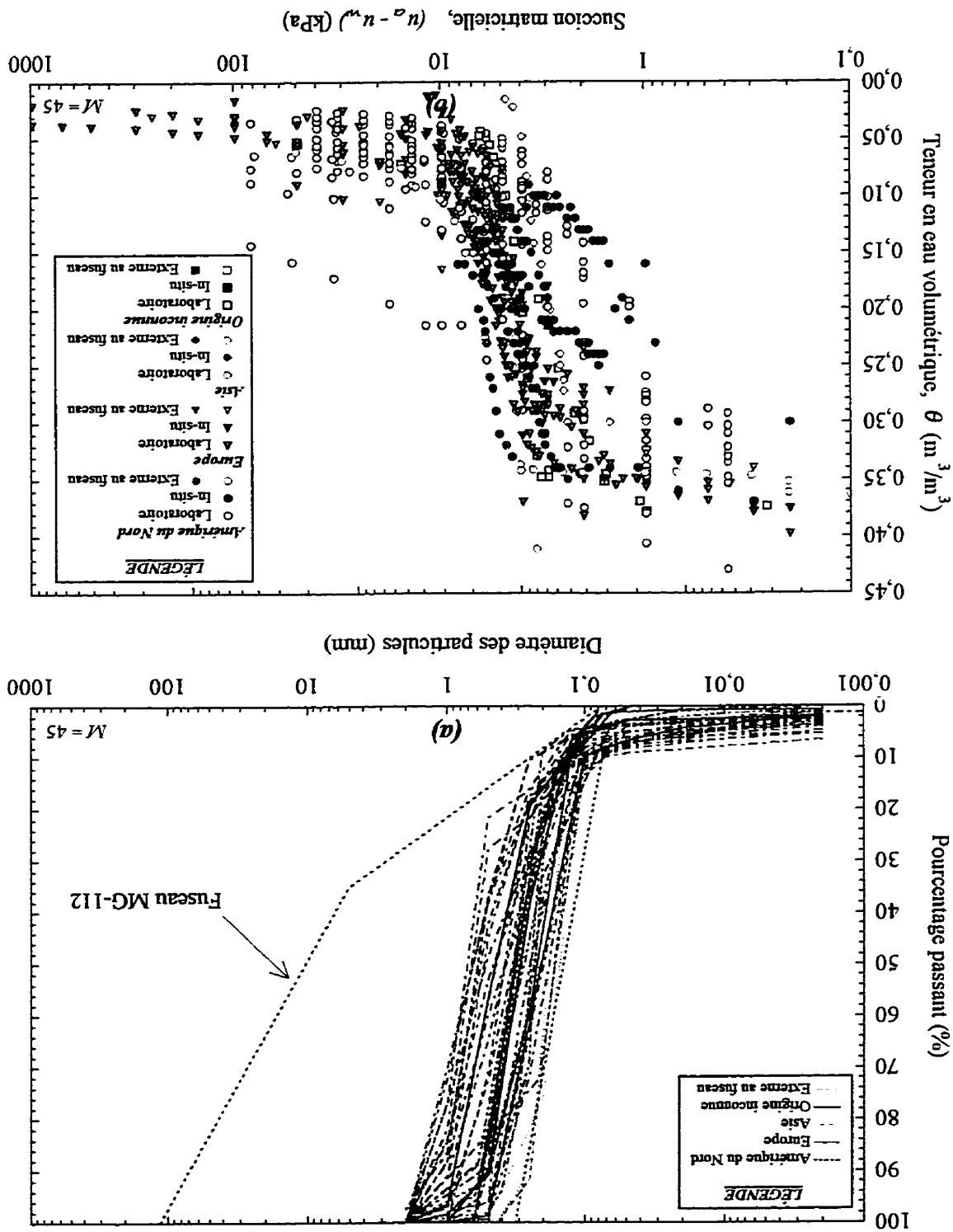


Figure 2.17 Échantillons, à granulométries étalées, du fuseau MG-20 et du fuseau MG-112.
 (a) Courbes granulométriques.
 (b) Données $\theta - (u_a - u_w)$ de la courbe principale en désorption.



Toutefois, au Québec, peu de données expérimentales de $\theta - (u_a - u_w)$ ont été déterminées afin de décrire les matériaux uniformes du fuseau MG-112, en l'occurrence, les sables de sous-fondation. Conséquemment, 44 échantillons, provenant de par le monde, ont été puisées dans la base de donnée UNSODA de Leij *et al.* (1996) tandis qu'un échantillon canadien a été extrait de l'ouvrage de Pessaran (1994) (*cf.* figure 2.18). Notons qu'il n'a pas été possible de déterminer la conformité de ces échantillons à la norme de la valeur au bleu (*cf.* Ministère des Transports du Québec, 1997). De façon générale, on constate que les données expérimentales de rétention ne présentent pas une grande variabilité et ce, malgré la diversité de leurs provenances. Il sera donc ultérieurement acceptable de considérer un seul matériau afin de caractériser les régions limites des répartitions granulométriques.

2.3.1.2 Méthodes directes

Étant donnée que la détermination directe de la courbe caractéristique soit à l'extérieur du cadre de cette étude, on réfère les lecteurs/lectrices aux ouvrages de Bruce et Luxmoore (1986) pour les essais *in situ* et de Klute (1986) et Fredlund et Rahardjo (1993) pour les essais en laboratoire.

2.3.1.3 Méthodes indirectes

On dénote deux types de méthodes indirectes pour la détermination des courbes principales et/ou initiales, soit les modèles empiriques et les fonctions pédo-transferts

(PTF). Les modèles empiriques requièrent une connaissance préalable de données mesurées dont le nombre minimal est égal au degré de liberté de l'équation choisie, soit le nombre de paramètres inconnus. Lorsque le nombre de données mesurées excède le nombre de paramètres, une procédure d'ajustement de courbe peut être appliquée afin de minimiser la variation inexpliquée (attribuable aux résidus). Toutefois, il est préférable que la série de données soit bien définie et que les observations couvrent une grande étendue de succion matricielle. Les fonctions pédo-transfert sont des expressions qui relient entre eux différentes propriétés et caractéristiques du sol (Bouma, 1989). Dans cette section, les PTF sont des méthodes estimatives permettant de décrire des segments de la courbe caractéristique à partir d'autres propriétés physiques, chimiques et/ou autres caractéristiques du sol, ne nécessitant généralement aucune connaissance de données mesurées du sol à l'étude. En général, les fonctions de ce type ont été développées pour la courbe principale en désorption.

De plus, un type de méthode indirecte a également été proposé pour la détermination entière de la courbe caractéristique, soit les modèles hystérétiques. Pour fin de calibrage, ces modèles requièrent généralement que certains segments de la courbe caractéristique soient prédéfinis.

Sauf avis contraire, les équations sont exprimées dans une nomenclature propre à la détermination de la courbe initiale en désorption. Un ajustement approprié devra donc être apporté lorsque l'obtention de tout autre courbe sera désirée.

2.3.1.3.1 Modèles empiriques

Il est important de bien représenter la courbe caractéristique sol-eau puisqu'elle peut être utilisée comme base pour la prédiction d'autres paramètres représentant le sol non saturé tels les fonctions de perméabilité et de résistance au cisaillement.

Dans la littérature, on distingue entre les courbes de forme sigmoïdale et bimodale (ou multimodale). En effet, la forme de la courbe caractéristique se différencie selon l'hétérogénéité du système poreux (*cf.* Durner, 1992 et 1994). Par exemple, les sols à texture fine ont généralement deux niveaux de structure : une ministrukture et une microstructure. La microstructure est décrite par l'arrangement élémentaire de particules dans les agrégats (peds) du sol, tandis que la ministrukture contient ces agrégats et les pores qui les rassemblent (Mitchell, 1993). Cette dualité (ou bimodalité) se reflète dans la structure poreuse et on différencie entre le système poreux à l'intérieur des agrégats (pores intrapedals) et le système poreux entre les agrégats (pores interpedals). Récemment, Othmer *et al.* (1991), Ross et Smetten (1993), Durner (1992 et 1994) et Zhang et van Genuchten (1994) ont proposé des modèles permettant de décrire des données $\theta - (u_a - u_w)$ de médiums poreux présentant cette répartition multimodale de la taille des pores. À l'exception de la fonction de Zhang et van Genuchten (1994), il s'agit de sommes de fonctions sigmoïdales de même forme.

Maintes fonctions ont été proposées afin de décrire les données $\theta - (u_a - u_w)$ présentant une forme sigmoïdale. Van Genuchten et Nielsen (1985) et Vereecken (1988, 1992) présentent d'excellentes compilations non exhaustives de ce type de fonction. De plus, Vereecken (1988, 1992) subdivise ces fonctions en quatre catégories basées sur leurs expressions mathématiques, soit : relations exponentielles, fonctions puissance, fonctions cosinus hyperbolique et fonctions erreur. Le tableau A.1 présente 23 fonctions distinctes exprimées selon la nomenclature des auteurs cités (légèrement amendée). On note que certaines des fonctions recueillies ne peuvent être catégorisées selon la subdivision de Vereecken (1988, 1992). De façon générale, ces équations, de nature empirique, ne semblent s'appliquer qu'à un groupe de sols ou de conditions particuliers. Entre autres, les fonctions de Farrell et Larson (1972) et Visser (1968) peuvent être utilisées uniquement pour représenter les données de rétention en désorption.

La plupart des fonctions présentées au tableau A.1 ont été développées pour un éventail de succion matricielle restreint (*i.e.* 0 à 1500 kPa) tandis que les sols passent d'un état saturé à sec sur une gamme de 0 à approximativement 10^6 kPa (*cf.* Russam, 1958; Croney et Coleman, 1961; Richards, 1965). Conséquemment, certains auteurs ont étendu des fonctions de forme sigmoïdale afin de couvrir la gamme entière de succion matricielle (*e.g.* Ross *et al.*, 1991; Campbell et Shiozawa, 1992; Rossi et Nimmo, 1994; Fredlund et Xing, 1994; Fayer et Simmons, 1995).

Suite à une collation de 14 modèles empiriques, Leij *et al.* (1997) ont démontré que les fonctions proposées par van Genuchten (1980), Globus (1987) (*cf.* Leij *et al.*, 1997) et Hutson et Cass (1987) décrivaient le mieux les données de 780 sols provenant de par le monde. Van Genuchten et Nielsen (1985), Vereecken *et al.* (1989) et Rajkai *et al.* (1996) ont également effectué d'autres recensions qui sont toutefois beaucoup moins exhaustives. On a donc choisi 5 fonctions qui feront l'objet d'une brève comparaison pour les matériaux de l'assise en contexte québécois (*cf.* chapitre III). Ces équations ainsi que leurs avantages et inconvénients sont décrites dans les paragraphes suivants :

Brooks et Corey (1964), BC :

Le modèle *BC* a été utilisé à foison afin de décrire la courbe caractéristique. Entre autre, mentionnons la validation du modèle par Brakensiek *et al.* (1981).

$$\text{pour } (u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_{aev} : \quad \Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = (\alpha \cdot (u_a - u_w))^\lambda = \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_{aev}} \right)^{-\lambda} \quad [2.51 (a)]$$

$$\text{pour } (u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{aev} : \quad \Theta = 1 \quad [2.51 (b)]$$

où :

- Θ : teneur en eau volumétrique normalisée, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
- θ_s : teneur en eau volumétrique à saturation, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
- θ_r : teneur en eau volumétrique résiduelle, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
- $(u_a - u_w)_{aev}$: succion matricielle correspondant à la valeur d'entrée d'air, $F \cdot L^{-2}$;
- α : paramètre d'ajustement correspondant à l'inverse de $(u_a - u_w)_{aev}$, $F^{-1} \cdot L^2$;
- λ : paramètre d'ajustement correspondant à la répartition de la taille des pores, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$.

Selon van Genuchten *et al.* (1991), l'équation de Brooks et Corey est moins précise pour les sols à texture fine et les sols de terrain non remanié à cause de l'absence d'une valeur d'entrée d'air bien définie. En effet, sur un graphique log-log, cette équation génère deux

segments linéaires qui se joignent exactement à $(u_a - u_w)_{dev}$ ignorant ainsi la présence d'une zone de transition régulière près de ladite succion. De plus, Fredlund et Xing (1994) mentionnent que cette relation n'est valide que pour les sols dont la répartition de la taille des pores se rapproche d'une distribution $f(r_2) = A/r_2^{m+1}$ où A et m sont respectivement une constante et un entier. Dans un contexte routier, l'utilisation de cette équation serait donc contre-indiquée pour les sols d'infrastructures et non pour les matériaux de l'assise.

van Genuchten (1980), VG :

Une autre fonction de puissance abondamment employée est celle proposée par van Genuchten (1980) :

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{1}{1 + (\alpha \cdot (u_a - u_w))^v} \right]^\omega \quad [2.52]$$

où : v, ω : paramètres d'ajustement contrôlant la forme de la courbe caractéristique.

Les études récentes de Vereecken *et al.* (1989) et Rajkai *et al.* (1996) ont démontré la validité de cette équation à cinq paramètres ($\theta_s, \theta_r, \alpha, v$ et ω) pour une grande variété de type de sol. Ils ont également démontré que les restrictions $\omega = 1 - (1/v)$ ou $\omega = 1 - (2/v)$ réduisent considérablement la flexibilité de l'équation, ne permettant donc pas d'obtenir une aussi bonne représentation qu'avec cinq paramètres, ce qui avait été préalablement démontré par van Genuchten et Nielsen (1985). Cependant, ils ne dénotent pas de perte d'efficacité en imposant la restriction $\omega = 1$, soit l'équation proposée antérieurement par

Brutsaert (1966), *BR*. De plus, Rajkai *et al.* (1996) ont démontré l'efficacité d'une forme simplifiée de l'équation de Brutsaert (1966) en considérant $\theta_r = 0$.

D'après Vereecken *et al.* (1989) les équations incluant des restrictions sur le paramètre ω sont moins aptes à décrire la courbe caractéristique sol-eau de sables. D'autre part, selon Fredlund et Xing (1994), l'équation de van Genuchten n'est pas valide à des suctions très élevées. Malgré que les suctions qu'on retrouve dans les structures de chaussées soient de l'ordre d'une dizaine de kPa tout au plus, la description de la répartition de la taille des plus petits pores peut être inadéquate.

Fredlund et Xing (1994), *F1* et *F2* :

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{\theta - 0}{\theta_s - 0} = \left[\ln \left(e + \left(\frac{(u_a - u_w)}{a} \right)^\xi \right) \right]^{-\kappa} \quad [2.53]$$

où :

- e : nombre naturel, 2,71828;
- a : paramètre d'ajustement correspondant approximativement à la valeur d'entrée d'air, $F \cdot L^{-2}$;
- ξ : paramètre d'ajustement contrôlant la pente au point d'inflexion de la courbe caractéristique sol-eau;
- κ : paramètre d'ajustement relié à la teneur en eau volumétrique résiduelle.

Malheureusement, il n'existe pas d'évaluation de la relation exponentielle *F1* sur une base de données substantielle. Cependant, notons que Côté (1997) a utilisé cette relation avec succès pour représenter la courbe caractéristique de matériaux de fondation.

La succion totale correspondant à une teneur en eau nulle semble être essentiellement la même pour tous les types de sols. Fredlund et Xing (1994) et Vanapalli *et al.* (1996 (b))

s'appuient sur des données expérimentales (*cf.* Russam, 1958; Croney et Coleman, 1961) et des considérations thermodynamiques (*cf.* Richards, 1965) afin d'affirmer que cette succion est d'environ 10^6 kPa. De plus, à des succions plus élevées que 1500 kPa, il est généralement reçu que la succion totale et la succion matricielle sont équivalentes. En tenant compte de ceci, l'équation *F2* (fonction étendue) représentant la relation entre la teneur en eau volumétrique et la succion matricielle sur toute sa gamme de valeurs (*i.e.* 0 à 10^6 kPa) s'écrit ainsi :

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{\theta - 0}{\theta_s - 0} = \left[1 - \frac{\ln \left(1 + \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_r} \right) \right)}{\ln \left(1 + \left(\frac{1000000}{(u_a - u_w)_r} \right) \right)} \right] \cdot \left[\frac{1}{\ln \left(e + \left(\frac{(u_a - u_w)}{a} \right)^5 \right)} \right]^\kappa \quad [2.54]$$

Dans cette relation, $(u_a - u_w)_r$ représente la succion matricielle correspondant à la teneur en eau volumétrique résiduelle θ_r . Selon Vanapalli *et al.* (1996 (b)), l'état résiduel du gravier, du sable et du limon (*i.e.* silt) est bien défini et se produit à des succions relativement faibles (*i.e.* $0 \leq (u_a - u_w)_r \leq 300$ kPa). Cependant, pour des sols à texture fine, cet état peut être difficile à déterminer et se situe généralement entre 500 et 1500 kPa pour des argiles à faible plasticité tandis qu'il peut être supérieur à 1500 kPa pour des sols à plasticité élevé.

Globus (1987) (*cf.* Leij *et al.*, 1997), *GL* :

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1 + (\chi \cdot \delta)^\Omega}{1 + (\chi \cdot (u_a - u_w) + \delta)^\Omega} \quad [2.55]$$

où : χ, δ, Ω : paramètres d'ajustements contrôlant la forme de la courbe caractéristique.

Puisque cette équation provient d'une monographie écrite en russe, elle n'a reçu que très peu d'attention.

De façon générale, on note que les modèles *VG*, *GL*, *F1* et *F2* permettent une représentation totale et continue de la courbe caractéristique sol-eau tout en s'appliquant sur une plus grande variété de type de sol que le modèle *BC*. Effectivement, les quatre modèles mentionnés possèdent la caractéristique favorable d'avoir une dérivée $d\theta/d(u_a - u_w)$ (i.e. m_2^w) continue et de devenir asymptotique ou quasi asymptotique vers les petits et gros pores, ce qui n'est pas le cas du modèle discontinu.

La courbe caractéristique étant également considérée analogue à la répartition de la taille des pores remplis d'eau, il est primordial d'utiliser une fonction qui décrit adéquatement les données expérimentales tout en procurant une représentation fidèle de la répartition de la taille de ces pores. Durner (1992, 1994) note que certains modèles empiriques ne caractérisent pas bien le comportement asymptotique des données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ vers la saturation et ce, malgré une conformité visuelle apparente. Cette divergence se traduit par l'attribution irréaliste d'un certain espace poreux dans la gamme de succion matricielle très près de zéro. Pour le modèle empirique *VG* restreint ($\omega = 1 - (1/v)$), cet état irréaliste est généralement caractérisé par un paramètre v tendant vers l'unité. La répartition de la taille des pores peut également être biaisée par des interactions entre différents paramètres des équations empiriques. En effet, pour le modèle empirique *VG* restreint ($\omega = 1 - (1/v)$), Stephens et Rehfeldt (1985) ont

démontré qu'une augmentation de θ_r ou une réduction de θ_r induit une diminution de ν . Suite à des observations similaires, van Genuchten et Nielsen (1985) et van Genuchten *et al.* (1991) conseillent d'optimiser simultanément tous les paramètres de l'équation empirique. Toutefois, la courbe caractéristique étant rarement mesurée jusqu'à l'état résiduel, plusieurs auteurs (*e.g.* Brooks et Corey, 1964; Mualem, 1976 (a); van Genuchten, 1980; Fredlund et Xing, 1994) ont proposé des méthodes permettant l'extrapolation de données expérimentales et la détermination de la teneur en eau volumétrique résiduelle.

2.3.1.3.2 Fonctions pédo-transferts

La mesure de propriétés hydrauliques en conditions non saturées, incluant la courbe caractéristique, est un processus dispendieux, nécessitant temps et travail considérable. En conséquence, plusieurs auteurs ont tenté d'estimer la courbe initiale et/ou principale en désorption à partir de caractéristiques du sol telles la répartition granulométrique, la masse volumique du sol sec et la quantité de matière organique. Malgré que ces estimations ne soient pas suffisamment précises pour décrire la courbe caractéristique sol-eau de sites spécifiques, elles peuvent être employées dans des études comparatives où l'objectif n'est pas d'obtenir un résultat absolu mais bien de catégoriser la performance de différentes variantes (*cf.* van Genuchten et Leij, 1992).

Suite à une recension exhaustive des écrits, Rawls *et al.* (1991) ont regroupé les fonctions pédo-transferts en deux catégories. La première, regroupe des PTF qui

estiment des valeurs sur un segment de la courbe caractéristique d'après les propriétés physiques, chimiques et/ou les caractéristiques du sol. La seconde, englobe des PTF qui estiment les paramètres des modèles empiriques de la courbe caractéristique en fonction desdites propriétés. En fait, les PTF de la première catégorie peuvent être scindées en deux, formant ainsi une troisième catégorie regroupant des PTF qui estiment des segments de la courbe caractéristique avec un modèle physico-empirique.

Puisqu'elles ont généralement été développées en science des sols et en agriculture, les équations de cette section sont applicables à des sols ayant un faible pourcentage de particules grossières (*i.e.* $d > 2$ mm). Petersen *et al.* (1968 (b)) ont démontré que la fraction grossière a un impact important sur le comportement de rétention lorsque son pourcentage massique est supérieur à 10%. Par conséquent, la plupart de ces équations seraient seulement applicables aux matériaux fins du fuseau de sous-fondation. De plus, la terminologie est parfois différente de celle qu'on retrouve communément en géotechnique. Par exemple, en science des sols, les catégories texturales sont des regroupements de sols basés uniquement sur des étendues spécifiques de texture. La texture étant le pourcentage massique de sable, limon et argile dans la fraction minérale des sols. De plus, les limites des classes granulométriques ne sont pas les mêmes pour les systèmes de classification USDA (*cf.* Soil Survey Staff, 1975) et USCS (*cf.* Casagrande, 1948). À cause de la provenance de la littérature concernant les PTF, le système de classification USDA, ainsi que sa nomenclature, seront employés exclusivement dans cette section.

2.3.1.3.2.1 Estimations ponctuelles

La méthode la plus employée afin d'estimer des valeurs de la courbe caractéristique à des succions matricielles données, consiste à allier diverses propriétés du sol (*i.e.* physiques : morphologiques, hydrauliques; chimiques) à la teneur en eau volumétrique, correspondant à ladite succion matricielle, par régression statistique. Rawls *et al.* (1982, 1983) et Rawls et Brakensiek (1982) ont également inclu des valeurs de teneur en eau volumétrique connues correspondant à des succions matricielles de 33 et/ou 1500 kPa dans leurs analyses statistiques. Une méthode similaire a été proposée par Pessaran (1994) afin de prédire la succion matricielle correspondant à la valeur d'entrée d'air en fonction d'une propriété physique du sol, en l'occurrence, les diamètres indicatifs d_{25} et d_{75} .

Ahuja *et al.* (1985) ont également proposé une méthode qui utilise une interpolation ou extrapolation linéaire log-log à partir des valeurs de teneur en eau volumétrique connues correspondant à des succions matricielles de 33 et 1500 kPa afin d'estimer les valeurs de la courbe caractéristique à des succions matricielles supérieures à $(u_a - u_w)_{aev}$. Semblablement, puisque le modèle empirique de Gregson *et al.* (1987) ne possède qu'un degré de liberté, un seul point expérimental suffit pour estimer des valeurs de teneur en eau volumétrique pour des succions matricielles supérieures à $(u_a - u_w)_{aev}$. Ahuja *et al.* (1985) ont également présenté une méthode d'échelle permettant d'estimer la courbe

caractéristique à partir de la masse volumique du sol, de la teneur en eau à une succion matricielle de 33 kPa et une courbe caractéristique de référence.

2.3.1.3.2.2 Estimations paramétriques

Une des approches utilisées afin d'allier les paramètres de modèles empiriques de la courbe caractéristique à des propriétés du sol, a été de déterminer des valeurs moyennes de ces paramètres en fonction des catégories texturales. Tandis que l'autre approche consiste à ajuster un modèle empirique à des données $\theta - (u_a - u_w)$ et à utiliser des analyses de régression statistique afin d'associer les paramètres dudit modèle à des propriétés physiques du sol. Au lieu d'utiliser des données recueillies in situ et/ou en laboratoire, Saxton *et al.* (1986) ont généré des valeurs de $\theta - (u_a - u_w)$ à l'aide des équations proposées par Rawls *et al.* (1982).

2.3.1.3.2.3 Modèles physico-empiriques

On compte également des modèles physico-empiriques de la courbe caractéristique basés sur la masse volumique du sol sec et la répartition de la taille des grains. Ces modèles s'appuient sur la similarité entre les formes de la courbe caractéristique et de la courbe granulométrique d'un sol. Les modèles de ce type sont particulièrement intéressants car ils permettent de déterminer la courbe caractéristique d'un sol sans connaître préalablement des points de la courbe en question.

2.3.1.3.2.4 Collation

Suite à la collation de six PTF, Williams *et al.* (1992 (a)) ont constaté que la méthode d'échelle de Ahuja *et al.* (1985) et la méthode de Gregson *et al.* (1987) procurait des estimations aussi précises que les méthodes nécessitant deux points connus de la courbe caractéristique. Ils dénotent également que la méthode de Gregson *et al.* (1987) se démarque par sa simplicité d'application et son utilité quasi universelle.

De leurs appréciations, Tietje et Tapkenhinrichs (1993) et Kern (1995) concluent que la PTF de Vereecken *et al.* (1989) (*i.e.* modèle #1) est la plus exacte. De plus, Tietje et Tapkenhinrichs (1993) constatent que les méthodes qui déterminent des valeurs moyennes des paramètres de modèles empiriques en fonction des catégories texturales du sol démontrent une grande variation entre les valeurs estimées et observées. Chaque sol a donc sa courbe caractéristique distincte qui dévie de celle prédite pour la catégorie texturale en considération (De Jong, 1982). On note également que Wösten et van Genuchten (1988) et Rajkai *et al.* (1996) considèrent que les PTF qui estiment les paramètres des modèles empiriques de la courbe caractéristique d'après les propriétés physiques, chimiques et/ou les caractéristiques du sol sont généralement acceptables pour des applications qui ne sont pas spécifiques à un site donné. De plus, Tietje et Tapkenhinrichs notent que l'exactitude des résultats du modèle physico-empirique de Arya et Paris (1981) est limitée lorsque le sol est extérieur au champ de données qui ont servi au développement de l'équation. En effet, la validité de cette PTF pour des

échantillons de sables a été mise en doute dans l'étude de Tyler et Wheatcraft (1989, 1992). En outre, Schuh *et al.* (1988) ont démontré que le paramètre empirique représentant la longueur effective du pore associé à une particule de sol varie en fonction de la catégorie texturale et qu'il est inconstant pour les sols sablonneux. Effectivement, pour ce type de sol, ils constatent que ce paramètre augmente linéairement entre la saturation et une succion matricielle estimée de 98,10 kPa.

De façon générale, toute fonction fondée sur des régressions statistiques échouera lorsque les valeurs assignées aux variables seront externes au domaine utilisé pour le développement de ladite fonction (Williams *et al.*, 1992 (b)). On a donc répertorié 34 sources de fonctions pédo-transfert ainsi qu'un minimum d'information concernant la base de données dont elles dérivent (*cf.* tableau A.2). Cette information nous permet de choisir des PTF qui seraient acceptables pour la prédiction de la courbe caractéristique du sol à l'étude, en l'occurrence, le sable fin uniforme du fuseau de sous-fondation. Ce matériau peut être caractérisé par les gammes de % sable, % de limon, % d'argile et de masse volumique sèche suivantes : 90-100 %, 0-10 %, 0-5 % et 1430-1710 kg/m³ respectivement. Suite à ces considérations, on retient les PTF de Haverkamp et Parlange (1986) et de Vereecken *et al.* (1989) pour fin d'évaluations ultérieures (*cf.* chapitre III).

Haverkamp et Parlange (1986) :

Dans une première étape, Haverkamp et Parlange (1986) ont reformulé le modèle hystérétique conceptuel de Parlange (1976, 1980) dont les équations ont subséquemment

été publiées par Hogarth *et al.* (1988). Les équations, ainsi développées, expriment les courbes principales en désorption et en absorption à l'aide des équations [2.63] et [2.64] présentées à la section suivante. Par la suite, ils ont identifié les paramètres (λ , $(u_a - u_w)_{aev}$ et $(u_a - u_w)_{wev}$) de ces équations à l'aide du concept de similarité entre la forme de la courbe caractéristique et celle de la courbe granulométrique. En suivant les six étapes suivantes, il est donc possible de prédire la courbe caractéristique sol-eau de sols sablonneux exempts de matière organique.

(1) Régression non linéaire de l'équation [2.56] de type VG aux données provenant de la courbe granulométrique exprimée en cumulatif de passant, $F(d(\text{en cm}))$.

$$F = \left[\frac{1}{1 + \left(\frac{a_{psdc}}{d} \right)^{v_{psdc}}} \right]^{\omega_{psdc}} = \left[\frac{1}{1 + \left(\frac{a_{psdc}}{d} \right)^{\frac{1}{1 - \omega_{psdc}}}} \right]^{\omega_{psdc}} \quad [2.56]$$

où : a_{psdc} , v_{psdc} et ω_{psdc} sont des paramètres d'ajustements contrôlant la courbe granulométrique.

(2) Estimation du paramètre de la répartition de la taille des pores λ en utilisant la relation suivante :

$$\hat{\lambda} = 0,0723 \cdot \left(\frac{\omega_{psdc}}{1 - \omega_{psdc}} \right) \cdot \rho_d^{3,8408} \quad [2.57]$$

où : ρ_d et $\hat{\lambda}$ sont respectivement la masse volumique du sol sec (g/cm^3) et l'estimation de λ . Puisque cette équation provient d'une régression statistique, elle

n'est valide que sur le domaine des données qui ont servi à cette dernière, soit $1,50 \leq \rho_d \leq 1,75 \text{ g/cm}^3$.

- (3) **Estimation de la valeur de la charge de pression d'eau interstitielle correspondant à l'entrée d'air, $h_{p\text{ aev}}$ (en cm d'eau), en déterminant itérativement $h_{p\text{ aev}}/h_p(\theta_{\text{aev}})$ à partir de l'équation [2.58] qu'on remplace ensuite dans l'équation [2.59].**

$$\frac{h_{p\text{ aev}}}{h_p(\theta_{\text{aev}})} = \left\{ (1 + \hat{\lambda}) \cdot \left[1 - \frac{h_{p\text{ aev}}}{h_p(\theta_{\text{aev}})} \cdot \left(1 - \frac{\theta_o}{n} \right) \right] \right\}^{-1/\hat{\lambda}} \quad [2.58]$$

$$h_{p\text{ aev}} = - \frac{0,149 \cdot (17,1736 - 4,7043 \cdot \hat{\lambda} + 0,1589 \cdot \hat{\lambda}^2)}{\alpha_{pdc}} \cdot \left[\left(\frac{\left(\frac{n}{1 + \hat{\lambda}} \right)}{\theta_o} \right)^{-1/\omega_{pdc}} - 1 \right]^{-1-\omega_{pdc}} \cdot \frac{h_{p\text{ aev}}}{h_p(\theta_{\text{aev}})} \quad [2.59]$$

Dans ces équations, la teneur en eau volumétrique à saturation peut être considérée égale $0,9 \cdot \theta_s = 0,9 \cdot n$.

- (4) **Estimation de la valeur de la charge de pression d'eau interstitielle correspondant à l'entrée d'eau, $h_{p\text{ wev}}$ (en cm d'eau) :**

$$h_{p\text{ wev}} = h_{p\text{ aev}} \cdot \left[\frac{1 + \hat{\lambda}}{\hat{\lambda}} \right] \cdot \left[1 - \frac{\theta_o}{n} \right] \quad [2.60]$$

- (5) **Transformation des charges de pressions d'eau interstitielle correspondant à l'entrée d'air et à l'entrée d'eau en succions matricielles $(u_a - u_w)_{\text{aev}}$ et $(u_a - u_w)_{\text{wev}}$:**
- $(u_a - u_w)_{\text{aev}} = (0 - \rho_w \cdot g \cdot h_{p\text{ aev}})$ et $(u_a - u_w)_{\text{wev}} = (0 - \rho_w \cdot g \cdot h_{p\text{ wev}})$.

(6) Prédiction des courbes principales en désorption et en absorption en utilisant les équations [2.63] et [2.64] ainsi que les paramètres déterminés précédemment.

Dans cette étude, on considère également une version amendée du modèle physico-empirique de Haverkamp et Parlange (1986) qui tient compte de la teneur en eau résiduelle, négligée dans la formulation originale. L'auteur décrit cette version amendée du modèle à l'annexe B.

Vereecken *et al.* (1989) :

Vereecken *et al.* (1989) associent les paramètres du modèle empirique de Brutsaert (1966) (*i.e* VG avec $\omega = 1$) à des propriétés physiques du sol à l'aide de deux séries d'équations de régression multivariées transformées soit, les modèles #1 et #2. En exprimant le modèle #1 en fonction des variables originelles, on obtient les équations :

$$\theta_o = 8,10 \cdot 10^{-1} - 2,83 \cdot 10^{-1} \cdot (\rho_d) + 1,00 \cdot 10^{-3} \cdot (C) \quad \text{en m}^3/\text{m}^3 \quad [2.61 (a)]$$

$$\theta_r = 1,50 \cdot 10^{-2} + 5,00 \cdot 10^{-3} \cdot (C) + 1,40 \cdot 10^{-2} \cdot (C_c) \quad \text{en m}^3/\text{m}^3 \quad [2.61 (b)]$$

$$\alpha = e^{[-2,49 + 2,50 \cdot 10^{-2} \cdot (S) - 3,51 \cdot 10^{-1} \cdot (C_c) - 2,30 \cdot 10^{-2} \cdot (C) - 2,62 \cdot (\rho_d)]} \quad [2.61 (c)]$$

en l/cm d'eau

$$\nu = e^{[5,30 \cdot 10^{-2} - 9,00 \cdot 10^{-3} \cdot (S) - 1,30 \cdot 10^{-2} \cdot (C) + 1,50 \cdot 10^{-4} \cdot (S)^2]} \quad [2.61 (d)]$$

où :

S	: teneur en sable ($2 \text{ mm} \geq d \geq 50 \text{ }\mu\text{m}$), en % massique;
C	: teneur en argile ($d < 2 \text{ }\mu\text{m}$), en % massique;
C_c	: teneur en carbone, $C_c = O/1,72$ en % massique;
O	: teneur en matière organique, en % massique;
ρ_d	: masse volumique sèche, en g/cm^3 .

Tandis que le modèle #2, tel qu'amendé par Vereecken (1998) s'écrit :

$$\theta_o = 8,21 \cdot 10^{-1} - 7,93 \cdot 10^{-4} \cdot (F_1) - 1,47 \cdot 10^{-3} \cdot (F_2) - 2,06 \cdot 10^{-5} \cdot (F_3) - 2,49 \cdot 10^{-5} \cdot (F_4) - 4,16 \cdot 10^{-5} \cdot (F_5) - 7,93 \cdot 10^{-5} \cdot (F_6) + 6,33 \cdot 10^{-5} \cdot (F_7) + 5,97 \cdot 10^{-4} \cdot (F_8) + 5,06 \cdot 10^{-4} \cdot (C) - 1,91 \cdot 10^{-2} \cdot (\bar{d}_g) + 3,92 \cdot 10^{-3} \cdot (\sigma_g) - 2,88 \cdot 10^{-2} \cdot (\rho_d) \quad [2.62 (a)]$$

en m³/m³

$$\theta_r = 2,79 \cdot 10^{-2} - 1,60 \cdot 10^{-4} \cdot (F_1) - 3,48 \cdot 10^{-3} \cdot (F_2) - 1,84 \cdot 10^{-4} \cdot (F_3) - 2,17 \cdot 10^{-4} \cdot (F_4) + 4,54 \cdot 10^{-5} \cdot (F_5) - 2,92 \cdot 10^{-4} \cdot (F_6) - 4,88 \cdot 10^{-4} \cdot (F_7) + 9,75 \cdot 10^{-5} \cdot (F_8) + 3,72 \cdot 10^{-3} \cdot (C) - 4,40 \cdot 10^{-2} \cdot (\bar{d}_g) + 5,43 \cdot 10^{-3} \cdot (\sigma_g) + 1,50 \cdot 10^{-2} \cdot (C_c) \quad [2.62 (b)]$$

en m³/m³

$$\alpha = e[7,07 \cdot 10^{-1} + 2,80 \cdot 10^{-2} \cdot (F_1) + 1,44 \cdot 10^{-1} \cdot (F_2) + 3,45 \cdot 10^{-2} \cdot (F_3) + 1,37 \cdot 10^{-2} \cdot (F_4) - 7,58 \cdot 10^{-3} \cdot (F_5) - 2,94 \cdot 10^{-2} \cdot (F_6) + 4,94 \cdot 10^{-2} \cdot (F_7) - 1,10 \cdot 10^{-1} \cdot (F_8) - 1,60 \cdot 10^{-2} \cdot (C) - 12,67 \cdot (\bar{d}_g) - 2,45 \cdot 10^{-1} \cdot (\sigma_g) - 4,16 \cdot 10^{-1} \cdot (C_c) - 2,51 \cdot (\rho_d)] \quad [2.62 (c)]$$

en l/cm d'eau

$$v = e[-6,96 \cdot 10^{-3} - 1,42 \cdot 10^{-2} \cdot (F_1) + 4,04 \cdot 10^{-2} \cdot (F_2) + 2,39 \cdot 10^{-3} \cdot (F_3) + 4,96 \cdot 10^{-3} \cdot (F_4) - 6,40 \cdot 10^{-4} \cdot (F_5) - 7,06 \cdot 10^{-3} \cdot (F_6) + 3,01 \cdot 10^{-2} \cdot (F_7) - 3,86 \cdot 10^{-2} \cdot (F_8) - 3,82 \cdot 10^{-3} \cdot (C) + 1,03 \cdot (\bar{d}_g) - 2,25 \cdot 10^{-3} \cdot (\sigma_g)] \quad [2.62 (d)]$$

où : F_i : fraction du sol, en % massique (F_1 : $2 \text{ mm} \geq d \geq 1 \text{ mm}$, F_2 : $1 \text{ mm} \geq d \geq 0,5 \text{ mm}$, F_3 : $0,5 \text{ mm} \geq d \geq 0,2 \text{ mm}$, F_4 : $0,2 \text{ mm} \geq d \geq 0,1 \text{ mm}$, F_5 : $0,1 \text{ mm} \geq d \geq 50 \text{ } \mu\text{m}$, F_6 : $50 \text{ } \mu\text{m} \geq d \geq 20 \text{ } \mu\text{m}$, F_7 : $20 \text{ } \mu\text{m} \geq d \geq 10 \text{ } \mu\text{m}$, F_8 : $10 \text{ } \mu\text{m} \geq d \geq 2 \text{ } \mu\text{m}$);

$\bar{d}_g$: diamètre moyen géométrique, $\bar{d}_g = e^{\frac{0,01 \sum F_i \ln(M_i)}{\sum F_i}}$ en mm (cf. Shirazi et Boersma, 1984);

σ_g : écart-type géométrique, $\sigma_g = e^{\sqrt{\frac{0,01 \sum F_i \ln^2(M_i)}{\sum F_i} - \left(\frac{0,01 \sum F_i \ln(M_i)}{\sum F_i}\right)^2}}$ en mm (cf. Shirazi et Boersma, 1984);

M_i : moyenne arithmétique des limites d'une fraction du sol, en mm;

C : teneur en argile ($d < 2 \text{ } \mu\text{m}$), en % massique;

C_c : teneur en carbone, $C_c = O/1,72$ en % massique;

O : teneur en matière organique, en % massique;

ρ_d : masse volumique sèche, en g/cm³.

On note que ces PTF ont initialement été développées pour des sols provenant de Belgique et subséquemment validées pour des sols en provenance d'Allemagne et des États-Unis par Tietje et Tapkenhinrichs (1993) et Kern (1995) respectivement.

2.3.1.3.3 Modèles hystérétiques

Jaynes (1992) présente un inventaire des différents modèles hystérétiques présentés dans la littérature. Il distingue entre les modèles à base physique qui s'appuient sur des modèles conceptuels du réseau de pores et les modèles empiriques qui ne font pas de supposition concernant les mécanismes d'interaction entre l'eau et les pores. Il est également possible de classifier ces modèles en fonction de leurs besoins concernant l'identification des paramètres (Viaene *et al.*, 1994). En effet, la plupart des modèles présentent une relation entre les différents segments de la courbe caractéristique. Donc, on distingue aussi les modèles selon le nombre de segments (*i.e.* n-branches) de la boucle d'hystérésis qu'ils utilisent afin de se calibrer.

Les modèles conceptuels se basent sur la théorie Néel-Everett de domaine indépendant du phénomène d'hystérésis développée entre autre, par Everett et Whitton (1952), Everett et Smith (1953) et Everett (1955). La théorie de domaine divise l'espace poreux d'un sol en une série de pores discrets, distincts, pouvant être groupés en domaines caractérisés par la succion matricielle à laquelle les pores se vident $((u_a - u_w)_d)$ et se remplissent $((u_a - u_w)_w)$. De plus, l'eau interstitielle est assignée aux domaines selon une fonction de distribution, $f((u_a - u_w)_d, (u_a - u_w)_w)$. La teneur en eau suivant un processus d'absorption ou de désorption est obtenue en intégrant la fonction de distribution sur les domaines remplis d'eau. On note que la caractéristique du pore peut être considérée dépendante ou indépendante des pores environnants. En effet, le drainage de domaines à

des saturations élevées peut être considéré dépendant de l'état des pores adjacents, étant donné que ces derniers peuvent bloquer l'accès de l'air aux domaines lorsque $(u_a - u_w)_d$ est atteinte (Everett, 1967 (cf. Mualem et Miller, 1979)). Par conséquent, les modèles conceptuels de type *domaines dépendants* requièrent généralement plus d'information pour fin de calibrage (cf. tableau 2.1).

Tableau 2.1 Modèles hystérétiques de la courbe caractéristique.

RÉFÉRENCE	THÉORIE EMPLOYÉE ET/OU DÉVELOPPÉE PAR AMENDEMENT	SEGMENTS NÉCESSAIRES AU CALIBRAGE
MODELES EMPIRIQUES		
Jaynes (1984-1985)	Méthode linéaire (Hanks <i>et al.</i> , 1969)	θ_{md}, θ_{mw} (2)
Jaynes (1984-1985)	Méthode ponctuel (Dane et Wierenga, 1975)	θ_{md}, θ_{mw} (2)
Scott <i>et al.</i> (1983) (cf. Kool et Parker, 1987)	Méthode d'échelle	θ_{md}, θ_{mw} (2)
Jaynes (1984-1985)	Méthode de la pente	θ_{md}, θ_{mw} (2)
MODELES CONCEPTUELS		
Poulovassilis et Childs (1971)	Domaines dépendants	$\theta_{md}, \theta_{mw}, 1 \times \theta_{Id}$ et $1 \times \theta_{Iw}$ (4)
Topp (1971)	Domaines dépendants	$\theta_{md}, \theta_{mw}, 1 \times \theta_{Id}$ et $1 \times \theta_{Iw}$ (4)
Mualem (1973)	Domaines indépendants	θ_{md}, θ_{mw} (2)
Mualem (1974)	Domaines indépendants	θ_{md}, θ_{mw} (2)
Mualem et Dagan (1975)	Domaines dépendants implicites	$\theta_{md}, \theta_{mw}, 1 \times \theta_{Id}$ (3)
Mualem (1976 (b))	Domaines dépendants implicites	$\theta_{md}, \theta_{mw}, 1 \times \theta_{Id}$ et $1 \times \theta_{Iw}$ (4)
Parlange (1976, 1980)	Domaines indépendants	θ_{md} ou θ_{mw} (1)
Mualem (1977)	Domaines indépendants	θ_{md} ou θ_{mw} (1)
Mualem et Miller (1979)	Domaines dépendants explicites	θ_{md}, θ_{mw} et $1 \times \theta_{Id}$ (3)
Mualem (1984)	Domaines dépendants	θ_{md}, θ_{mw} (2)

Autrement, les modèles empiriques comptent sur des observations de la forme et des propriétés de la courbe caractéristique sans faire appel à des modèles conceptuels du réseau de pores. Ces modèles permettent généralement de prédire par effet d'échelle, les courbes θ_{nd} et θ_{nw} à partir d'informations obtenues des courbes principales (cf. tableau 2.1). Dans la littérature, on retrouve également des modèles de ce type qui requièrent

une quantité beaucoup plus imposante d'information afin de se calibrer (*e.g.* Klute et Heermann, 1974; Gillham *et al.*, 1976; Hoa *et al.*, 1977).

Une analyse statistique (Viaene *et al.*, 1994) de six modèles hystérétiques a démontré que les modèles conceptuels 2-branches procuraient de meilleures représentations des données expérimentales que des modèles conceptuels 1-branche et empiriques 2-branches. Cependant, en pratique, la boucle principale est rarement déterminée et un modèle 1-branche doit être utilisé. De tous les modèles répertoriés au tableau 2.1, seulement les modèles de Parlange (1976, 1980) et de Mualem (1977) correspondent à cette description. Toutefois, les résultats de Viaene *et al.* (1994) indiquent que le modèle présenté par Parlange permet de mieux décrire les données expérimentales que celui de Mualem. Suivant ces observations, le modèle hystérétique conceptuel proposé par Parlange et reformulé par Haverkamp et Parlange (1986) sera utilisé dans le cadre de cette étude. On note qu'un article traitant uniquement du modèle amendé a été présenté par Hogarth *et al.* (1988).

Modèle de Parlange (1976 et 1980) :

L'application de la théorie initialement proposée par Parlange (1976, 1980) étant mathématiquement non triviale (*cf.* Mualem et Morel-Seytoux, 1978), Haverkamp et Parlange (1986) ont utilisé l'équation empirique modifiée de Brooks et Corey (1964) (*i.e.* $\theta_r = 0$) afin de décrire la courbe caractéristique et ainsi surmonter les problèmes invoqués par le modèle de Parlange près de la valeur d'entrée d'air. Cette modification

permet de décrire les courbes principales en désorption et en absorption à l'aide des équations suivantes :

Désorption :

$$\text{pour } (u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_{aev} : \frac{\theta_{md}}{\theta_o} = \left[\frac{(u_a - u_w)_{aev}}{(u_a - u_w)} \right]^\lambda \left[\frac{1 + \lambda - \lambda \cdot \left(\frac{(u_a - u_w)_{wev}}{(u_a - u_w)} \right)}{1 + \lambda - \lambda \cdot \left(\frac{(u_a - u_w)_{wev}}{(u_a - u_w)_{aev}} \right)} \right] \quad [2.63 (a)]$$

$$\text{pour } (u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{aev} : \frac{\theta_{md}}{\theta_o} = 1 \quad [2.63 (b)]$$

Absorption :

$$\text{pour } (u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_{aev} : \frac{\theta_{mw}}{\theta_o} = \left[\frac{(u_a - u_w)_{aev}}{(u_a - u_w)} \right]^\lambda \left[1 + \lambda - \lambda \cdot \left(\frac{(u_a - u_w)_{wev}}{(u_a - u_w)_{aev}} \right) \right]^{-1} \quad [2.64 (a)]$$

$$\text{pour } (u_a - u_w)_{wev} \leq (u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{aev} : \frac{\theta_{mw}}{\theta_o} = \frac{1 + \lambda - \lambda \cdot \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_{aev}} \right)}{1 + \lambda - \lambda \cdot \left(\frac{(u_a - u_w)_{wev}}{(u_a - u_w)_{aev}} \right)} \quad [2.64 (b)]$$

$$\text{pour } (u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{wev} : \frac{\theta_{mw}}{\theta_o} = 1 \quad [2.64 (c)]$$

où : θ_{md} : teneur en eau volumétrique sur la courbe principale en désorption;
 θ_{mw} : teneur en eau volumétrique sur la courbe principale en absorption;
 $(u_a - u_w)_{wev}$: succion matricielle correspondant à la valeur d'entrée d'eau (cf. figure 2.14).

Parlange (1976, 1980) dénote que la courbe principale en absorption est rarement déterminée et que par conséquent, seulement des courbes d'ordres impaires en

absorption et paires en désorption peuvent être mesurées. Étant donné que la détermination de ces courbes est externe au cadre de ce travail, on réfère le lecteur à l'ouvrage de Hogarth *et al.* (1988).

2.3.2 Courbe de perméabilité pour les sols non saturés

En milieu non saturé, le coefficient de perméabilité n'est plus une constante mais une fonction de la de la teneur en eau et indirectement, de la succion matricielle. La relation non singulière entre le coefficient de perméabilité et la teneur en eau ou la succion (matricielle ou totale) du sol représente la courbe de perméabilité pour les sols non saturés. Puisque la succion matricielle est une des variables indépendantes de l'état de contrainte, on utilisera le terme « courbe de perméabilité pour les sols non saturés » afin de représenter la relation entre le coefficient de perméabilité k et la succion matricielle. Notons que dans la littérature traitant des sols non saturés, le terme courbe de perméabilité pour les sols non saturés est également employé afin de décrire les relations entre les paramètres suivants : $k - h_p$, $k - |h_p|$, $k - u_w$, $k - |u_w|$, $k - pF$, $k - \theta$, $k - \Theta$ et $k - S_r$.

Comme le volume d'écoulement d'eau est une fonction directe du volume d'eau présent dans le sol, on présume généralement que le coefficient de perméabilité et la teneur en eau volumétrique ou la teneur en eau volumétrique normalisée sont uniquement liés (Fredlund et Rahardjo, 1993). Cependant, tel que définie dans cette étude, la courbe de perméabilité pour les sols non saturés ne présente pas cette unicité. En effet, l'hystérésis

présente dans la relation entre la teneur en eau volumétrique et la succion matricielle se manifeste également dans la relation entre le coefficient de perméabilité et la succion matricielle.

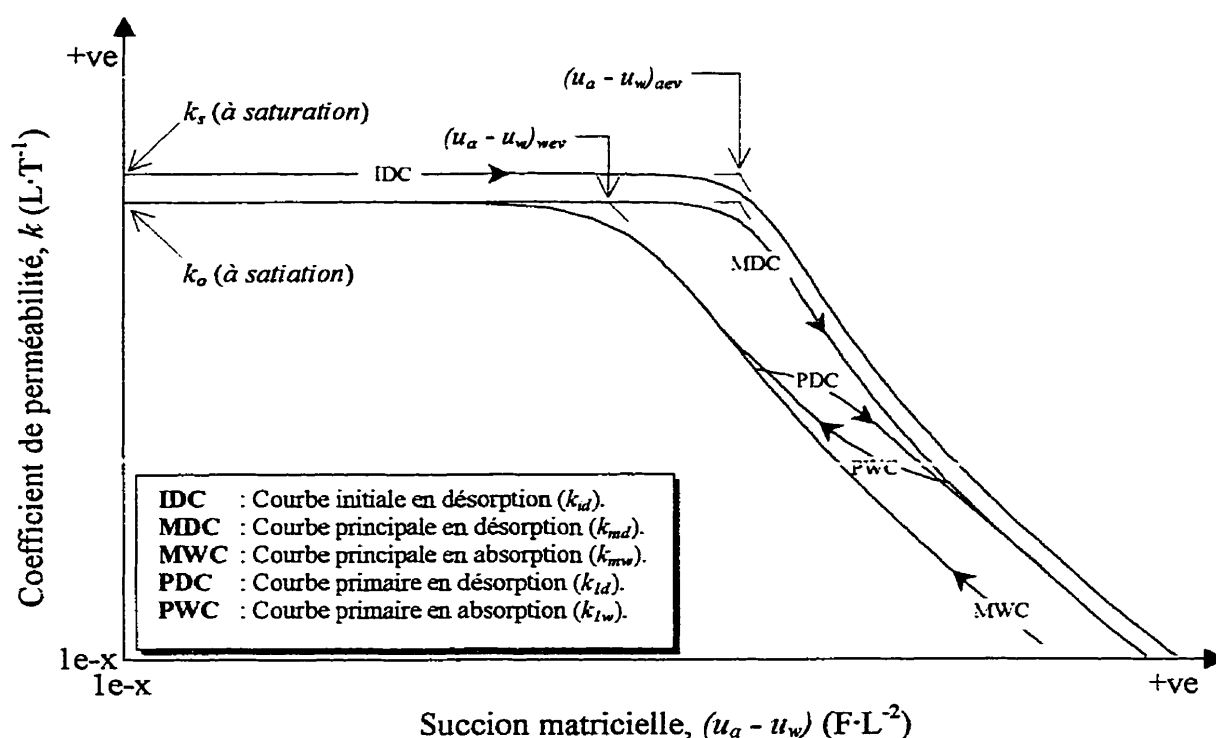


Figure 2.19 Courbe de perméabilité pour les sols non saturés idéalisée sur échelle logarithmique (ln - ln) (Inspiré de Mualem (1976 (b))).

Sur la figure 2.19, qui présente une courbe de perméabilité idéalisée avec certaines de ses caractéristiques, on constate que le coefficient de perméabilité sur les courbes initiale et principale en désorption est respectivement k_s et k_o pour une succion matricielle nulle. Cette différence est attribuable à la réduction du nombre de canaux d'écoulements due au volume d'air emprisonné dans les interstices du sol (*i.e.* $\theta_s - \theta_o$). Selon les

observations de Brooks et Corey (1964), le coefficient de perméabilité à saturation k_o semble tendre vers une valeur de $0,5 \cdot k_s$.

2.3.2.1 Données de la littérature

Afin de définir les comportements hydrauliques extrêmes des matériaux de l'assise, il est nécessaire de caractériser les matériaux du MG-20 ainsi que les matériaux uniformes du fuseau MG-112, en l'occurrence, les sables de sous-fondation. De plus, afin d'effectuer une évaluation ultérieure de différentes méthodes indirectes pour la détermination de la courbe de perméabilité, il est préférable que les données expérimentales proviennent d'échantillons dont les courbes caractéristiques sont connues. Par conséquent, on a puisé dans les sources d'informations présentées à la section 2.3.1.1 et obtenu les données expérimentales présentées aux figures 2.20 (a) et (b). Malheureusement, la figure 2.20 (a) présente peu de données expérimentales tandis que seulement la moitié des échantillons de sable de sous-fondation présente des données $k - (u_a - u_w)$. Cette réduction significative de la quantité de données est attribuable à la difficulté inhérente à la détermination expérimentale de la conductivité hydraulique en condition non saturée.

Hormis quelques échantillons, les données de la figure 2.20 (b) se concentrent dans une bande relativement étroite qui présente peu de variabilité considérant la provenance diverse des échantillons.

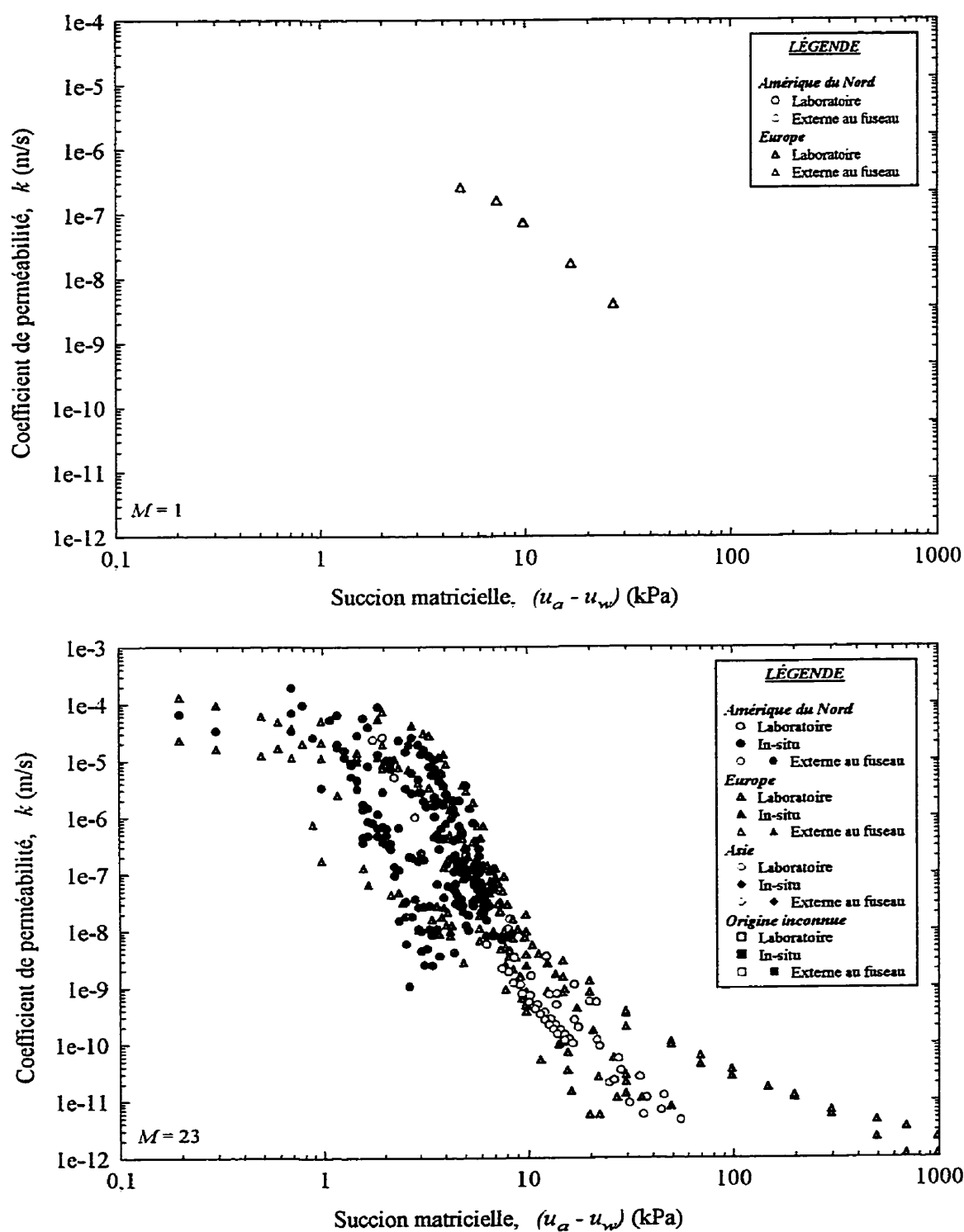


Figure 2.20 Données $k - (u_a - u_w)$ de la courbe initiale ou principale en désorption d'échantillons du fuseau MG-112.

(a) Matériaux à granulométries étalées.

(b) Matériaux à granulométries uniformes.

2.3.2.2 Méthodes directes

La détermination directe de la courbe de perméabilité étant externe au cadre de cette étude, on réfère donc les lecteurs/lectrices aux ouvrages de Green *et al.* (1986) et Fredlund et Rahardjo (1993) pour les essais in situ et de Klute et Dirksen (1986) et Fredlund et Rahardjo (1993) pour les essais en laboratoire.

2.3.2.3 Méthodes indirectes

Dans la littérature, on dénombre deux types de méthodes indirectes pour la détermination de certains segments de la courbe de perméabilité, soit : les modèles empiriques et les fonctions pédo-transferts (PTF). Les modèles empiriques requièrent une connaissance préalable de données mesurées tandis que les PTF sont ici des méthodes estimatives décrivant certains segments de la courbe de perméabilité à partir d'autres propriétés et/ou caractéristiques du sol. Les segments pouvant être décrits par les différentes méthodes seront présentés dans les sections appropriées.

De plus, un type de méthode indirecte a également été proposé pour la détermination entière de la courbe de perméabilité, soit les modèles hystérétiques. Pour fin de calibrage, ces modèles requièrent généralement que certains segments de la courbe caractéristique soient prédéfinis.

Notons que les équations suivantes sont exprimées dans une nomenclature propre à la détermination de la courbe initiale en désorption. Un ajustement approprié devra donc être apporté lorsque l'obtention de tout autre courbe sera désirée.

2.3.2.3.1 Modèles empiriques

Maintes équations ont été proposées afin de décrire les données $k - (u_a - u_w)$ ou $k - \theta$ des courbes initiales et/ou principales. Les équations présentées au tableau A.3 sont exprimées dans une nomenclature propre aux auteurs cités. De plus, étant de nature empirique, aucune d'entre elles n'est valable pour tous les types de sols.

Les coefficients de ces équations sont obtenus par ajustement aux données mesurées et le nombre minimal de données mesurées requises est égal au degré de liberté de l'équation choisie, soit le nombre de paramètres inconnus. Lorsque le nombre de données mesurées excède le nombre de paramètres inconnus, une procédure d'ajustement de courbe peut être appliquée afin de minimiser l'erreur. Cette approche permet d'obtenir une solution analytique (ou forme close) de certains problèmes d'écoulement non saturé. En général, ces équations empiriques sont valides pour toutes les courbes initiales et principales.

Puisqu'aucune mesure de perméabilité n'est effectuée dans le cadre de cette étude, aucune discussion portant sur l'efficacité respective des fonctions n'est entamée.

Cependant, le lecteur ou la lectrice désireux de parfaire ces connaissances est référé aux collations de Vereecken (1988), Vereecken *et al.* (1990) et Leij *et al.* (1997).

2.3.2.3.2 Fonctions pédo-transferts

Les coefficients de perméabilité du sol non saturé présentent une variabilité in situ considérable et leur détermination expérimentale est un processus ardu et exigeant. Par conséquent, l'utilisation de méthodes indirectes selon lesquelles la fonction de perméabilité est estimée à partir de données plus facilement mesurables, est devenue de plus en plus commune (van Genuchten et Leij, 1992).

Dans la littérature, on distingue trois différentes approches pour la détermination indirecte de la courbe de perméabilité à partir de données plus facilement mesurables, soit : les approches ponctuelles, les approches paramétriques ainsi que les modèles théoriques et/ou physico-empiriques. La première approche consiste à estimer des valeurs sur la courbe de perméabilité d'après des propriétés et/ou caractéristiques du sol. La seconde approche, quant à elle, associe les paramètres de modèles empiriques ou autres fonctions de la courbe de perméabilité (*cf.* tableau A.3 et A.4 respectivement) à des propriétés et/ou caractéristiques du sol. Enfin, des modèles développés théoriquement permettent d'estimer la courbe de perméabilité à partir de la courbe caractéristique sol-eau ou certains de ces paramètres, distinguant ainsi entre les modèles statistiques et macroscopiques. En introduisant des équations empiriques de la courbe

caractéristique dans les modèles théoriques, on obtient les modèles dits physico-empiriques.

Tous ces modèles permettent de caractériser les courbes de perméabilités initiales et/ou principales en désorption. Cependant, les modèles statistiques sont d'application plus généralisée et peuvent être utilisés pour la détermination de toutes les courbes de la boucle d'hystérésis. Étant donné que les modèles empiriques de la courbe caractéristique ne s'appliquent généralement qu'aux courbes initiales et principales, les modèles physico-empiriques y sont également restreints.

2.3.2.3.2.1 Estimations ponctuelles

Jusqu'à présent, la plupart des efforts de recherche ont été déployés à la corrélation du coefficient de perméabilité à saturation avec d'autres propriétés du sol, négligeant ainsi le domaine non saturé (*e.g.* Hazen, 1911; Rawls et Brakensiek, 1985; Puckett *et al.*, 1985; Dane et Puckett, 1992). Cette concentration d'efforts est partiellement attribuable à l'utilisation du coefficient de perméabilité saturé en tant que facteur de concordance (*i.e.* "matching factor") dans les modèles statistiques. Toutefois, ce type de fonction n'est pas nécessaire à la réalisation de cette étude, étant donné que des mesures expérimentales dudit coefficient sont disponibles.

2.3.2.3.2.2 Estimations paramétriques

Quelques auteurs ont estimé les paramètres de modèles empiriques de la courbe de perméabilité, préalablement obtenus par ajustement à des données expérimentales, en les alliant à des propriétés non hydrauliques du sol (*e.g.* Jaynes et Tyler, 1984; Vereecken *et al.*, 1990). Au lieu d'employer un modèle empirique de la courbe de perméabilité proprement dit, Wösten et van Genuchten (1988) et Wösten *et al.* (1995) ont ajusté des données expérimentales à la solution analytique simple du modèle statistique de Mualem (1976 (a)) telle que présentée par van Genuchten (1980) (*cf.* tableau A.4).

À la section 2.3.1.3.2, on a établi que la base de données utilisée pour la dérivation des PTF doit être conforme au matériau à l'étude, en l'occurrence, le sable de sous-fondation. En considérant les bases de données utilisées par les différents auteurs, on est en mesure d'apprécier celles qui sont appropriées à la description dudit matériau. Notons que Jaynes et Tyler (1984) ont étudié une moraine et que la base de données employée par Vereecken *et al.* (1990) a préalablement été présentée par Vereecken *et al.* (1989) (*cf.* tableau A.2). Suite à ces considérations, on retient uniquement l'ouvrage de Vereecken *et al.* (1990) pour fin d'évaluation ultérieure.

Vereecken *et al.* (1990) :

Vereecken *et al.* (1990) associent les paramètres du modèle empirique de Gardner (1958) à des propriétés physiques du sol à l'aide de quatre séries d'équations de

régression multivariées transformées. Dans la présente étude, on utilisera seulement le modèle de niveau 4 dont les coefficients de détermination multiple ajusté R_a^2 sont les plus élevés. De plus, notons que les niveaux d'explication de la variance des équations de régression pour k_r sont trop faibles pour justifier leurs applications, on utilisera donc le coefficient de perméabilité saturé mesuré. Avant de présenter les équations de ce modèle, on réitère la fonction proposée par Gardner (1958) en une nomenclature propre à cette étude :

$$k = k_s \cdot \frac{1}{1 + (\alpha \cdot (u_a - u_w))^m} \quad [2.65]$$

où : k_s : coefficient de perméabilité saturé, $L \cdot T^{-1}$;
 α : paramètre d'ajustement correspondant à l'inverse de la valeur d'entrée d'air, $F^{-1} \cdot L^2$;
 m : paramètre d'ajustement contrôlant la forme de la courbe de perméabilité.

Exprimant le modèle 4 en fonction des variables originales (cf. Vereecken, 1998), on obtient les équations de régression :

$$\alpha = e[-3,78 - 4,90 \cdot 10^{-1} \cdot (F_1) + 2,94 \cdot 10^{-1} \cdot (F_2) - 2,83 \cdot 10^{-2} \cdot (F_3) - 2,78 \cdot 10^{-3} \cdot (F_4) - 9,21 \cdot 10^{-3} \cdot (F_5) + 1,80 \cdot 10^{-2} \cdot (F_6) - 1,02 \cdot 10^{-1} \cdot (F_7) + 1,27 \cdot 10^{-1} \cdot (F_8) - 7,52 \cdot 10^{-3} \cdot (C) - 4,29 \cdot (\bar{d}_g) + 2,03 \cdot 10^{-1} \cdot (\sigma_g) + 5,72 \cdot 10^{-1} \cdot (k_s)] \quad [2.66 (a)]$$

en 1/cm d'eau

$$m = e[1,20 - 1,96 \cdot 10^{-1} \cdot (C) - 5,60 \cdot 10^{-2} \cdot (M)] \quad [2.66 (b)]$$

où : F_i : fraction du sol, en % massique ($F_1 : 2 \text{ mm} \geq d \geq 1 \text{ mm}$, $F_2 : 1 \text{ mm} \geq d \geq 0,5 \text{ mm}$, $F_3 : 0,5 \text{ mm} \geq d \geq 0,2 \text{ mm}$, $F_4 : 0,2 \text{ mm} \geq d \geq 0,1 \text{ mm}$, $F_5 : 0,1 \text{ mm} \geq d \geq 50 \mu\text{m}$, $F_6 : 50 \mu\text{m} \geq d \geq 20 \mu\text{m}$, $F_7 : 20 \mu\text{m} \geq d \geq 10 \mu\text{m}$, $F_8 : 10 \mu\text{m} \geq d \geq 2 \mu\text{m}$);

$\bar{d}_g$: diamètre moyen géométrique, $\bar{d}_g = e^{\frac{0,01 \cdot \sum F_i \ln(A_{Li})}{\sum F_i}}$ en mm;

σ_g : écart-type géométrique, $\sigma_g = e^{\sqrt{\left(\frac{0,01 \cdot \sum F_i \ln^2(A_{Li})}{\sum F_i} \right) - \left(\frac{0,01 \cdot \sum F_i \ln(A_{Li})}{\sum F_i} \right)^2}}$ en mm;

M_i : moyenne arithmétique des limites d'une fraction du sol, en mm;

M : teneur en limon ($50 \mu\text{m} \geq d \geq 2 \mu\text{m}$), en % massique;

C : teneur en argile ($d < 2 \mu\text{m}$), en % massique.

2.3.2.3.2.3 Modèles théoriques

Le point de départ pour la dérivation de ces modèles est l'équation de Navier-Stokes dont la solution, pour un système d'écoulement poreux élémentaire quelconque, se traduit par une équation de même forme que celle proposée par Hagen-Poiseuille. D'après la loi de Hagen-Poiseuille, l'écoulement laminaire à travers un tube capillaire circulaire droit de rayon r ou à travers un tuyau de section transversale quelconque et de rayon hydraulique R_H s'écrit ainsi (Mitchell, 1993) :

$$v_{\text{moy.}} = -C_s \cdot R_H^2 \cdot \frac{\gamma_w}{\mu_w} \cdot \frac{\partial h}{\partial l} \quad [2.67 \text{ (a)}]$$

ou

$$v_{\text{moy.}} = -\frac{r^2}{8} \cdot \frac{\gamma_w}{\mu_w} \cdot \frac{\partial h}{\partial l} \quad [2.67 \text{ (b)}]$$

où :

- $v_{\text{moy.}}$: vitesse d'écoulement moyen de l'eau dans un tube capillaire ou un tuyau de section transversale quelconque, $L \cdot T^{-1}$;
- C_s : paramètre dépendant de la forme des pores, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
- R_H : rayon hydraulique, L .

Selon l'approche macroscopique, une analogie directe est établie entre les variables d'équations de forme [2.67 (a)] et ceux de l'équation de l'écoulement macroscopique en milieu poreux (*i.e.* loi de Darcy). On présume donc que le médium poreux est caractérisé par la taille équivalente d'un pore uniforme quelconque, de rayon hydraulique R_H . Comme tous les pores sont présumés de taille uniforme, une désorption du médium n'est possible que si deux fluides y sont simultanément présents. Ainsi, l'air interstitiel circule au cœur de la section des pores tandis que l'eau s'écoule le long de leurs parois.

D'après l'approche microscopique, l'équation [2.67 (b)] est présumée valide au niveau d'un pore unique. Par analogie avec la loi de Darcy, cette équation permet donc d'estimer la conductivité hydraulique du pore élémentaire. Puisque le milieu poreux est considéré comme un assemblage de pores reliés entre eux, la conductivité hydraulique totale, à une teneur en eau donnée, est déterminée par la sommation de la conductivité des pores remplis d'eau. L'information concernant la répartition des pores remplis d'eau est obtenue à partir de la courbe caractéristique (*cf.* section 2.3.1). Les modèles utilisant cette approche se différencient donc par l'interprétation de la configuration géométrique du pore élémentaire, ainsi que par l'estimation de sa contribution à la perméabilité totale ou plus précisément, la probabilité de la continuité des pores dans des endroits adjacents à l'intérieur du milieu poreux (Millington et Quirk, 1961). Notons que cette approche ne s'applique pas à des suctions matricielles élevées (*i.e.* $(u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_r$) où l'eau interstitielle est principalement contrainte par des forces d'adsorption.

Approche macroscopique (modèles macroscopiques) :

Ces modèles se distinguent des modèles empiriques car ils ont également été dérivés théoriquement. En effet, Averjanov (1950) (*cf.* Brutsaert, 1967) et Yuster (1951) (*cf.* Brutsaert, 1967) ont résolu l'équation de Navier-Stokes pour des systèmes d'écoulement élémentaire distincts comportant un simple tube capillaire, tandis que Irmay (1954) a généralisé l'approche de Kozeny-Carman aux milieux poreux non saturés. Suite à ces analyses, Averjanov, Yuster et Irmay ont présenté des équations de forme exponentielle (*cf.* équation [2.68]) dont le paramètre théorique ϖ était de 3,50, 2,00 et 3,00 respectivement.

$$k_r(\Theta) = \frac{k(\Theta)}{k_s} = \Theta^{\varpi} \quad \text{ou} \quad k_r(\theta) = \frac{k(\theta)}{k_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\varpi} \quad [2.68]$$

où :	$k_r(\Theta)$	: coefficient de perméabilité relatif pour une teneur en eau volumétrique normalisée donnée, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
	$k_r(\theta)$	: coefficient de perméabilité relatif pour une teneur en eau volumétrique donnée, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
	$k(\Theta)$	: coefficient de perméabilité pour une teneur en eau volumétrique normalisée donnée, $L \cdot T^{-1}$;
	$k(\theta)$	: coefficient de perméabilité pour une teneur en eau volumétrique donnée, $L \cdot T^{-1}$;
	k_s	: coefficient de perméabilité à saturation, $L \cdot T^{-1}$.

En modifiant l'approche macroscopique, Mualem (1978) a démontré que le paramètre ϖ ne doit pas être considéré comme une constante universelle mais plutôt un paramètre caractéristique du sol. En utilisant des données expérimentales, il a donc proposé la relation, $\varpi = 3,0 + 0,015 \cdot W$, afin de lier le paramètre ϖ à la courbe caractéristique sol-eau par l'entremise de W , l'énergie par unité volumique de sol (en 10^2 Pa) requise au drainage d'un sol initialement saturé jusqu'à la teneur en eau volumétrique correspondant à une succion matricielle de 1500 kPa. Notons que des fonctions pédo-transferts similaires ont également été présentées par Schuh et Cline (1990).

Suite à la collation de trois modèles macroscopiques (*i.e.* Averjanov, Irmay et Mualem), Mualem (1978) a démontré que son équation produit de meilleures prédictions pour les sols à texture fine tandis que les trois modèles sont comparables lorsque le sol est de nature granulaire. L'efficacité du modèle de Averjanov, pour les sables, avait précédemment été établie par Mualem (1976 (a)). Le modèle de Averjanov (1950) (*cf.* Brutsaert, 1967) est donc retenu pour fin de considérations ultérieures (*cf.* chapitre III).

Approche microscopique (Modèles statistiques) :

Brutsaert (1967), Mualem et Dagan (1978) et Mualem (1986 et 1992) fournissent des revues complètes des modèles statistiques disponibles dans la littérature. Toutefois, on retrouve peu d'études indépendantes comparant ces modèles sur une base de données significatives (*e.g.* Alexander et Skaggs, 1986; Vereecken, 1995). Pour cette raison, les modèles les plus employés dans la littérature sont retenus pour fin de comparaison ultérieure (*cf.* chapitre III), soit :

Childs et Collis-George (1950), CCG :

L'équation initialement proposée par Childs et Collis-George fut améliorée par Marshall (1958), Millington et Quirk (1961) et subséquemment par Kunze *et al.* (1968). Cependant, le concept de perméabilité relative a été introduit dans ce type d'équation par Nielsen *et al.* (1960) et implanté dans les ouvrages subséquents à celui de Millington et Quirk. Finalement, Mualem (1976 (a)) a présenté l'équation améliorée de Childs et Collis-George sous forme d'intégrales au lieu de la forme conventionnelle en sommes finies.

$$k_r(\Theta) = \frac{k(\Theta)}{k_s} = \Theta^l \cdot \frac{\int_{X=0}^{\Theta} \frac{\Theta - X}{(u_a - u_w)^2(X)} \cdot dX}{\int_{X=0}^1 \frac{1 - X}{(u_a - u_w)^2(X)} \cdot dX} \quad \text{ou} \quad k_r(\theta) = \frac{k(\theta)}{k_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^Y \cdot \frac{\int_{Y=\theta_r}^{\theta} \frac{\theta - Y}{(u_a - u_w)^2(Y)} \cdot dY}{\int_{Y=\theta_r}^{\theta_s} \frac{\theta_s - Y}{(u_a - u_w)^2(Y)} \cdot dY} \quad [2.69]$$

où :

- l : paramètre de l'interaction de la taille des pores, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
- X : variable fictive représentant la teneur en eau volumétrique normalisée, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
- Y : variable fictive représentant la teneur en eau volumétrique, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
- $(u_a - u_w)(X)$: succion matricielle correspondant à une teneur en eau volumétrique normalisée X sur la courbe caractéristique sol-eau normalisée, $F \cdot L^{-2}$;
- $(u_a - u_w)(Y)$: succion matricielle correspondant à une teneur en eau volumétrique Y sur la courbe caractéristique sol-eau, $F \cdot L^{-2}$.

Afin d'effectuer l'intégration le long de l'axe logarithmique de la succion matricielle, Fredlund *et al.* (1994) ont transformé l'équation [2.69] comme suit :

$$k_r(u_a - u_w) = \frac{k(u_a - u_w)}{k_s} = \left(\frac{\theta(u_a - u_w) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^l \cdot \frac{\int_{Z=\ln(u_a-u_w)_r}^{\ln(u_a-u_w)_s} \frac{\theta(u_a - u_w) - \theta(e^Z)}{e^Z} \cdot \theta'(e^Z) \cdot dZ}{\int_{Z=\ln(u_a-u_w)_r}^{\ln(u_a-u_w)_s} \frac{\theta_s - \theta(e^Z)}{e^Z} \cdot \theta'(e^Z) \cdot dZ} \quad [2.70]$$

où : $k_r(u_a - u_w)$: coefficient de perméabilité relatif pour une succion matricielle donnée, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
 $k(u_a - u_w)$: coefficient de perméabilité pour une succion matricielle donnée, $L \cdot T^{-1}$;
 Z : variable fictive représentant le logarithme de la succion matricielle, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
 $\theta(e^Z)$: teneur en eau volumétrique correspondant à une succion matricielle de e^Z sur la courbe caractéristique sol-eau, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
 $\theta'(e^Z)$: pente de la courbe caractéristique sol-eau pour une succion matricielle de e^Z , $F^{-1} \cdot L^2$.

Pour la comparaison des différents modèles, le paramètre l sera fixé à 0, 4/3 et 1 tel que proposé dans les ouvrages respectifs de Childs et Collis-George (1950), *CCG*, Millington et Quirk (1961), *MQ*, et Kunze *et al.* (1968), *KUG*.

Burdine (1953), *BUR* :

L'équation [2.71], initialement proposée par Gates et Lietz (1950) (*i.e* $l = 0$) fut modifiée par Burdine (1953) afin de tenir compte de la tortuosité (*i.e* $l = 2$). Notons que l'équation de Burdine a indépendamment été développée par Wyllie et Gardner (1958) en analysant un concept simplifié du modèle *CCG*.

$$k_r(\Theta) = \frac{k(\Theta)}{k_s} = \Theta^l \cdot \frac{\int_{X=0}^{\Theta} \frac{dX}{(u_a - u_w)^2(X)}}{\int_{X=0}^1 \frac{dX}{(u_a - u_w)^2(X)}} \quad \text{ou} \quad k_r(\theta) = \frac{k(\theta)}{k_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^l \cdot \frac{\int_{Y=\theta_r}^{\theta} \frac{dY}{(u_a - u_w)^2(Y)}}{\int_{Y=\theta_r}^{\theta_s} \frac{dY}{(u_a - u_w)^2(Y)}} \quad [2.71]$$

Afin d'effectuer l'intégration le long de l'axe logarithmique de la succion matricielle, on transforme l'équation [2.71] comme suit :

$$k_r(u_a - u_w) = \frac{k(u_a - u_w)}{k_s} = \left(\frac{\theta(u_a - u_w) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^l \cdot \frac{\int_{Z = \ln(u_a - u_w)_{\text{sat}}}^{\ln(u_a - u_w)_r} \frac{\theta'(e^Z) \cdot dZ}{e^Z}}{\int_{Z = \ln(u_a - u_w)_{\text{sat}}}^{\ln(u_a - u_w)_r} \frac{\theta'(e^Z) \cdot dZ}{e^Z}} \quad [2.72]$$

Mualem (1976 (a)), MUA :

En analysant un modèle conceptuel du médium poreux similaire à celui de Childs et Collis-George (1950), Mualem a développé l'équation suivante :

$$k_r(\theta) = \frac{k(\theta)}{k_s} = \theta^l \cdot \left(\frac{\int_{X=0}^{\theta} \frac{dX}{(u_a - u_w)(X)}}{\int_{X=0}^1 \frac{dX}{(u_a - u_w)(X)}} \right)^2 \quad \text{ou} \quad k_r(\theta) = \frac{k(\theta)}{k_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^l \cdot \left(\frac{\int_{Y=\theta_r}^{\theta} \frac{dY}{(u_a - u_w)(Y)}}{\int_{Y=\theta_r}^{\theta_s} \frac{dY}{(u_a - u_w)(Y)}} \right)^2 \quad [2.73]$$

On peut également effectuer l'intégration le long de l'axe logarithmique de la succion matricielle en transformant l'équation [2.73] comme suit :

$$k_r(u_a - u_w) = \frac{k(u_a - u_w)}{k_s} = \left(\frac{\theta(u_a - u_w) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^l \cdot \left(\frac{\int_{Z = \ln(u_a - u_w)_{\text{sat}}}^{\ln(u_a - u_w)_r} \theta'(e^Z) \cdot dZ}{\int_{Z = \ln(u_a - u_w)_{\text{sat}}}^{\ln(u_a - u_w)_r} \theta'(e^Z) \cdot dZ} \right)^2 \quad [2.74]$$

Suite à la confrontation statistique de différentes courbes de perméabilité observées et estimées, Mualem (1976 (a)) a obtenu une valeur optimale pour l de 0,50. Dans une étude récente de la fonction généralisée de Mualem (*cf.* Mualem et Dagan, 1978), Vereecken (1995) a établi des fonctions pédo-transferts permettant de déterminer ce paramètre en fonction de propriétés physiques et hydrauliques. Dans une analyse

similaire, Schuh et Cline (1990) n'ont pu établir de corrélation entre ledit paramètre et des propriétés physiques du sol. Toutefois, ils constatent que le paramètre l se rapproche considérablement (*i.e.* moyenne géométrique de 0,55) de la valeur proposée par Mualem (1976 (a)) pour des sols de nature grossière (*i.e.* $\bar{d}_s \geq 0,08$ mm). On considérera donc une valeur fixe de 0,50 dans l'analyse comparative du chapitre III.

Les équations statistiques, ci-dessus mentionnées, utilisent le coefficient de perméabilité à saturation comme facteur de concordance (*i.e.* "matching factor"), obtenant ainsi une relation pour le coefficient de perméabilité relative. Cependant, plusieurs auteurs (*e.g.* van Genuchten et Nielsen, 1985; Luckner *et al.*, 1989; van Genuchten *et al.*, 1991; Nielsen et Luckner, 1992) notent que ce coefficient de perméabilité est fréquemment mal défini ou difficile à mesurer et qu'il est conséquemment plus opportun de faire correspondre les courbes, observées et estimées, en un autre point. Par exemple, en prenant le facteur de concordance à une teneur en eau arbitraire Θ_c (ou θ_c) dans la gamme de teneurs en eau relativement élevées, le modèle de Mualem (1976 (a)) peut être redéfini (Luckner *et al.*, 1989) :

$$k(\Theta) = k(\Theta_c) \cdot \left(\frac{\Theta}{\Theta_c} \right)^l \cdot \left(\frac{\int_{X=0}^{\Theta} \frac{dX}{(u_a - u_w)(X)}}{\int_{X=0}^{\Theta_c} \frac{dX}{(u_a - u_w)(X)}} \right)^2 \quad \text{ou} \quad k(\theta) = k(\theta_c) \cdot \left(\frac{\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^l}{\left(\frac{\theta_c - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^l} \right) \cdot \left(\frac{\int_{Y=\theta_r}^{\theta} \frac{dY}{(u_a - u_w)(Y)}}{\int_{Y=\theta_r}^{\theta_c} \frac{dY}{(u_a - u_w)(Y)}} \right)^2 \quad [2.75]$$

En effectuant l'intégration le long de l'axe logarithmique de la succion matricielle,

l'équation [2.75] se réécrit :

$$k(u_a - u_w) = k(u_a - u_w)_c \cdot \left(\frac{\theta(u_a - u_w) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^2 \cdot \left(\frac{\int_{Z=\ln(u_a - u_w)_c}^{\ln(u_a - u_w)_r} \theta'(e^Z) \cdot dZ}{\int_{Z=\ln(u_a - u_w)_c}^{\ln(u_a - u_w)_r} \theta'(e^Z) \cdot dZ} \right)^2 \quad [2.76]$$

Cependant, dans la présente étude, on utilise les équations originales car aucune mesure du coefficient de perméabilité n'est effectuée à une succion matricielle autre que zéro. Notons également que le coefficient de perméabilité à saturation est généralement bien défini pour des sols caractérisés par une répartition relativement étroite de la taille des pores (*cf.* van Genuchten et Nielsen, 1985; van Genuchten *et al.*, 1991), en l'occurrence, les sables uniformes.

Malgré que ces modèles nécessitent une connaissance de la teneur en eau résiduelle, la courbe caractéristique est rarement déterminée expérimentalement à des teneurs en eau si faibles. L'effet d'utiliser une courbe caractéristique partielle pour la prédiction de la fonction de perméabilité a été étudié par Kunze *et al.* (1968). Ils concluent que la précision de la prédiction est grandement améliorée lorsque la courbe caractéristique est décrite sur tout le domaine (*i.e.* de θ_r à θ_s). Kunze *et al.* (1968) ont également démontré que les modèles statistiques peuvent être utilisés pour la supputation de la courbe de perméabilité à partir d'une courbe $\theta(u_a - u_w)$ donnée représentant, soit l'absorption ou la désorption. Cette affirmation n'est cependant pas applicable aux modèles macroscopiques qui supposent que les pores sont de tailles uniformes.

2.3.2.3.2.4 Modèles physico-empiriques

À la section 2.3.1.3.1, on a présenté des modèles empiriques de la courbe caractéristique qui permettent de simplifier la résolution des équations d'écoulement en milieu non saturé en représentant les données $\theta - (u_a - u_w)$. En introduisant ces équations dans les modèles théoriques de la section précédente, on obtient des modèles dits physico-empiriques. Dépendant de la solubilité des intégrales résultantes, Vereecken (1988) distingue entre les solutions analytiques (ou forme close) et semi-analytiques. Notons qu'il est possible d'obtenir une solution approximative à ces intégrales en procédant par voie de sommations (*cf.* Fredlund *et al.*, 1994). Conséquemment, une connaissance préalable des paramètres décrivant la courbe caractéristique est suffisante à la détermination de $k_r(\Theta)$, $k_r(\theta)$ ou $k_r(u_a - u_w)$.

Le tableau A.4 présente les solutions analytiques aux modèles statistiques *CCG*, *MQ*, *KUG*, *BUR* et *MUA* en considérant les modèles empiriques *BC* et *VG* de la courbe caractéristique. Notons que ces solutions ont été puisées dans les ouvrages de Brooks et Corey (1964), Mualem (1976 (a)) et van Genuchten (1980). Notons que les restrictions permettant d'obtenir les solutions analytiques simples de van Genuchten (1980) sont attribuables à l'insolubilité des équations théoriques de la courbe de perméabilité avec ω et ν indépendants lorsque ν est inférieur à 2 et 1 pour les modèles de Burdine et Mualem respectivement. Malgré qu'il a été démontré que l'utilisation de ces restrictions sur l'équation empirique de la courbe caractéristique en réduit la flexibilité

(cf. section 2.3.1.3.1), leurs effets sur la courbe de perméabilité ne sont pas encore définis (van Genuchten *et al.*, 1991). Van Genuchten *et al.* (1991) proposent donc de découpler la courbe caractéristique et la courbe de perméabilité en utilisant la restriction propice lors de la détermination de la courbe de perméabilité et de redéfinir la courbe caractéristique avec ω et v indépendants. Cependant, rappelons qu'il est primordial que la relation empirique de la courbe caractéristique décrive adéquatement la répartition de la taille des pores afin d'obtenir une bonne prédiction de la courbe de perméabilité. Notons que l'efficacité des solutions analytiques simples de van Genuchten (1980) a été évaluée par quelques auteurs dont Stephens et Rehfeldt (1985), van Genuchten et Nielsen (1985), Reutenauer et Ambroise (1992), Stephens (1992), Yates *et al.* (1992 (a) et (b)) et Mace *et al.* (1998).

Dans le cadre de cette étude, on procédera généralement par voie de sommation lors de l'estimation de la courbe de perméabilité et ce, afin de ne pas introduire de biais en imposant des restrictions au modèle empirique de la courbe caractéristique.

2.3.2.3.3 Modèles hystérétiques

Les modèles conceptuels permettant de décrire l'hystérésis capillaire (cf. section 2.3.1.3.3) sont étendus afin de permettre la prédiction de la courbe de perméabilité. Mualem (1976 (b)) a généralisé deux types de modèles conceptuels, soit : les modèles *domaines indépendants* (cf. Mualem, 1974) et *domaines dépendants implicites*

(cf. Mualem 1976 (b)). Ces modèles généralisés requièrent la connaissance du coefficient de perméabilité, à une succion matricielle quelconque, en plus de l'information préalablement requise au modèle conceptuel considéré. En pratique, les données requises au calibrage de ces deux modèles conceptuels (cf. tableau 2.1) dépassent considérablement l'information disponible, en l'occurrence, un seul segment de la courbe caractéristique. Conséquemment, ce type de modèle n'est pas considéré dans le cadre de cette étude.

CHAPITRE III

ÉVALUATION DES MÉTHODES INDIRECTES POUR LA DÉTERMINATION DES PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES EN CONDITIONS NON SATURÉES

La caractérisation appropriée des paramètres intrants à la modélisation de l'écoulement de l'eau dans les sols non saturés, est essentielle à l'obtention de résultats représentatifs de phénomènes observables. Conscients de la nécessité d'une rigoureuse objectivité, on utilise donc certaines données expérimentales de la section 2.3 afin de collationner différentes méthodes indirectes pour la détermination de la courbe caractéristique et de la courbe de perméabilité.

3.1 Courbe caractéristique sol-eau

3.1.1 Modèles empiriques

On a précédemment indiqué que les paramètres de modèles empiriques peuvent être déterminés par une procédure d'ajustement de courbe et ce, lorsque le nombre de données expérimentales est supérieur ou égal au degré de liberté de l'équation choisie.

La méthode des moindres carrés, utilisée dans le cadre de cette étude, consiste à minimiser les carrés des écarts entre les valeurs observées et les estimations obtenues de

l'estimateur. Les paramètres de l'estimateur sont donc obtenus en minimisant la fonction objective suivante :

$$O(\mathbf{b}) = \sum_{i=1}^N \left(\theta_i - \hat{\theta}_i(\mathbf{b}) \right)^2 \quad [3.1]$$

où :

- θ_i : teneur en eau volumétrique observée, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
- $\hat{\theta}_i(\mathbf{b})$: estimation de la teneur en eau volumétrique avec le modèle de régression, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
- $\mathbf{b}$: vecteur des paramètres du modèle de régression;
- N : nombre de couple d'observations $(\theta_i, (u_a - u_w)_i)$.

Puisque les équations permettant d'obtenir $\hat{\theta}_i(\mathbf{b})$ sont toutes non linéaires (cf. tableau A.1), l'optimisation de la fonction [3.1] est effectuée selon une, ou une combinaison des méthodes suivantes : quasi-Newton, Simplex, Hooke-Jeeves, Rosenbrock ou Marquardt (cf. Marquardt, 1963; StatSoft Inc., 1996).

On utilise donc cette procédure afin de déterminer les paramètres des cinq modèles empiriques retenus à la section 2.3.1.3.1, en l'occurrence les modèles *BC*, *VG*, *F1*, *F2* et *GL*. Notons que le paramètre $(u_a - u_w)_r$ du modèle étendu *F2* est arbitrairement fixé à une valeur de 300 kPa.

La qualité de l'ajustement de la courbe aux points expérimentaux est évaluée avec le coefficient de détermination r^2 , le carré moyen résiduel $CM_{RÉS}$ et le graphique des valeurs observées en fonction des valeurs estimées. Le coefficient de détermination, ou coefficient d'explication, représente la proportion de la variation totale (*SCT*) dans les

observations θ_i qui est expliquée par la courbe de régression (SCR) et s'exprime comme le rapport de la variation expliquée à la variation totale, soit :

$$r^2 = \frac{SCR}{SCT} = \frac{\sum_{i=1}^N (\hat{\theta}_i - \bar{\theta})^2}{\sum_{i=1}^N (\theta_i - \bar{\theta})^2} = \frac{\sum_{i=1}^N \left(\hat{\theta}_i - \left(\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N \theta_i \right) \right)^2}{\sum_{i=1}^N \left(\theta_i - \left(\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N \theta_i \right) \right)^2} \quad [3.2]$$

où : θ_i : teneur en eau volumétrique observée, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
 $\hat{\theta}_i$: teneur en eau volumétrique estimée, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$;
 $\bar{\theta}$: moyenne arithmétique des teneurs en eau volumétrique observées, $F^0 \cdot L^0 \cdot T^0$.

Le carré moyen résiduel correspond à la variance inexpliquée par la régression ou variance résiduelle et s'énonce :

$$CM_{RÉS} = s^2 = \frac{SC_{RÉS}}{N - P} = \frac{\sum_{i=1}^N (\theta_i - \hat{\theta}_i)^2}{N - P} \quad [3.3]$$

où : $SC_{RÉS}$: variation inexpliquée (attribuable aux résidus);
 P : nombre de paramètres du modèle de régression.

Un bon ajustement se manifeste par une valeur élevée du coefficient de détermination ainsi qu'une faible valeur du carré moyen résiduel. Incidemment, les points du graphique des valeurs observées en fonction des valeurs estimées doivent suivre une droite 1 : 1. Malgré un coefficient de détermination élevé, la variance résiduelle peut être trop grande pour assurer des estimations acceptables. En effet, en ajoutant des paramètres à une équation donnée, on induit généralement une augmentation du coefficient de détermination qui ne se traduit pas nécessairement en une diminution du carré moyen résiduel. D'où l'importance de considérer les deux paramètres simultanément lors de la comparaison de différents modèles.

Au tableau 3.1, on présente les valeurs du coefficient de détermination et du carré moyen résiduel résultant de l'ajustement des divers modèles empiriques aux données expérimentales du segment initial ou principal en désorption, de sept échantillons de sable uniforme. Parmi ces échantillons, seulement cinq respectent le critère granulométrique du Ministère des Transports du Québec en matière de matériau de sous-fondation. Notons également que les représentations graphique des différents ajustements sont présentées à l'annexe C. Sur ce tableau, les données en gris pâle correspondent à des échantillons externe au fuseau granulométrique.

Tableau 3.1 Les coefficients de détermination et les carrés moyens résiduels associés aux modèles empiriques de la courbe caractéristique évalués et ce, pour les échantillons de sable uniforme.

Numéro de l'échantillon	Modèles empiriques de la courbe caractéristique									
	<i>BC</i> <i>P</i> = 4		<i>VG</i> <i>P</i> = 5		<i>F1</i> <i>P</i> = 4		<i>F2</i> <i>P</i> = 4		<i>GL</i> <i>P</i> = 5	
	r^2	$CM_{RÉS}$ ($\cdot 10^{-5}$)	r^2	$CM_{RÉS}$ ($\cdot 10^{-5}$)	r^2	$CM_{RÉS}$ ($\cdot 10^{-5}$)	r^2	$CM_{RÉS}$ ($\cdot 10^{-5}$)	R^2	$CM_{RÉS}$ ($\cdot 10^{-5}$)
1023			0,999	1,580	0,996	6,922	0,996	6,671	0,988	25,453
2310	0,998	2,500			0,999	1,553	0,999	1,554	0,997	5,767
3182			0,992	5,057	0,991	5,799	0,991	5,883	0,981	12,549
4001 †	0,998	6,500	0,999	3,824	0,999	3,584	0,999	4,247	0,998	7,706
4440	0,986	10,921			0,994	4,560	0,994	4,535	0,994	4,802
4650	0,996	9,571	0,997	8,029	0,998	4,639			0,991	23,378
PESS 7 †	0,997	6,375	0,997	6,211	0,997	6,399	0,997	6,306	0,995	9,011
$\bar{x}$ et (s) ‡	0,994 (0,006)	5,809 (4,284)			0,996 (0,003)	4,695 (2,004)	0,996 (0,003)	4,428 (2,018)	0,990 (0,006)	14,390 (9,655)

† externe au fuseau granulométrique.

‡ excluant données externes au fuseau granulométrique.

Le modèle empirique *VG* procure donc la moyenne des coefficients de détermination la plus élevée ainsi que la plus faible moyenne des carrés moyens résiduels et ce, avec de

faibles écart-types. On note également l'efficacité des modèles empiriques de Fredlund et Xing (1994) (*i.e.* $F1$ et $F2$), dont les moyennes et les écart-types des coefficients de détermination sont identiques à ceux du modèle VG . Toutefois, malgré un nombre inférieur de paramètres de régression (*i.e.* $P = 4$), ces modèles présentent des moyennes des variances résiduelles qui sont plus élevées que celle du modèle prédominant. On remarque également que, malgré sa simplicité, le modèle BC procure des résultats comparables au meilleur modèle. De plus, des carrés moyens résiduels élevés résultent de l'ajustement du modèle GL aux données expérimentales. Toutefois, le graphique des valeurs observées en fonction des valeurs estimées (*cf.* figure 3.1) présente peu de variation autour de la droite 1 : 1, ce qui implique que le modèle fournit une description adéquate de la relation entre θ et $(u_a - u_w)$. Cette affirmation est également valide pour tous les autres modèles empiriques étudiés.

Une autre analyse, tout aussi sommaire, a été effectuée avec les données expérimentales du segment initial ou principal en désorption, de huit échantillons de gravier et/ou de pierre concassé. Parmi ces échantillons, seulement cinq respectent la spécification granulométrique du Ministère des Transports du Québec en matière de matériau de fondation. Les résultats obtenus, présentés à l'annexe D, sont similaires à ceux des échantillons de sables. Toutefois, les modèles empiriques BC , VG , $F1$ et $F2$ produisent ici la même moyenne des coefficients de détermination ainsi que des moyennes des carrés moyens résiduels comparables. De plus, le modèle GL procure des résultats plus probants qu'avec les échantillons de sable. En effet, la discontinuité moins prononcée de

ces données expérimentales, près de la valeur d'entrée d'air, semble contribuer à l'amélioration de l'ajustement dudit modèle.

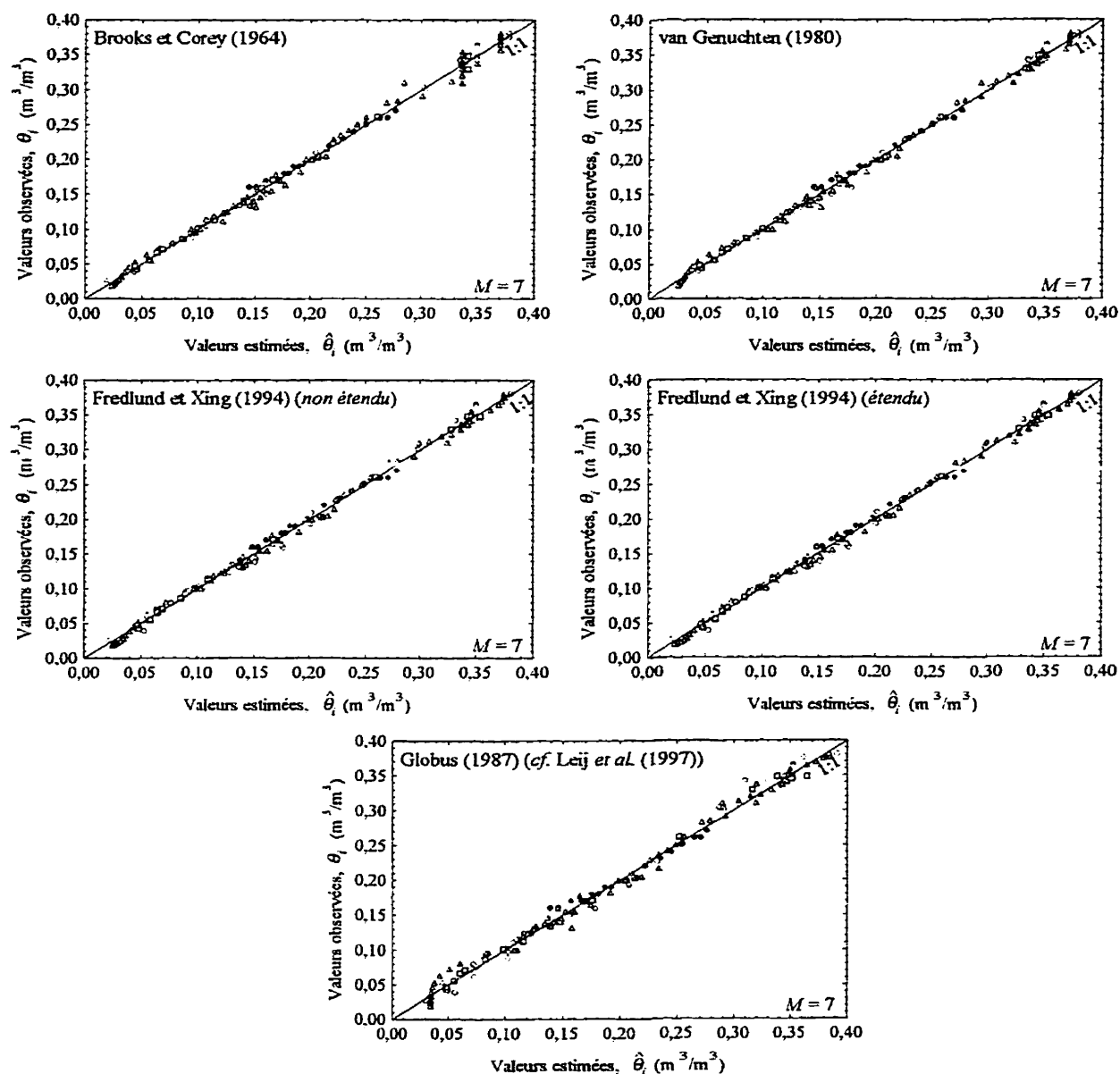


Figure 3.1 Valeurs observées de la teneur en eau volumétrique des échantillons de sable en fonction des valeurs estimées et ce, pour les cinq modèles empiriques de la courbe caractéristique sol-eau évalués (Légende : cf. figure 2.18 (b)).

3.1.2 Fonctions pédo-transferts

La détermination expérimentale de données de rétention d'eau, pour des sables uniformes québécois, a reçu peu d'attention. Conséquemment, dans cette section, on entreprend une évaluation succincte des quatre fonctions pédo-transferts retenues à la section 2.3.1.3.2.4, soit : le modèle de Haverkamp et Parlange (1986), avec et sans modification, ainsi que les modèles # 1 et # 2 de Vereecken *et al.* (1989). À l'aide des équations présentées à la section 2.3.1.3.2.4, ces fonctions permettent d'estimer certains segments de la courbe caractéristique sol-eau.

La qualité de ces estimations est évaluée en comparant la courbe obtenue avec des données expérimentales et ce, en utilisant le carré moyen résiduel et le graphique des valeurs observées en fonction des valeurs estimées. Puisque la courbe n'est pas obtenue par régression statistique, le carré moyen résiduel ou variance résiduelle, s'exprime :

$$CM_{RÉS} = s^2 = \frac{SC_{RÉS}}{N-1} = \frac{\sum_{i=1}^N (\theta_i - \hat{\theta}_i)^2}{N-1} \quad [3.4]$$

où le dénominateur est égal à $(N - 1)$ car un degré de liberté est perdu en utilisant des données expérimentales pour la détermination des $\hat{\theta}_i$. Rappelons qu'une bonne estimation se manifeste par une faible valeur du carré moyen résiduel et un graphique des valeurs observées en fonction des valeurs estimées tendant vers une droite 1 : 1.

Le tableau 3.2 présente les valeurs du carré moyen résiduel résultant de l'application de ces fonctions à sept échantillons de sable uniforme. Notons qu'il s'agit des mêmes échantillons qu'on a utilisés à la section précédente. De plus, les représentations graphiques des courbes obtenues sont présentées à l'annexe C. De façon générale, les données en gris pâle correspondent à des échantillons externes au fuseau granulométrique et/ou au champ d'application de la PTF.

Tableau 3.2 Les coefficients de détermination et les carrés moyens résiduels associés aux fonctions pédo-transferts de la courbe caractéristique évalués et ce, pour les échantillons de sable uniforme.

Numéro de l'échantillon	$CM_{RÉS} (\cdot 10^{-3})$			
	Fonctions pédo-transferts			
	Haverkamp et Parlange (1986)		Vereecken <i>et al.</i> (1989)	
	Non modifié (sans θ_r)	Modifiée (avec θ_r)	Modèle # 1	Modèle # 2
3182	12,049 ‡	10,891 ‡	1,917	
4001 †	1,416 ‡	0,553 ‡	0,124	0,200
4650	2,194 ‡	1,945 ‡	2,297	
1023	3,402 ‡	2,940 ‡	16,107	8,342
2310		4,784	18,297 ‡	4,601 ‡
4440		0,751	1,005 ‡	1,185 ‡
PESS 7 †	0,868	0,399	1,030 ‡	1,103 ‡
$\bar{x}$ et (s) §		2,768 (2,852)	6,774 (8,086)	3,756 (3,978)

† externe au fuseau granulométrique

‡ externe au champ d'application de la PTF

§ excluant échantillons externes au fuseau granulométrique et au champ d'application de la PTF

On constate que la fonction pédo-transfert de Haverkamp et Parlange (1986), sans modification, procure globalement les meilleures estimations. En effet, la moyenne des variances résiduelles, excluant les échantillons externes au fuseau granulométrique et au

champ d'application de la PTF, est la plus faible. De plus, pour ces échantillons, le graphique des valeurs observées en fonction des valeurs estimées ne diverge pas significativement de la droite 1 : 1 (*cf.* figure 3.2). Toutefois, les échantillons qui dévient du champ d'application de cette PTF, ou toute autre fonction pédo-transfert, présentent généralement de piètres estimations, d'où l'importance d'une bonne définition du champ d'application. Les champs d'applications, quoique très limitatifs, sont donc essentiels à l'utilisation adéquate de toute PTF. On note également que la PTF de Haverkamp et Parlange (1986) sous forme modifiée, fournit des estimations comparables à la fonction originale. Cependant, cette dernière requiert une connaissance préalable de la teneur en eau volumétrique résiduelle.

Malgré que le modèle # 2 de Vereecken *et al.* (1989) procure une moyenne des variances résiduelles qui est comparable à celle de la PTF prédominante, cette dernière présente également une variance résiduelle très élevée pour un des échantillons dans le champ d'application de la PTF, en l'occurrence, l'échantillon # 1023. La variabilité de l'efficacité de cette équation met donc en doute sa fiabilité en tant qu'estimateur de la courbe caractéristique pour des études à des échelles supérieures ou égales à 1 : 10000 (*cf.* Wösten et van Genuchten, 1988; Rajkai *et al.*, 1996).

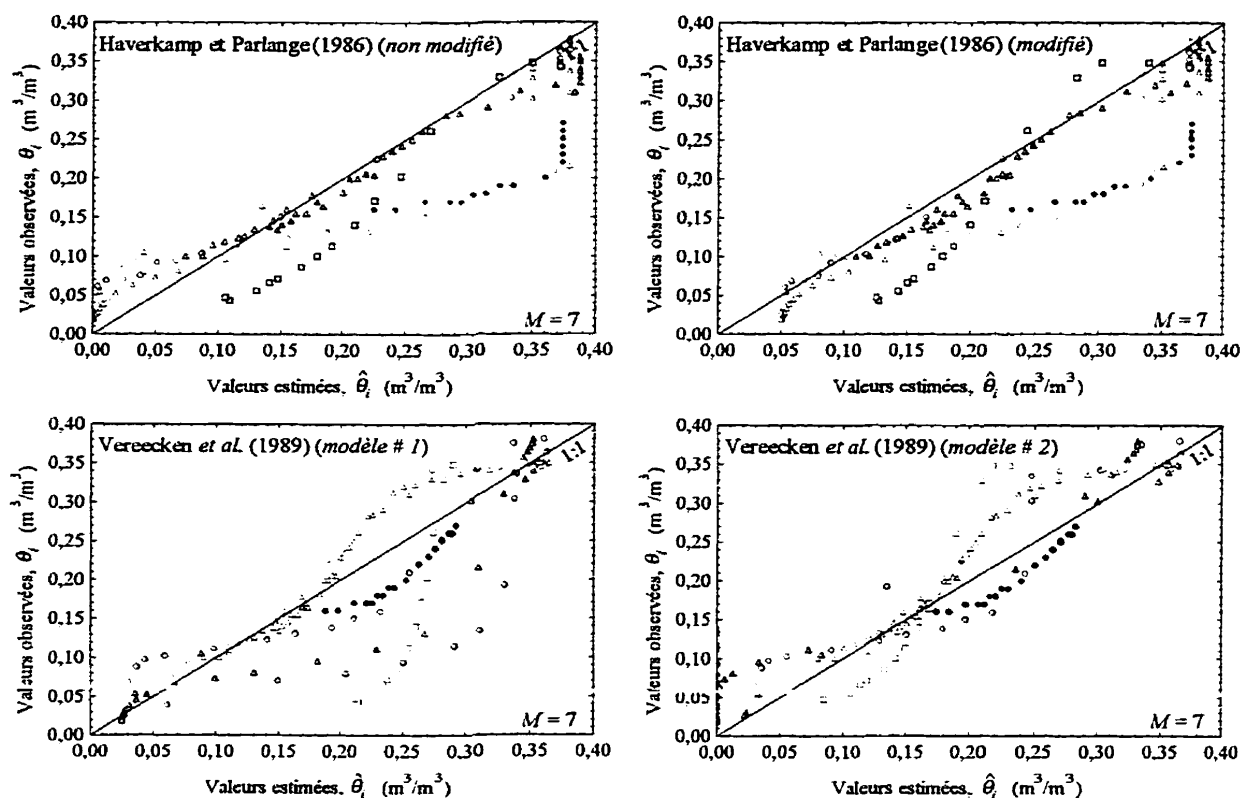


Figure 3.2 Valeurs observées de la teneur en eau volumétrique des échantillons de sable en fonction des valeurs estimées et ce, pour les quatre fonctions pédo-transferts de la courbe caractéristique sol-eau évaluées (Légende : cf. figure 2.18 (b)).

3.2 Courbe de perméabilité pour les sols non saturés

De toutes les propriétés hydrauliques en conditions non saturées, la conductivité hydraulique est la plus laborieuse à mesurer (Durner, 1994). On entreprend donc une brève évaluation de différentes fonctions pédo-transferts pour la détermination de $k(u_a - u_w)$ à partir de la courbe caractéristique sol-eau ou tout autre caractéristique du sol, plus facilement mesurable. En un premier temps, on effectue une analyse comparative des différents types de PTF, en l'occurrence les modèles théoriques

d'approche macroscopique ou microscopique ainsi que les estimations paramétriques. Afin de permettre une comparaison objective des différents modèles théoriques, on utilise uniquement le modèle empirique de van Genuchten (1980) sans restriction, afin de représenter les données $\theta - (u_a - u_w)$. Notons qu'en introduisant une équation empirique de la courbe caractéristique dans les différents modèles théoriques, on obtient des modèles dits physico-empiriques. Puisqu'un seul modèle empirique de la courbe caractéristique est employé, la différence entre les résultats obtenus sera attribuable au modèle théorique proprement dit. À la section 2.3.2.3.2.3, on a retenu les modèles théoriques *AVE*, *CCG*, *MQ*, *KUG*, *BUR* et *MUA*. En associant ces derniers au modèle empirique *VG*, on obtient les modèles physico-empiriques suivants : *AVE-VG*, *CCG-VG*, *MQ-VG*, *KUG-VG*, *BUR-VG* et *MUA-VG*. La PTF de Vereecken *et al.* (1990), *VMF*, qui permet d'estimer les paramètres du modèle empirique de la courbe de perméabilité de Gardner (1958) à partir de propriétés autres qu'hydrauliques, a également été retenue pour fin d'évaluation.

La qualité de ces estimations est évaluée avec le carré moyen résiduel et le graphique des valeurs observées en fonction des valeurs estimées. Afin de s'assurer que la gamme complète des coefficients de perméabilité soit bien représentée, une transformation logarithmique est appliquée aux données de k . Le $CM_{RÉS}$ s'exprime alors comme suit :

$$CM_{RÉS} = s^2 = \frac{SC_{RÉS}}{N-1} = \frac{\sum_{i=1}^N (\ln(k_i) - \ln(\hat{k}_i))^2}{N-1} \quad [3.5]$$

où : k_i : coefficient de perméabilité observée, $L \cdot T^{-1}$;
 $\hat{k}_i$: coefficient de perméabilité estimée, $L \cdot T^{-1}$.

Puisque les PTF requièrent des données expérimentales pour l'estimation du coefficient de perméabilité (*i.e.* $\hat{k}_i$), le dénominateur est égal à $(N-1)$.

Le tableau 3.3 présente les résultats de la performance des différentes fonctions pédo-transferts de la courbe de perméabilité et ce, pour les quatre échantillons de sable uniforme dont on possède des données $k - (u_a - u_w)$ du segment initial ou principal en désorption. Tandis que les représentations graphiques des courbes estimées sont présentées à l'annexe C. Dans cette section, les résultats en gris pâle représentent les échantillons qui sont externes au fuseau granulométrique.

Tableau 3.3 Les coefficients de détermination et les carrés moyens résiduels associés aux fonctions pédo-transferts de la courbe de perméabilité évaluées et ce, pour les échantillons de sable uniforme.

Numéro de l'échantillon	$CM_{rés}$						
	Fonctions pédo-transferts de la courbe de perméabilité						
	<i>AVE-VG</i>	<i>CCG-VG</i>	<i>MQ-VG</i>	<i>KUG-VG</i>	<i>BUR-VG</i>	<i>MUA-VG</i>	<i>VMF</i>
3182	1,952	2,626	2,696	1,556	1,568		12,478
4001 †	11,491	5,706	2,023	2,664	1,059	2,901	3,254
4650		9,974	45,891	34,189	35,713	20,587	9,137
1023	5,787		7,048	5,639	5,714	4,079	232,856
$\bar{x}$ et (s) ‡		5,208 (4,132)	18,545 (23,782)	13,795 (17,780)	14,332 (18,632)	8,643 (10,440)	84,824 (128,211)

† externe au fuseau granulométrique.

‡ excluant données externes au fuseau granulométrique.

Le seul modèle théorique d'approche macroscopique analysé, *AVE*, procure généralement les meilleures estimations. En effet, cette PTF présente la plus petite moyenne des variances résiduelles ainsi qu'une petite variabilité desdites variances

(i.e. s est petit). Malgré cette efficacité de prédiction, ce type de modèle présume que les pores sont uniformes, et ne peuvent donc pas être utilisés pour la supputation de différents segments de la courbe de perméabilité. En fait, Mualem (1992) indique que l'équation de Averjanov, sous forme $k((u_a - u_w))$, est mathématiquement conséquente mais ne possède pas, ou peu, de rationnelle physique. Cette limitation n'est cependant pas applicable aux modèles théoriques d'approche microscopique (i.e. modèles statistiques). Malgré que cette comparaison soit effectuée avec très peu de données expérimentales, l'ordre des modèles statistiques est analogue à celui de l'étude de Vereecken (1995). En effet, le modèle statistique *CCG* procure les meilleures performances suivit de près par le modèle *MUA*, tandis que les performances des autres modèles sont médiocres. De plus, les modèles *CCG*, *MQ* et *KUG*, qui se différencient uniquement par le paramètre de l'interaction de la taille des pores l , présentent des résultats qui sont fonction de l . En effet, la performance des modèles croît avec la diminution de la valeur du paramètre de l'interaction de la taille des pores.

On note également que le modèle d'estimation paramétrique n'offre pas un rendement comparable aux modèles théoriques. Effectivement, sa moyenne des variances résiduelles est environ 15 fois plus élevée que celle du meilleur modèle statistique. Toutefois, l'importance de la variance résiduelle de l'échantillon # 1023 influe énormément sur cette moyenne. La tendance de ces résultats ne devrait donc pas être une indication que la méthode est invalide.

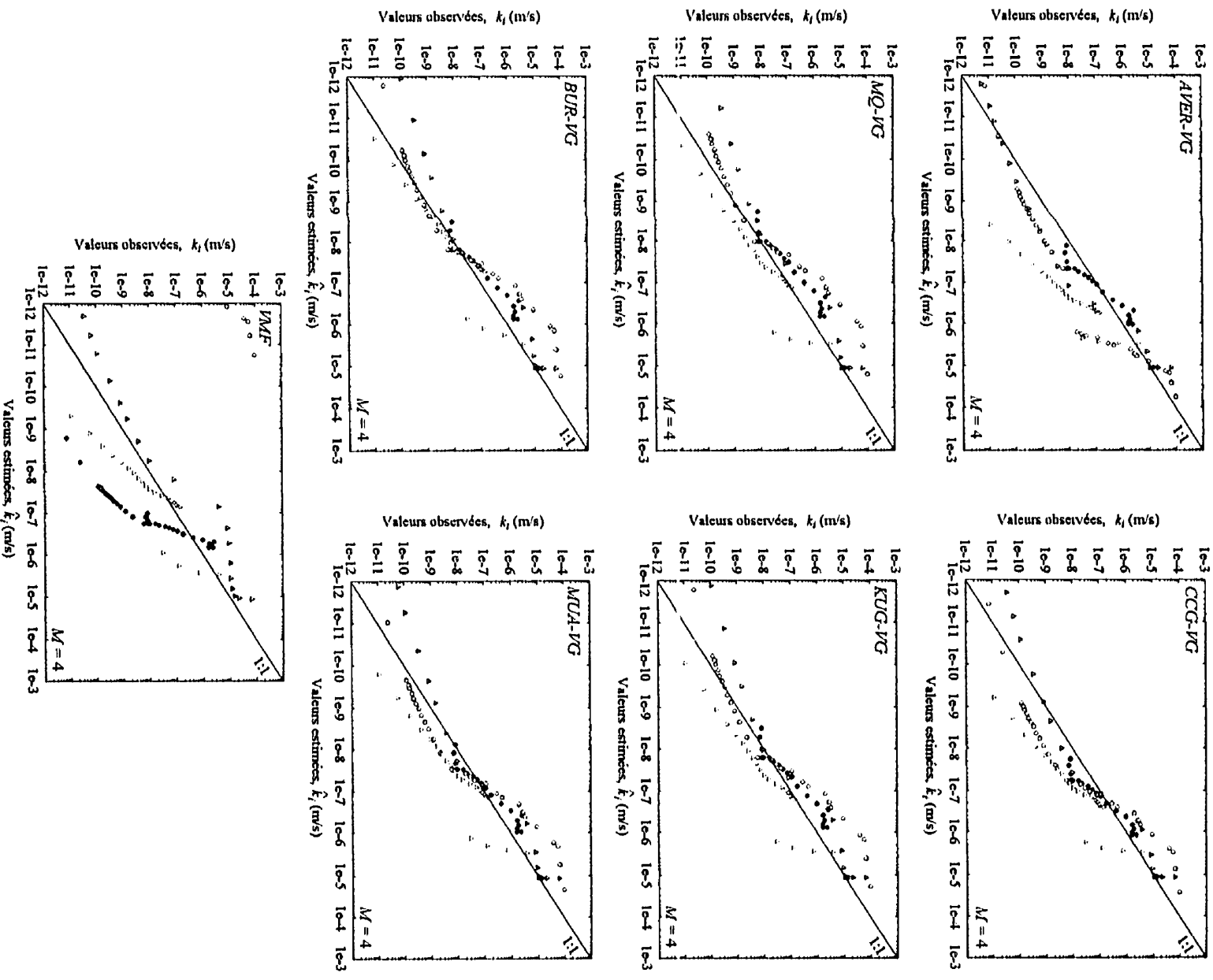


Figure 3.3

Valeurs observées du coefficient de perméabilité des échantillons de sables en fonction des valeurs estimées et ce, pour les sept fonctions pédo-transferts de la courbe de perméabilité évaluées (Légende : cf. figure 2.20 (b)).

En consultant le graphique des valeurs observées en fonction des valeurs estimées (*cf.* figure 3.3), on remarque d'emblée que même les meilleurs modèles présentent une grande variabilité autour de la droite 1 : 1. En fait, toutes ces fonctions pédo-transferts peuvent ne pas être propices à la détermination de la courbe de perméabilité de sol spécifique à un site donné (*cf.* Yates *et al.*, 1992(a) et (b); Vereecken, 1995).

Une analyse similaire a également été effectuée avec le seul échantillon de gravier pour lequel on possède des données de la courbe de perméabilité. Les résultats de cet échantillon, présentés à l'annexe D, sont quasi identiques à ceux des échantillons de sables uniformes.

Maintenant qu'on a établi que le modèle statistique *CCG* est le plus propice à la détermination de la courbe de perméabilité d'échantillons de sable et de gravier, on doit déterminer le modèle empirique de la courbe caractéristique sol-eau qui décrit le plus adéquatement la répartition de la taille des pores remplis d'eau. Rappelons que les modèles physico-empiriques, qui découlent de modèles statistiques, requièrent une connaissance préalable de la courbe caractéristique afin de décrire ladite répartition. En effet, un modèle empirique de la courbe caractéristique peut adéquatement s'ajuster aux données $\theta - (u_a - u_w)$ d'un sol particulier, sans nécessairement bien décrire la répartition de la taille des pores remplis d'eau. À titre d'exemple, la figure 3.4 présente l'ajustement des cinq modèles empiriques retenus ainsi que les fonctions de répartition de la répartition de la taille des pores remplis d'eau et ce, pour l'échantillon #4650.

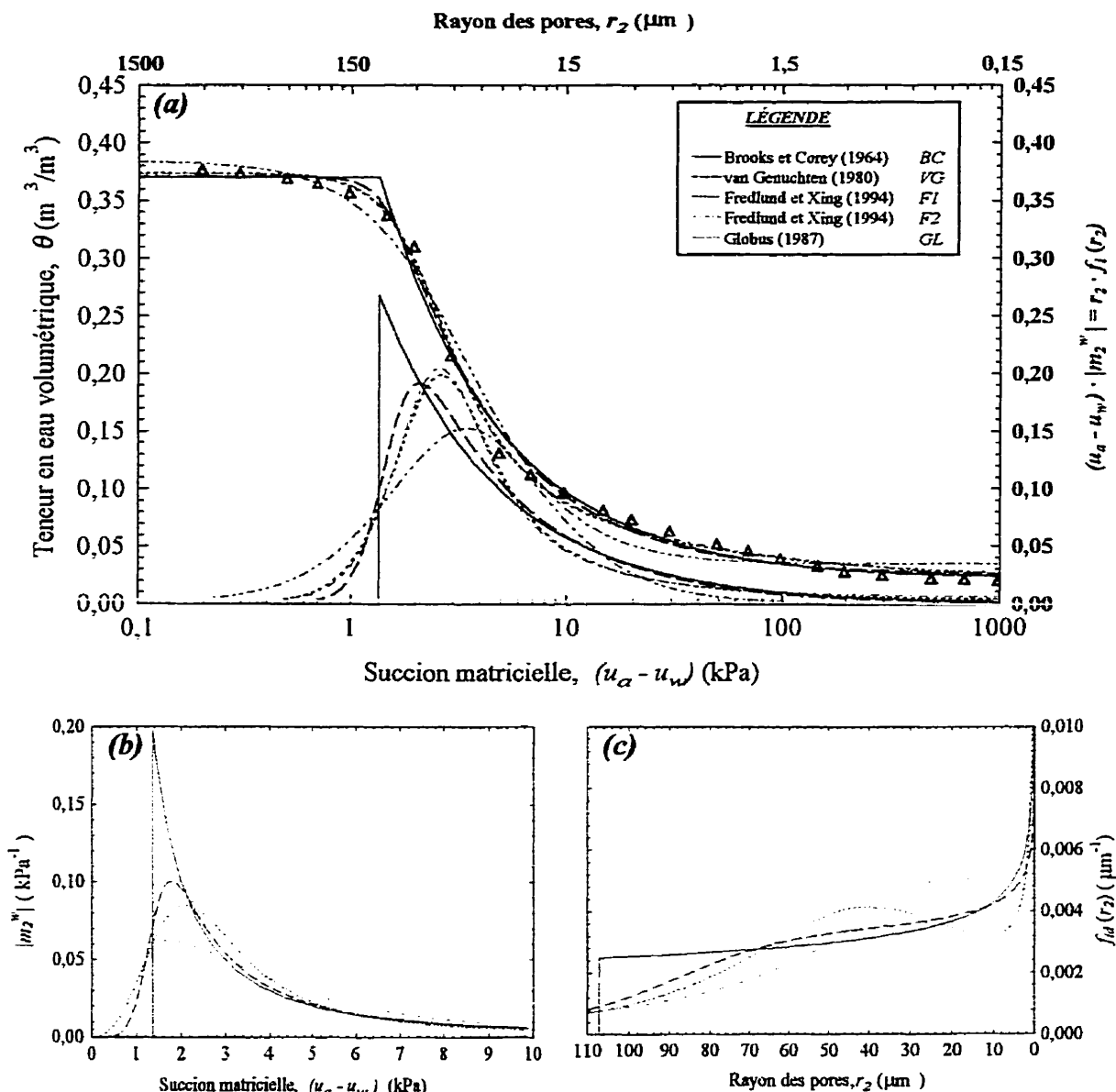


Figure 3.4 Différents modèles empiriques de la courbe caractéristique sol-eau ainsi que les fonctions de répartition dont elles proviennent et ce, pour l'échantillon de sable uniforme # 4650 en désorption initiale.

- (a) Fonctions de répartition cumulatives ainsi que les fonctions dont elles découlent sur une échelle semi-logarithmique (ln - lin.).
- (b) Fonctions de répartition de la répartition de la suction matricielle des pores remplis d'eau.
- (c) Fonctions de répartition de la répartition de la taille des pores remplis d'eau.

Malgré que les cinq modèles empiriques décrivent adéquatement la courbe caractéristique de la figure 3.4 (a), le comportement des fonctions de répartition de la répartition de la taille des pores (*i.e.* Figure 3.4 (c)) diverge significativement lorsqu'on s'éloigne du système poreux principal (*cf.* Durner, 1994). En effet, la divergence des comportements asymptotiques des différentes courbes caractéristiques à de faibles et fortes succions matricielles induit des différences marquantes dans ces fonctions.

L'influence des différents comportements asymptotiques, vers les succions matricielles élevées, peut être observée en comparant les fonctions de répartition de la répartition de la taille des pores remplis d'eau des modèles empiriques *VG* et *GL* pour des rayons inférieurs à $2\ \mu\text{m}$ (*i.e.* succion matricielle élevée). On constate que le modèle empirique *GL* attribue peu de petits pores, tandis que le modèle empirique *VG* en attribue une infinité. Outre cela, l'influence du comportement asymptotique de ces deux modèles, vers de petites succions matricielles, peut être observée plus facilement sur la figure 3.4 (b). Sachant que la succion matricielle est uniquement liée au rayon du pore (*i.e.* équation de Kelvin), on constate d'emblée que le modèle empirique *VG* attribue beaucoup moins de gros pores (*i.e.* faibles succions matricielles) que le modèle empirique *GL*. De plus, l'influence des plus gros pores, sur l'estimation de la courbe de perméabilité, est plus significative que celle des plus petits. Cette différence provient de l'utilisation de la loi de Hagen-Poiseuille dans la formulation des modèles microscopiques soit que, dans un pore quelconque, la vitesse d'écoulement est proportionnelle au carré de son rayon.

Les performances des différents modèles physico-empiriques qui découlent de l'association des cinq modèles empiriques de la courbe caractéristique avec le modèle statistique *CCG* de la courbe de perméabilité, pour les quatre échantillons de sable uniforme, sont présentés au tableau 3.4.

Tableau 3.4 Les coefficients de détermination et les carrés moyens résiduels des échantillons de sable uniforme pour différents modèles physico-empiriques issus du modèle statistique de Childs et Collis-George (1950).

Numéro de l'échantillon	<i>CM_{RÉS}</i>				
	Modèles physico-empiriques : Modèle statistique de la courbe de perméabilité <i>CCG</i> avec différents modèles empiriques de la courbe caractéristique				
	<i>CCG-BC</i>	<i>CCG-VG</i>	<i>CCG-F1</i>	<i>CCG-F2</i>	<i>CCG-GL</i>
3182	2,619	2,626	3,391	3,554	
4001 †	5,032	5,706	5,405	5,387	4,759
4650	7,998	9,974	4,831		46,201
1023	3,028	3,025		2,986	3,151
$\bar{x}$ et (s) ‡	4,548 (2,995)	5,208 (4,132)	3,734 (0,972)		17,143 (25,171)

† externe au fuseau granulométrique.

‡ excluant données externes au fuseau granulométrique.

Le modèle empirique *VG* ne fournit pas globalement les meilleures descriptions de la répartition de la taille des pores remplis d'eau et ce, malgré qu'il donne des performances exceptionnelles lors de la description des données de rétention d'eau. En effet, les modèles empiriques de Fredlund et Xing (1994) (*i.e.* *F1* et *F2*) procurent les meilleures moyennes des variances résiduelles. De plus, en décrivant plus adéquatement la répartition de la taille des petits pores, le modèle étendu *F2* fournit les meilleures performances. Notons également que la mauvaise description du comportement

asymptotique du modèle empirique *GL* (cf. figure 3.4) se reflète dans les résultats de performance.

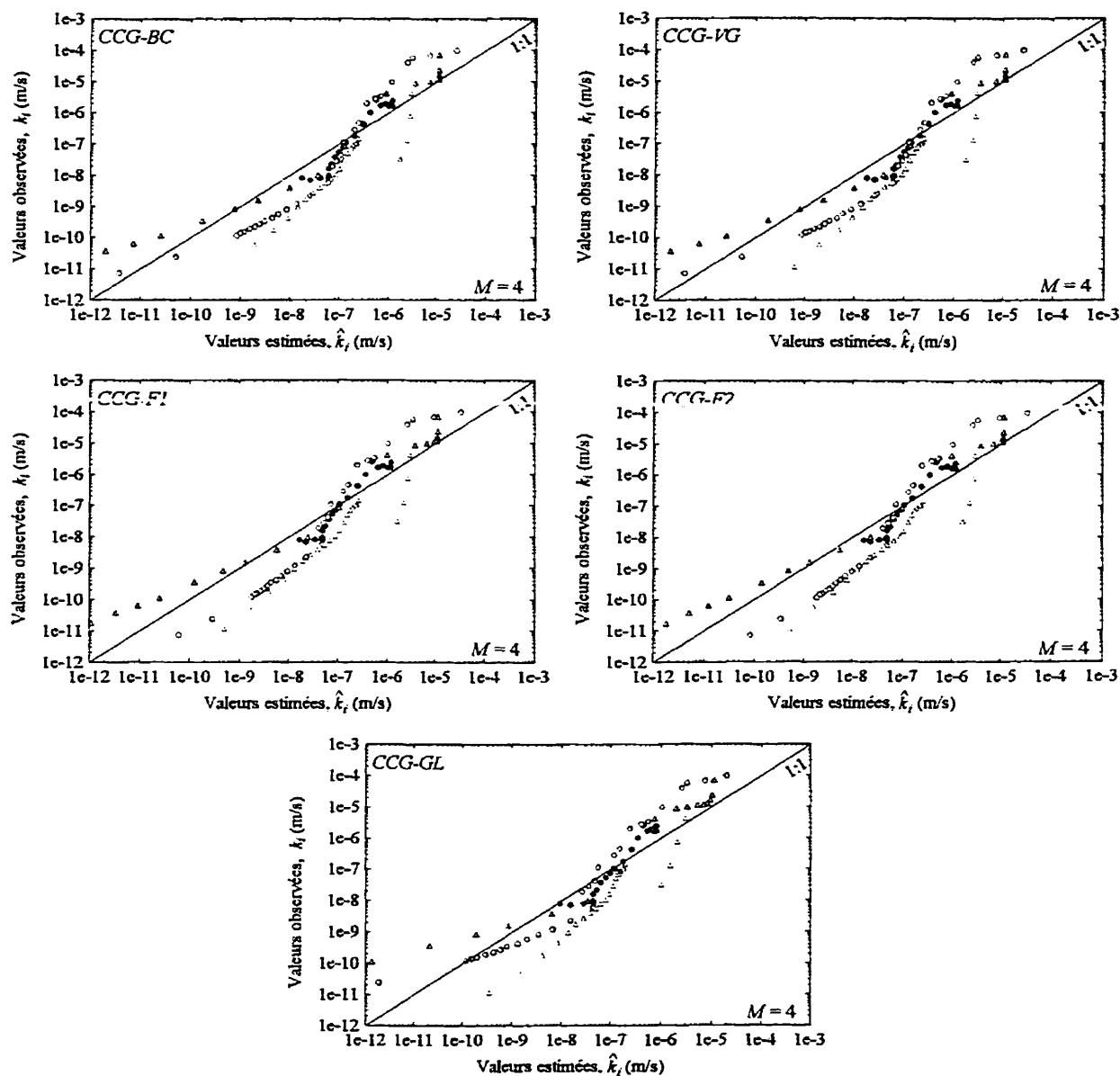


Figure 3.5 Valeurs observées du coefficient de perméabilité des échantillons de sable en fonction des valeurs estimées et ce, pour différents modèles physico-empiriques issus du modèle statistique de Childs et Collis-George (1950) (Légende : cf. figure 2.20 (b)).

Le fait d'utiliser différents modèles empiriques de la courbe caractéristique n'a cependant aucun effet significatif sur les graphiques des valeurs observées en fonction des valeurs estimées (*cf.* Figure 3.5). Une analyse similaire, avec l'unique échantillon de gravier pour lequel on possède des données expérimentales $k - (u_a - u_w)$, présente des résultats forts comparables à ceux obtenus pour les échantillons de sable uniforme (*cf.* Annexe D).

CHAPITRE IV

VALIDATION DU LOGICIEL SEEP/W POUR LES PROBLÈMES D'INFILTRATION

En utilisant des méthodes numériques pour la résolution des équations du transfert de masse dans les sols non saturés, ou tout autre équation constitutive, l'utilisateur doit faire preuve de prudence et de discipline. En effet, ce dernier doit continuellement mettre en question le modèle utilisé et s'assurer de la véracité des résultats obtenus (Baldur et Fortin, 1991). Malgré qu'il ne soit pas nécessaire que l'utilisateur connaisse le fonctionnement du logiciel en menus détails, celui-ci doit toujours avoir une méthode de vérification de l'information obtenue. L'une des meilleures méthodes connues pour effectuer cette validation est de spécifier des jeux d'essais qui seront résolus avec le logiciel. Ces jeux servent donc à confirmer ou infirmer la validité des résultats et des algorithmes du logiciel.

La problématique de cette étude porte principalement sur l'infiltration de l'eau dans les matériaux de l'assise de la chaussée. Conséquemment, un problème type d'infiltration unidimensionnelle, puisé dans la littérature (*cf.* Freeze, 1969), est résolu avec le logiciel d'éléments finis SEEP/W (GEO-SLOPE International, 1997). Les résultats sont ensuite comparés à ceux obtenus avec le logiciel CHEMFLO (Nofziger *et al.* 1989), qui utilise l'arrangement implicite de différences finies avec linéarisation explicite, précédemment validé par Haverkamp *et al.* (1977), pour résoudre l'équation de Richards.

Dans ce problème d'infiltration, également présenté dans Freeze (1974) et Freeze et Cherry (1979), la surface supérieure d'une colonne de sable Del Monte de 1200 mm est

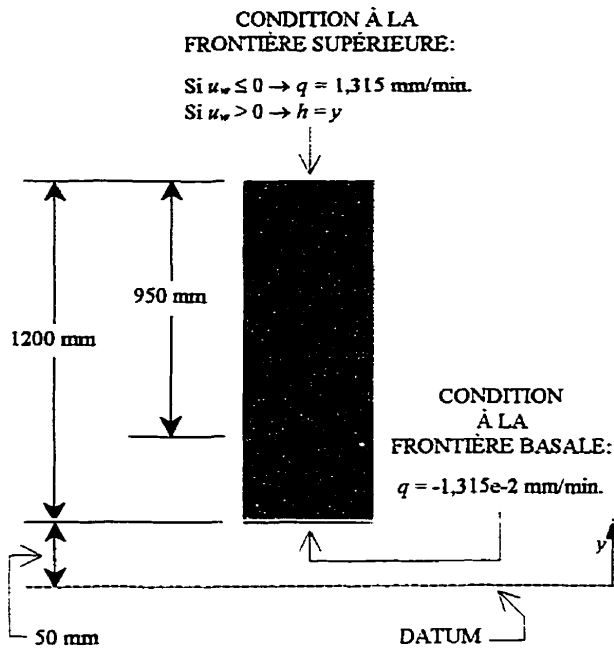


Figure 4.1 Colonne de sol utilisée pour le processus de validation.

soumise à une précipitation de 1,315 mm/min. durant 48 heures. Afin de simuler le rechargement de la nappe phréatique, sise à une profondeur de 950 mm, un débit constant est puisé de la surface basale de la colonne à un taux de $1,315 \cdot 10^{-2} \text{ mm/min.}$ Ces conditions sont simulées en imposant les conditions aux frontières de type mixte et de type Neuman présentées à la figure 4.1. Les conditions initiales sont établies en

considérant un écoulement en régime permanent vers le bas de la colonne à un taux de $1,315 \cdot 10^{-2} \text{ mm/min.}$

Les données expérimentales des propriétés hydrauliques du sable Del Monte ont été déterminées par Liakopoulos (1965) (*cf.* figure 4.2). Puisque le sable est soumis à un processus d'imbibition lors de la percolation initiale et que l'infiltration est également un processus d'imbibition, seulement le segment principal en absorption (*i.e.* MWC) de la courbe caractéristique sol-eau et de la courbe de perméabilité est considéré (*i.e.* l'hystérésis est négligée).

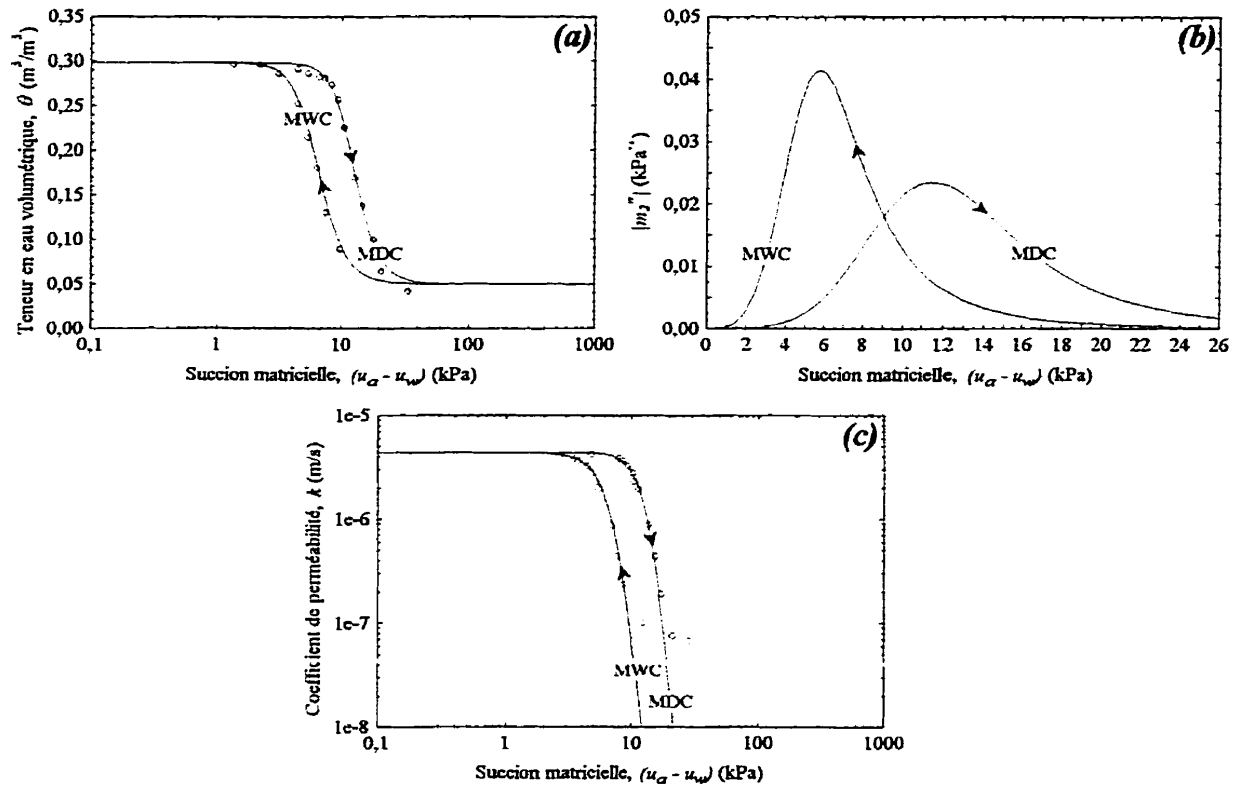


Figure 4.2 Segment principal en désorption et en absorption du sable Del Monte (D'après les données de Liakopoulos (1965)).

(a) Courbes caractéristiques sol-eau.

(b) Fonctions de répartition de la répartition de la succion matricielle.

(c) Courbe de perméabilité.

Dans le logiciel CHEMFLO, les paramètres de modèles empiriques doivent être définis comme intrants afin de décrire les propriétés hydrauliques des matériaux utilisés. Conséquemment, tous les modèles disponibles à l'utilisateur ont été ajustés aux données expérimentales et les meilleurs modèles ont été retenus pour la description des données $\theta - (u_a - u_w)$ et $k - (u_a - u_w)$. On retient donc le modèle de van Genuchten (1980) avec la restriction $\omega = 1 - (1/\nu)$ pour la description des données de la courbe caractéristique. Les données de la courbe de perméabilité sont décrites par l'équation résultante de la

solution analytique du modèle statistique de Mualem (1976 (a)) lorsque la courbe caractéristique est représentée par le modèle empirique restreint de van Genuchten (*cf.* tableau A.4). On se sert de l'équation de la solution analytique afin de décrire les données expérimentales et non de les prédire.

En régime permanent, le flux entrant et sortant d'un volume de contrôle élémentaire est le même. Par conséquent, le terme $\partial\theta/\partial t$ de l'équation générale du transfert de masse s'annule (*cf.* équation [2.33]) et le calcul devient indépendant de la courbe caractéristique. Sur la figure 4.3 (a), on constate que les conditions initiales obtenues par les deux logiciels sont identiques et qu'elles représentent bien un faible écoulement permanent vers la base de la colonne (*i.e.* diffère des conditions hydrostatiques). On note donc que le logiciel SEEP/W est propice à la description de ce type d'écoulement permanent où la courbe caractéristique n'est pas requise.

Malgré que l'évolution temporelle du taux d'infiltration des deux modèles diffère légèrement, la propagation des bulbes d'imbibition est quasi identique (*cf.* figure 4.3). Cette petite divergence peut être attribuable à la différence dans les incréments temporels employés ou encore, à la disparité entre la fonction de répartition de la pression d'eau interstitielle m_w et celle de la charge de pression d'eau interstitielle $C(h_p)$. Notons que la simulation du processus d'infiltration, en sol initialement sec, requière une fine discrétisation temporelle et spatiale. On considère donc que le logiciel SEEP/W est adéquat pour la description de l'infiltration en tant que processus transitoire.

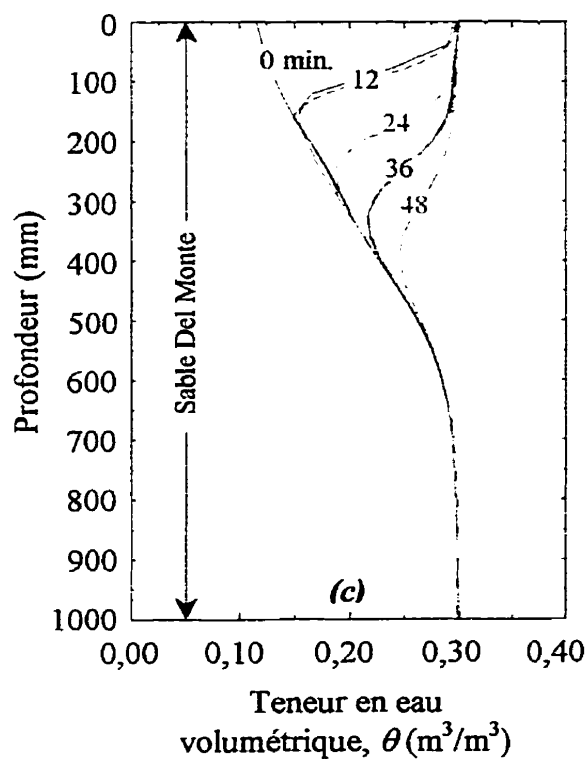
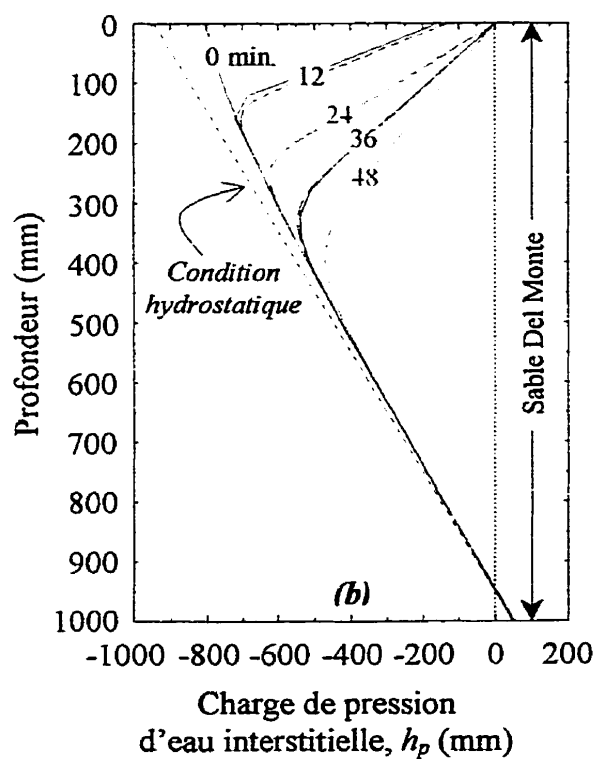
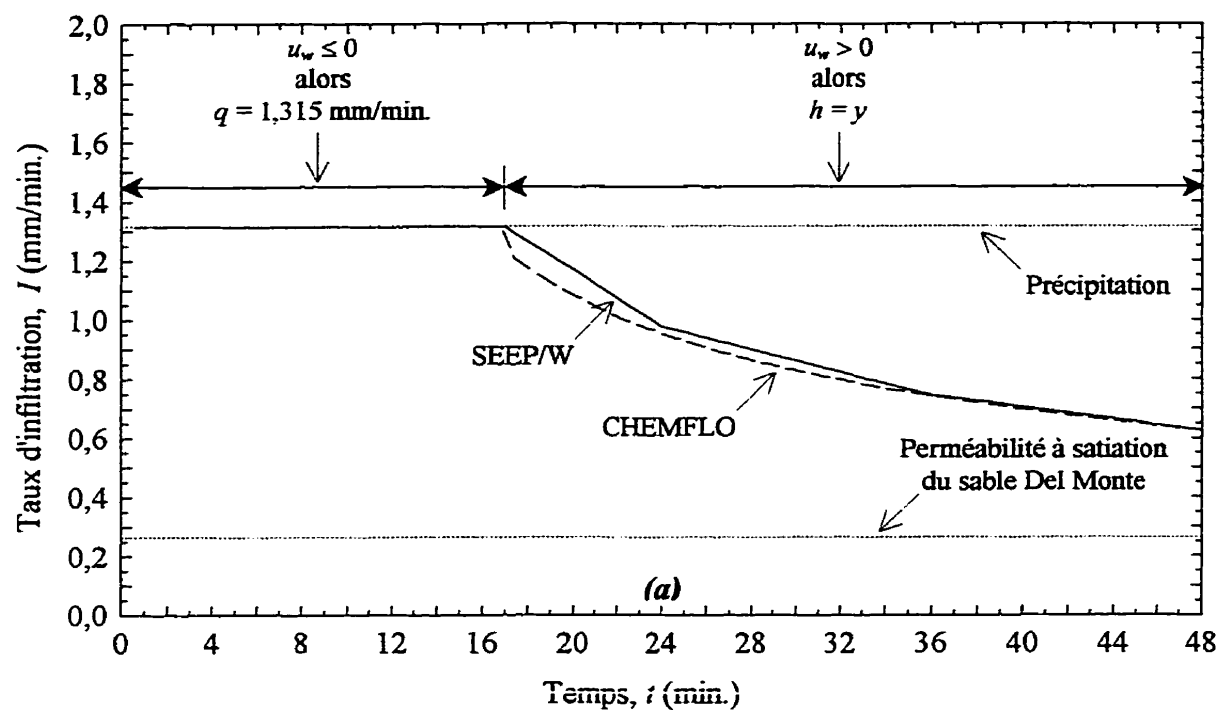


Figure 4.3 Évolutions temporelles pour le processus de validation.

(a) Débit d'infiltration.

(b) Charge de pression d'eau interstitielle.

(c) Teneur en eau volumétrique.

CHAPITRE V

PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES UTILISÉES POUR LES SIMULATIONS

Les matériaux de la fondation sont généralement des pierres concassées ou des graviers tandis que divers types de matériaux de sous-fondation peuvent être utilisés selon leur disponibilité. La présente étude considère une fondation de gravier concassé avec deux différents matériaux de sous-fondation soit : un gravier concassé et un sable à granulométrie uniforme (cf. figure 5.1). Par conséquent, les propriétés hydrauliques de deux matériaux typiques seront déterminées.

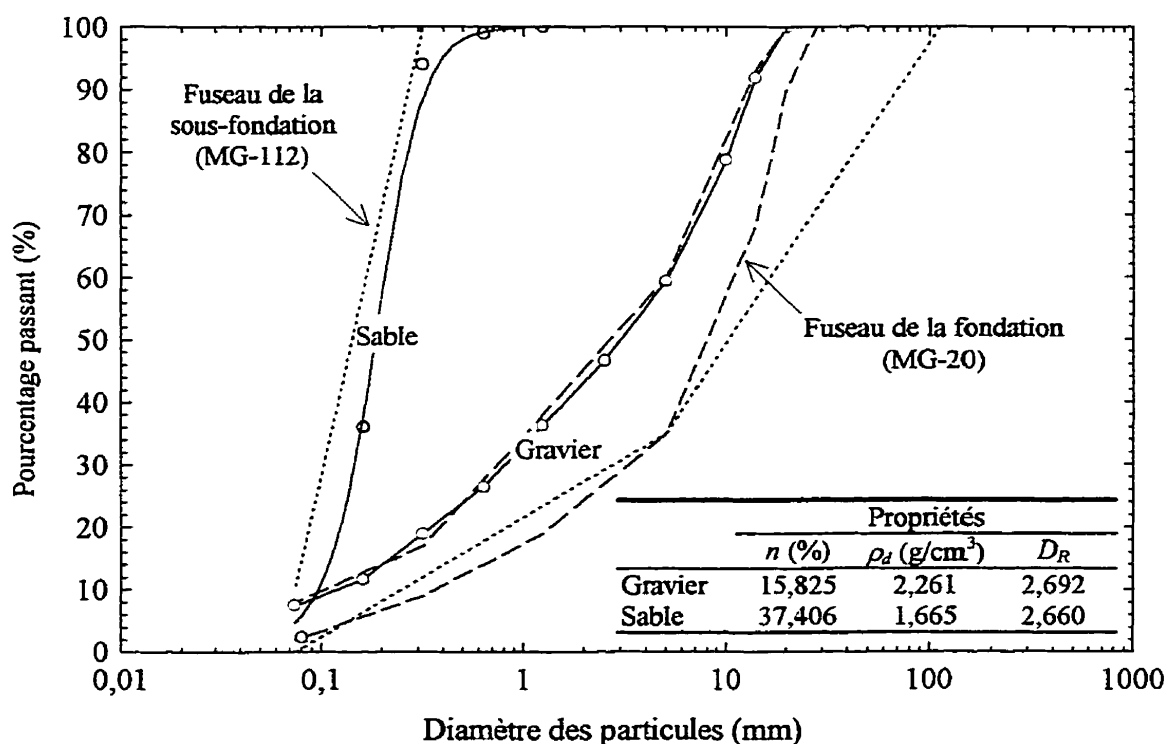


Figure 5.1 Courbes granulométriques et propriétés physiques des matériaux de fondation et de sous-fondation choisis.

5.1 Courbe caractéristique sol-eau

Afin de caractériser l'état hydraulique du sol, l'hystérésis des propriétés hydrauliques implique que, non seulement la pression d'eau interstitielle et la teneur en eau soient connues mais, également, l'historique d'absorption et de désorption (Jaynes, 1992). Considérant que les matériaux de l'assise sont initialement assujettis à de l'imbibition capillaire lors de l'atteinte de l'équilibre avec le système local d'écoulement et que l'infiltration est un processus d'imbibition, seulement la courbe principale en absorption (MWC) doit être considérée. Étant donné qu'aucune donnée expérimentale MWC n'a été déterminée, un modèle conceptuel, requérant la courbe principale en désorption pour fin de calibrage, sera employé.

Côté (1997) (ou Roy *et al.*, 1997) a déterminé la courbe principale en désorption de plusieurs échantillons de pierre (et gravier) concassée 0/20 mm dont celle d'un échantillon de gravier schisteux concassé provenant de Vallée-Jonction (QC), retenu pour la présente étude. Puisqu'il n'existe que très peu de données expérimentales de rétention pour les sables québécois à granulométries uniformes, une analyse succincte de différentes fonctions pédo-transfert a été entreprise à la section 3.1.2. De cette analyse, on retient le modèle physico-empirique de Haverkamp et Parlange (1986) sans modification, pour la détermination de la courbe principale en désorption d'un sable à granulométrie uniforme typique contenant peu de matière organique et de particules fines (*cf.* Paquet et Savard, 1994).

Dans la littérature, on retrouve plusieurs modèles permettant de prédire l'hystérésis de la courbe caractéristique (*cf.* section 2.3.1.3.3). Pour des matériaux poreux granulaires, Viaene *et al.* (1994) ont établi la supériorité des modèles hystérétiques conceptuels requérant deux segments (2-branches) de la courbe caractéristique pour fins de calibrage (MDC et MWC). Toutefois, les données de calibrage nécessaires dépassent l'information disponible. Par conséquent, le modèle 1-branche à domaines indépendants proposé par Parlange (1976), et reformulé par Haverkamp et Parlange (1986), est retenu pour la détermination de la courbe principale en absorption des deux types de matériaux. Rappelons que le modèle reformulé par Haverkamp et Parlange (1986) utilise le modèle empirique modifiée de Brooks et Corey (1964) afin de décrire la courbe caractéristique ($\theta_r = 0$).

Afin d'atténuer la discontinuité prononcée du modèle empirique de Brooks et Corey (1964) près de la valeur d'entrée d'air et de bien refléter les petits, mais importants, changements de teneur en eau qui prennent place dans les étendues de pores éloignés du système poreux principal (Durner, 1994), les données MWC prédites ($0 \leq (u_a - u_w) \leq 100$ kPa) sont ajustées avec le modèle empirique étendu de Fredlund et Xing (1994). On retient le modèle *F2* car il fournit une bonne description des données expérimentales tout en décrivant avec justesse la fonction de répartition de la répartition de la taille des pores remplis d'eau (*cf.* chapitre III). Les courbes caractéristiques résultantes, pour le gravier et le sable uniforme, sont présentées aux figures 5.2 et 5.3 respectivement.

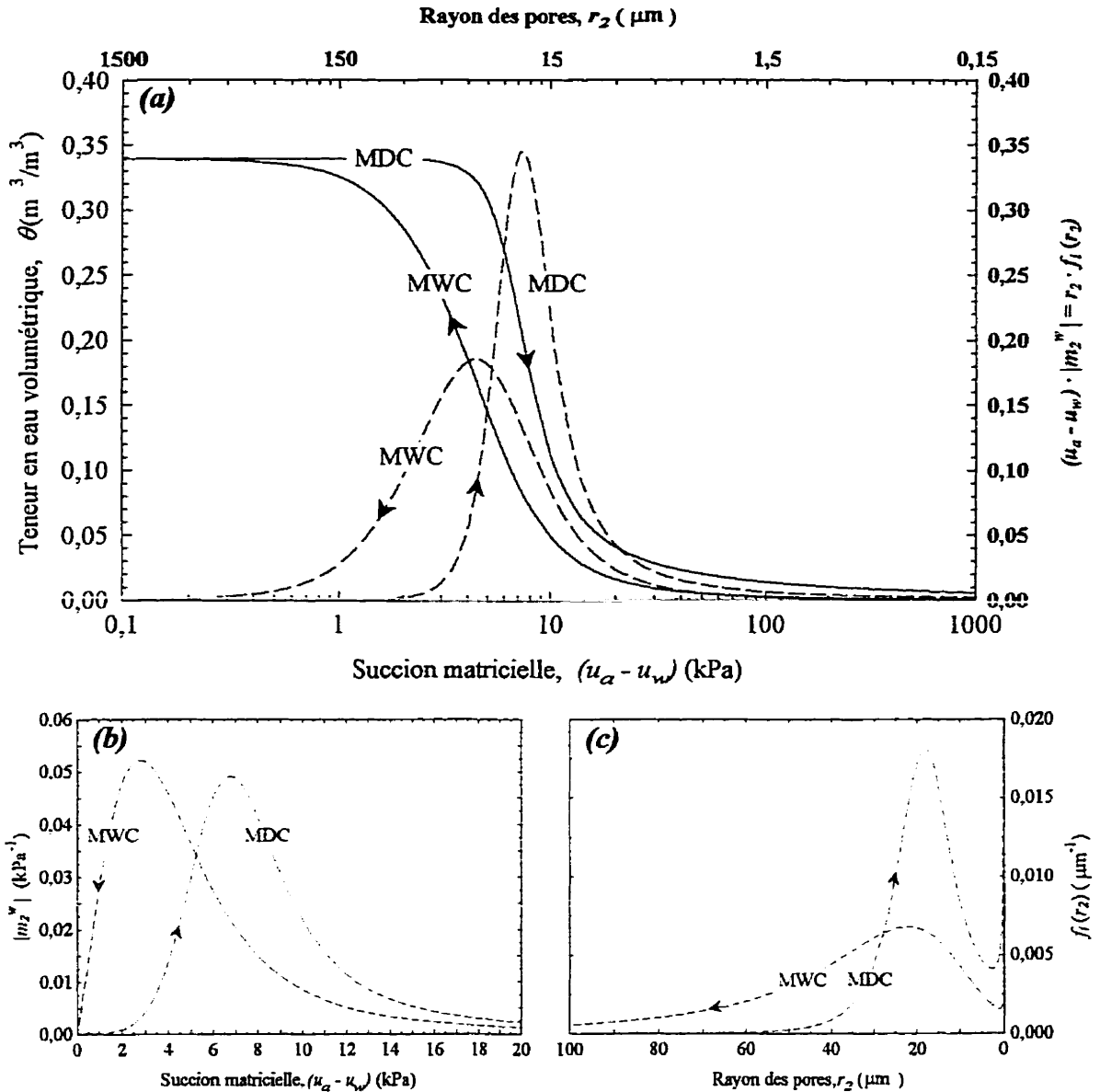


Figure 5.2 Segments de la courbe caractéristique sol-eau ainsi que les fonctions de répartition dont elles proviennent pour le sable uniforme utilisé.

- (a) Fonctions de répartition cumulatives ainsi que les fonctions dont elles découlent sur une échelle semi-logarithmique (ln - lin.).
- (b) Fonctions de répartition de la répartition de la suction matricielle des pores remplis d'eau.
- (c) Fonctions de répartition de la répartition de la taille des pores remplis d'eau.

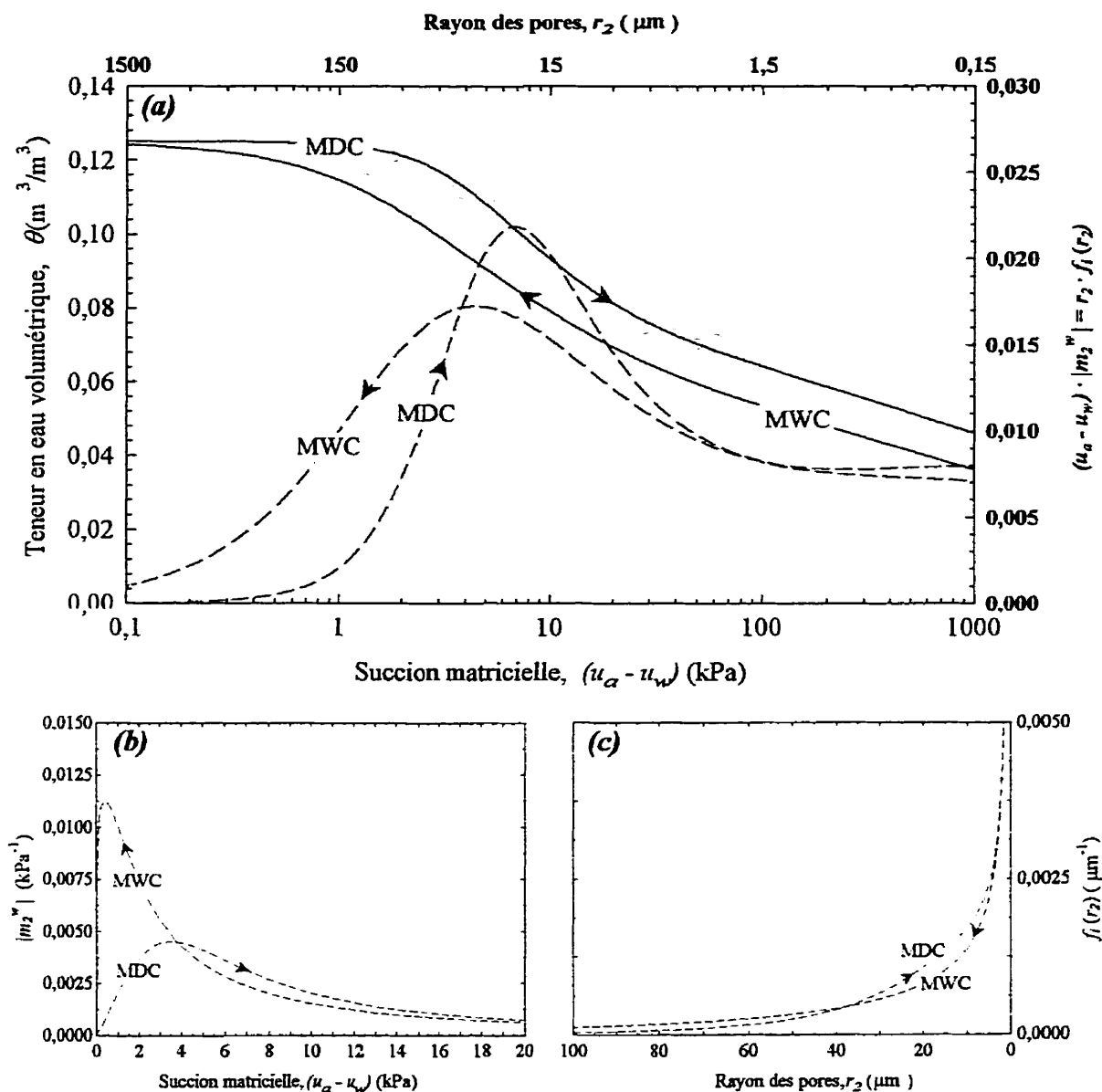


Figure 5.3 Segments de la courbe caractéristique sol-eau ainsi que les fonctions de répartition dont elles proviennent pour le gravier schisteux utilisé.

- (a) Fonctions de répartition cumulatives ainsi que les fonctions dont elles découlent sur une échelle semi-logarithmique (ln - lin.).
- (b) Fonctions de répartition de la répartition de la suction matricielle des pores remplis d'eau.
- (c) Fonctions de répartition de la répartition de la taille des pores remplis d'eau.

5.2 Courbe de perméabilité pour les sols non saturés

Puisqu'aucune donnée $k - (u_a - u_w)$ n'est disponible pour les matériaux considérés, une fonction pédo-transfert est employée afin de déterminer la courbe de perméabilité à partir de la courbe caractéristique précédemment déterminée. Suite à l'évaluation de différentes méthodes indirectes (*cf.* section 3.2), on retient le modèle physico-empirique résultant du jumelage du modèle statistique *CCG* et du modèle empirique étendu *F2* (*i.e.* *CCG-F2*). Rappelons que Kunze *et al.* (1968) ont établi que les modèles statistiques sont tout aussi valides pour les processus d'absorption que ceux de désorption. Les courbes de perméabilité résultantes sont présentées à la figure suivante.

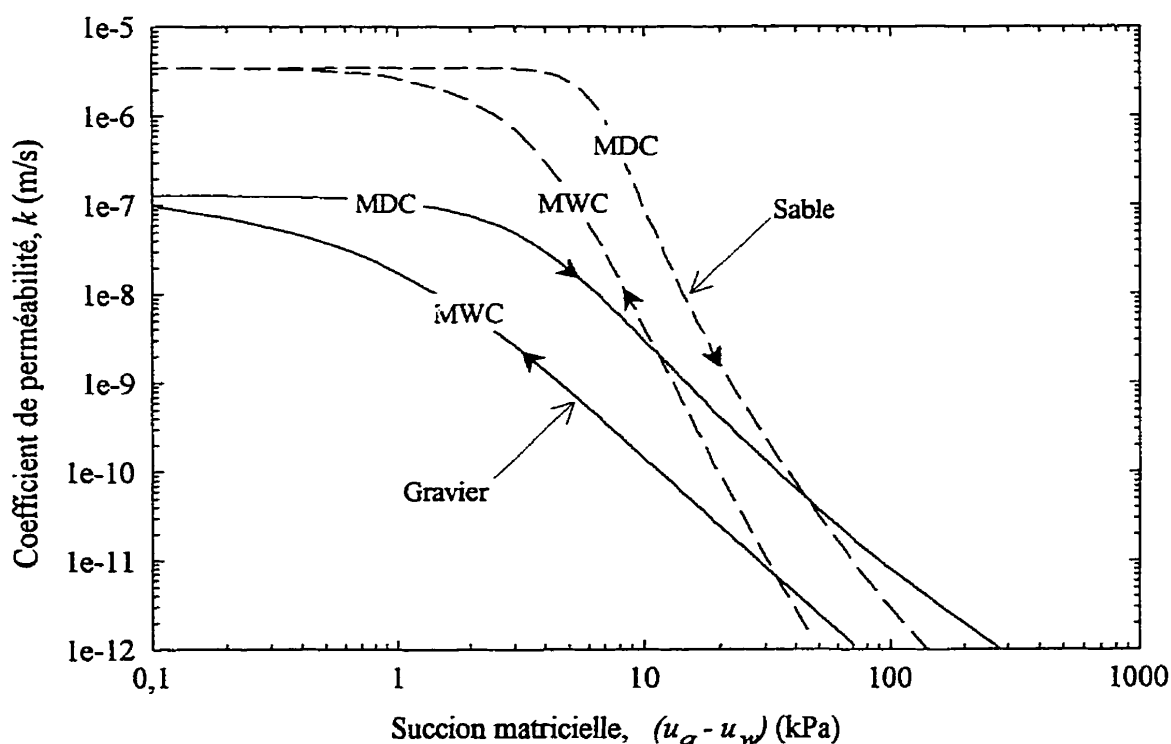


Figure 5.4 Segments de la courbe de perméabilité pour le sable uniforme et le gravier choisis.

CHAPITRE VI

RÉSULTATS ET DISCUSSION

6.1 Écoulement unidimensionnel

Afin de s'assurer de la validité de la condition à la frontière, $h = y$, utilisée dans les analyses bi-dimensionnelles subséquentes, une étude approfondie du processus

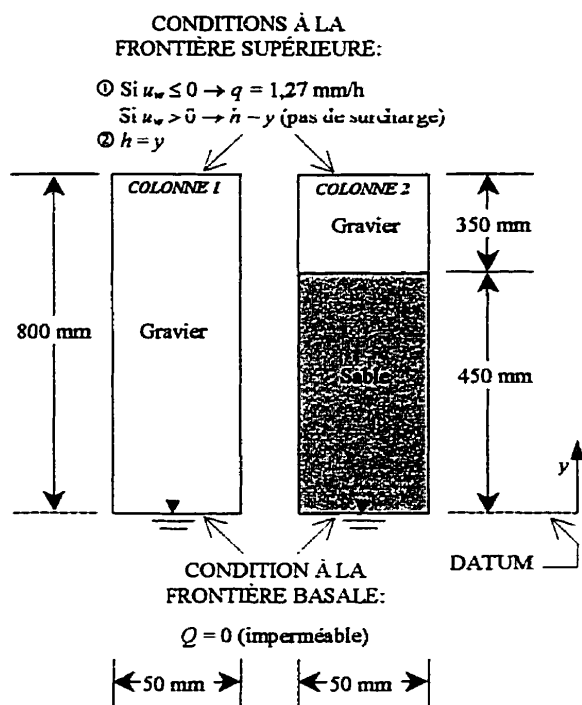


Figure 6.1 Colonnes de sol utilisées pour les analyses unidimensionnelles.

d'infiltration unidimensionnelle dans l'accotement non revêtu et dans l'arrondi d'une autoroute rurale à deux voies s'impose. Cette infiltration, hors période de gel/dégel, est modélisée avec les colonnes de la figure 6.1. Les deux colonnes sont représentatives de la conception dans diverses régions du Québec, où différents matériaux de sous-fondation peuvent être utilisés selon leurs disponibilités.

On impose d'abord une condition à la frontière supérieure permettant de simuler une précipitation d'une durée de 34,43 heures de très faible intensité, soit 0,60 mm/h d'après

les courbes intensité-durée-fréquence de la ville de Montréal (cf. El-Jabi et Rousselle, 1990). Il s'agit de la plus longue précipitation ayant une récurrence observée de 1/10 ans en période estivale (Environnement Canada, 1983(a), (b) et (c)). Sur la figure 6.2, on constate que la quantité d'eau disponible à l'infiltration n'est pas égale à la précipitation qui tombe sur l'accotement mais bien à la somme de ladite précipitation et du ruissellement provenant de la surface de la voie de roulement.

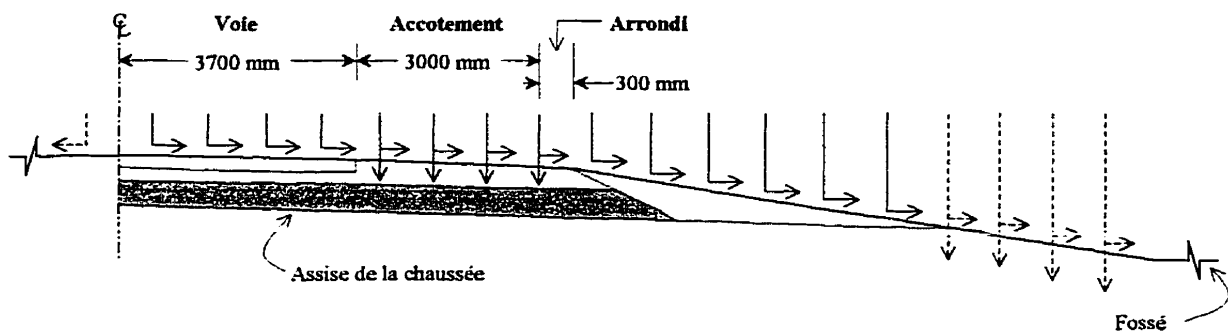


Figure 6.2 Distribution des eaux de pluie sur une autoroute rurale typique.

En redistribuant uniformément le ruissellement provenant de la voie de roulement, sur l'accotement non revêtu et l'arrondi, la précipitation initiale se traduit en la condition mixte de la figure 6.1. À cause de la pente de l'accotement (*i.e.* 4 %), la retenue d'eau à sa surface est omise (*i.e.* pas de surcharge) et ce, malgré qu'en réalité elle soit présente de façon ponctuelle (*e.g.* dans les ornières). De plus, la capacité d'infiltration des colonnes, soit la quantité maximale d'eau pouvant être absorbée, est simulée en appliquant une condition de charge imposée (*i.e.* type Dirichlet) à la frontière supérieure. La frontière basale est maintenue imperméable et les conditions initiales sont établies en considérant la présence d'une nappe phréatique à la base des colonnes.

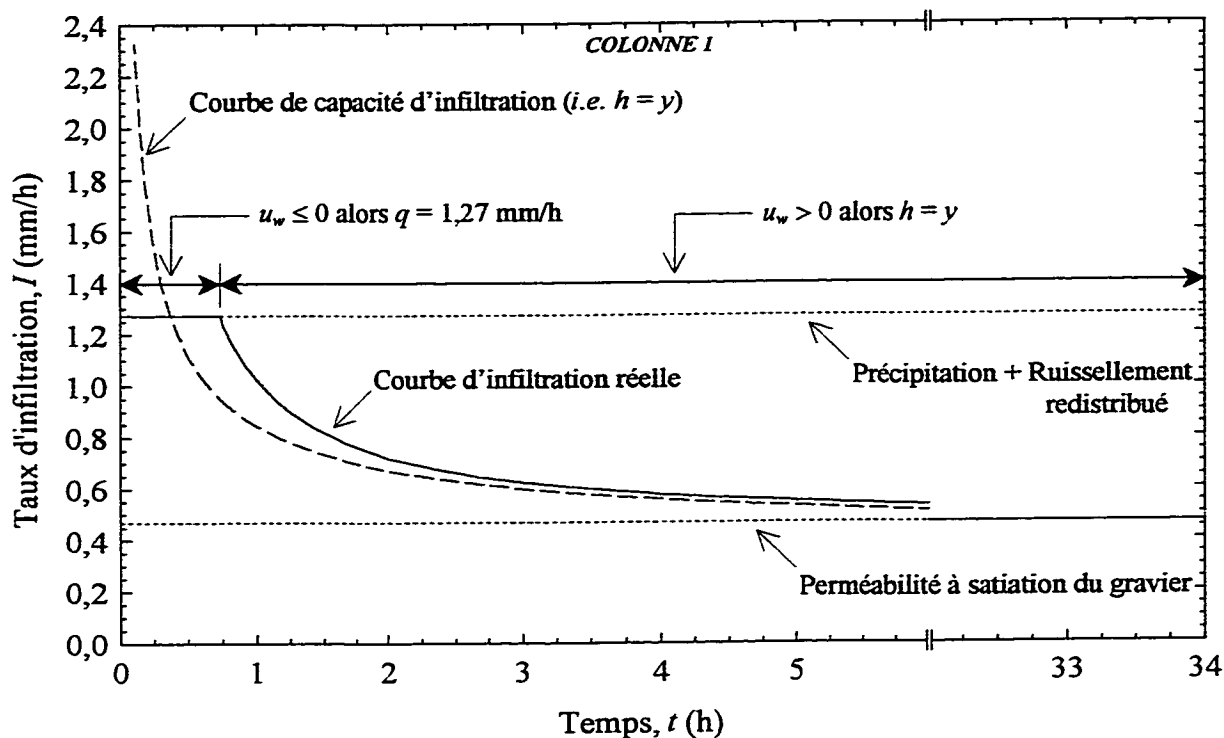


Figure 6.3 Évolution temporelle du taux d'infiltration pour la colonne 1.

Malgré que les évolutions temporelles du taux d'infiltration pour les deux conditions à la frontière divergent significativement au début de la précipitation (*cf.* figure 6.3), l'impact sur la propagation des fronts d'imbibition est négligeable (*cf.* figures 6.4 (a) à (d)). Conséquemment, on peut conclure qu'une précipitation de forte intensité a le même effet sur le degré de saturation des matériaux de l'assise qu'une précipitation de faible intensité de même durée ; l'intensité plus élevée ne fait que créer plus de ruissellement. Ceci est une observation fort importante car une précipitation de faible intensité peut être soutenue pour une plus longue période de temps. Dans son étude empirique, Ridgeway (1976) a présenté des conclusions similaires pour les joints et les fissures dans le revêtement. Étant donnée la simplicité d'application, la condition à la frontière de type Dirichlet sera donc utilisée dans les analyses bi-dimensionnelles ultérieures.

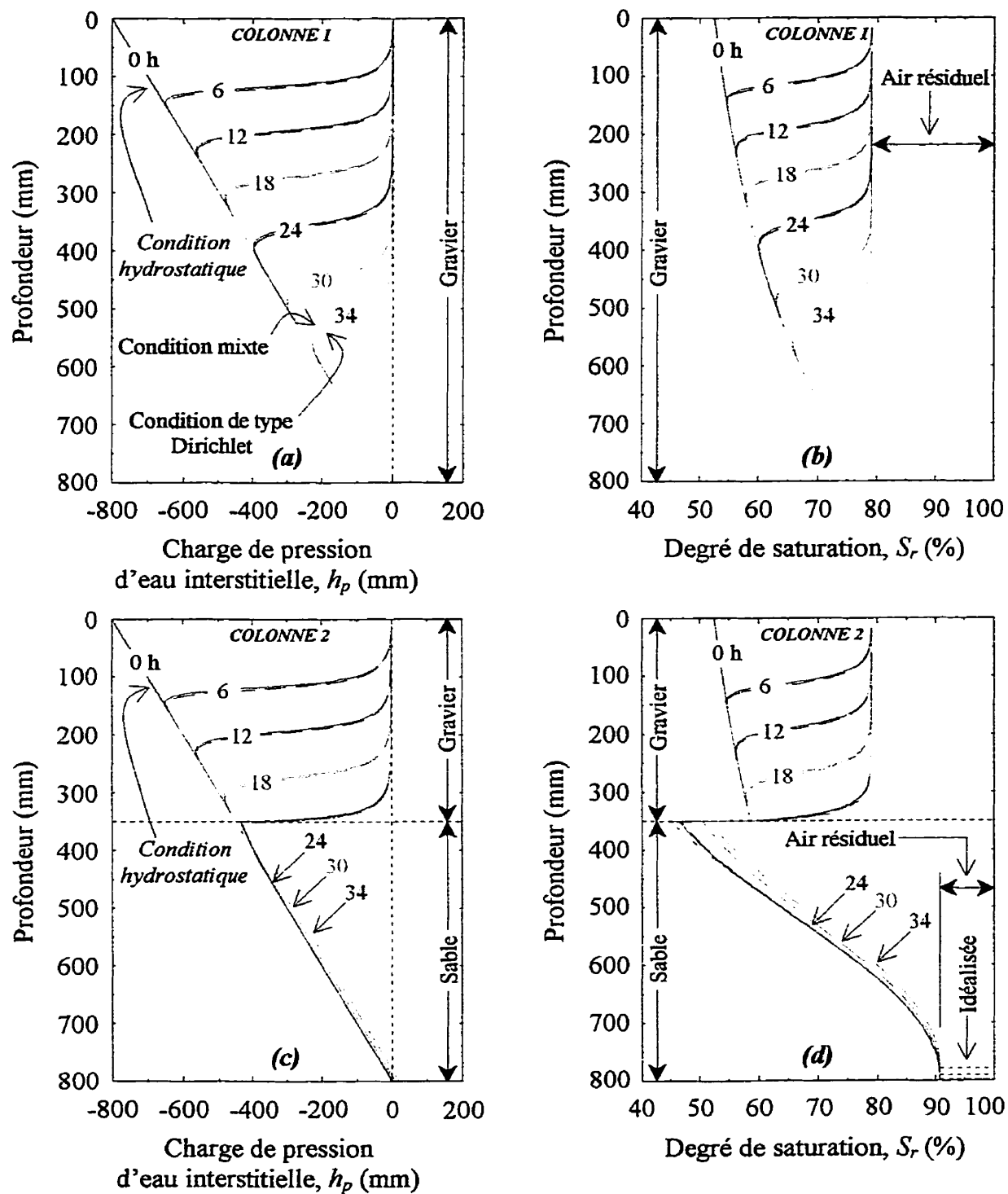


Figure 6.4 Évolutions temporelles pour les analyses unidimensionnelles.
COLONNE 1 : (a) charge de pression d'eau interstitielle.
 (b) degré de saturation.
COLONNE 2 : (c) charge de pression d'eau interstitielle.
 (d) degré de saturation.

Un examen plus approfondi de ces résultats permet de mieux comprendre le processus d'écoulement dans les matériaux non saturés de l'assise. Généralement, au début de l'infiltration, lorsque les pores se remplissent d'eau, les degrés de saturation, les charges de pression d'eau interstitielle et les charges totales croissent en fonction du temps tandis que le gradient vertical décroît. Cette diminution du gradient hydraulique est compensée par une augmentation de la perméabilité associée à une augmentation de la charge de pression d'eau interstitielle et dès lors, de la succion matricielle. La diminution du taux d'infiltration se produit lorsque la combinaison des gradients et des perméabilités dans le sol ne peut plus accepter toute l'eau disponible (*i.e.* $v_y = -k_y(u_a - u_w) \cdot \partial h / \partial y < q$). Subséquemment, le taux d'infiltration approche asymptotiquement la perméabilité à saturation du gravier (*i.e.* $v_y = -k_y(u_a - u_w) \cdot \partial h / \partial y = -k_o \cdot (-1) = 0,468 \text{ mm/h}$).

Dans le système monocouche de la colonne 1, l'évolution constante du front d'imbibition se traduit en une stabilisation temporelle des charges de pression d'eau interstitielle (*i.e.* $h_p = 0$). Malgré que la colonne ait globalement atteint son degré de saturation à saturation (*i.e.* 79,05 %), la remontée éventuelle de la nappe phréatique sera la seule eau interstitielle pouvant être évacuée par un système de drainage (*i.e.* $h_p > 0$). Un processus de stabilisation similaire peut être observé dans la fondation du système bi-couche de la colonne 2. La perméabilité plus élevée du matériau de sous-fondation de la colonne 2 permet un écoulement direct de l'eau jusqu'à la nappe phréatique et ce, sans significativement accroître le degré de saturation de ladite couche. Notons qu'il n'y a pas d'eau libre (*i.e.* $h_p > 0$) à l'interface fondation/sous-fondation d'une telle assise et

qu'une fois de plus, la remontée de la nappe phréatique constitue la seule eau pouvant être captée par un système de drainage (*i.e* la remontée de 800 à 778 mm). Malgré que la sous-fondation de sable soit plus perméable que celle de gravier, le degré de saturation de la fondation est quasi identique pour les deux colonnes. Toutefois, le degré de saturation de la sous-fondation de sable est moins élevé que celui du gravier dans la région où les sollicitations du chargement sont élevées. Ceci n'implique pas nécessairement que le sable soit une meilleure alternative que le gravier en tant que matériau de sous-fondation car l'évolution de la résistance en cisaillement avec le degré de saturation n'est pas la même pour les deux types de matériaux.

6.2 Écoulement bi-dimensionnel

6.2.1 - Analyse paramétrique du bulbe d'imbibition pour la fissuration de la couche de surface

Afin d'évaluer l'impact d'une fissuration de la couche de surface sur le comportement hydraulique de différentes configurations géométriques de chaussées, on soumet une section transversale typique d'une autoroute rurale à deux voies (symétrie par rapport au centre de la chaussée (*cf.* figure 6.5)), avec écran drainant géocomposite en rive de chaussée à la ligne de rive (ÉDRC(LR)), à une précipitation continue de 90 jours. Les conditions initiales sont établies en considérant que la nappe phréatique se situe au niveau du fond du fossé, à 1700 mm de la crête de la chaussée. Puisque la condition hydraulique demeure constante sous l'accotement, cette analyse porte exclusivement sur

la portion de la structure de chaussée sise sous la voie de roulement. Notons que cette précipitation induit des bulbes d'imbibition qui sont de dimensions supérieures à ceux qu'on retrouve in-situ, où la précipitation est intermittente. Toutefois, puisqu'il s'agit d'analyses paramétriques, dont l'objectif est de comparer différents résultats entre eux, l'irréalisme des bulbes d'imbibition est sans conséquence.

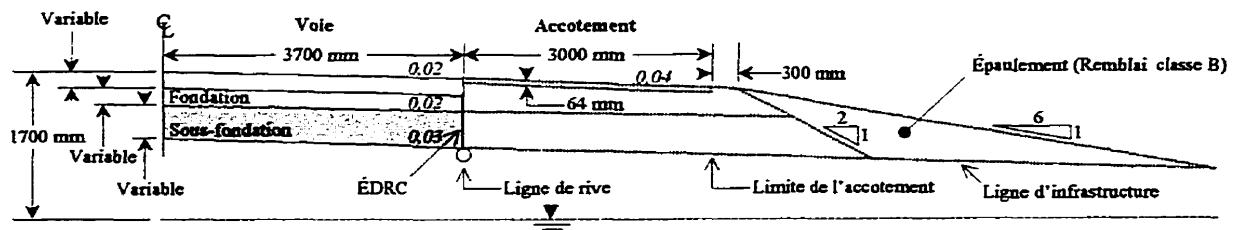


Figure 6.5 Section transversale typique, d'une autoroute rurale à deux voies avec écran drainant géocomposite en rive de chaussée à la ligne de rive, utilisée pour les analyses paramétriques bi-dimensionnelles.

En un premier temps, on évalue l'impact de l'épaisseur de la couche de surface sur les conditions hydrauliques induites par une fissuration longitudinale de la couche à 1850 mm de la ligne de rive. Une section transversale constituée d'une fondation de gravier de 200 mm d'épaisseur et une sous-fondation de sable de 400 mm, avec différentes épaisseurs de couche de surface, est donc soumise à une précipitation continue de 90 jours. Ces configurations géométriques, les conditions aux frontières appliquées et les isobares résultantes sont illustrées sur la figure 6.6. Sur cette figure, le bulbe d'imbibition croît en fonction de l'épaisseur de la couche de surface, soit en fonction de la charge totale appliquée. La charge totale plus élevée induit un débit d'infiltration plus élevé, permettant ainsi d'atteindre plus rapidement les conditions quasi stationnaires. Les conditions quasi stationnaires correspondent ici à l'état hydrique résultant d'une nappe phréatique perchée sise au point le plus bas de l'exutoire du système de drainage.

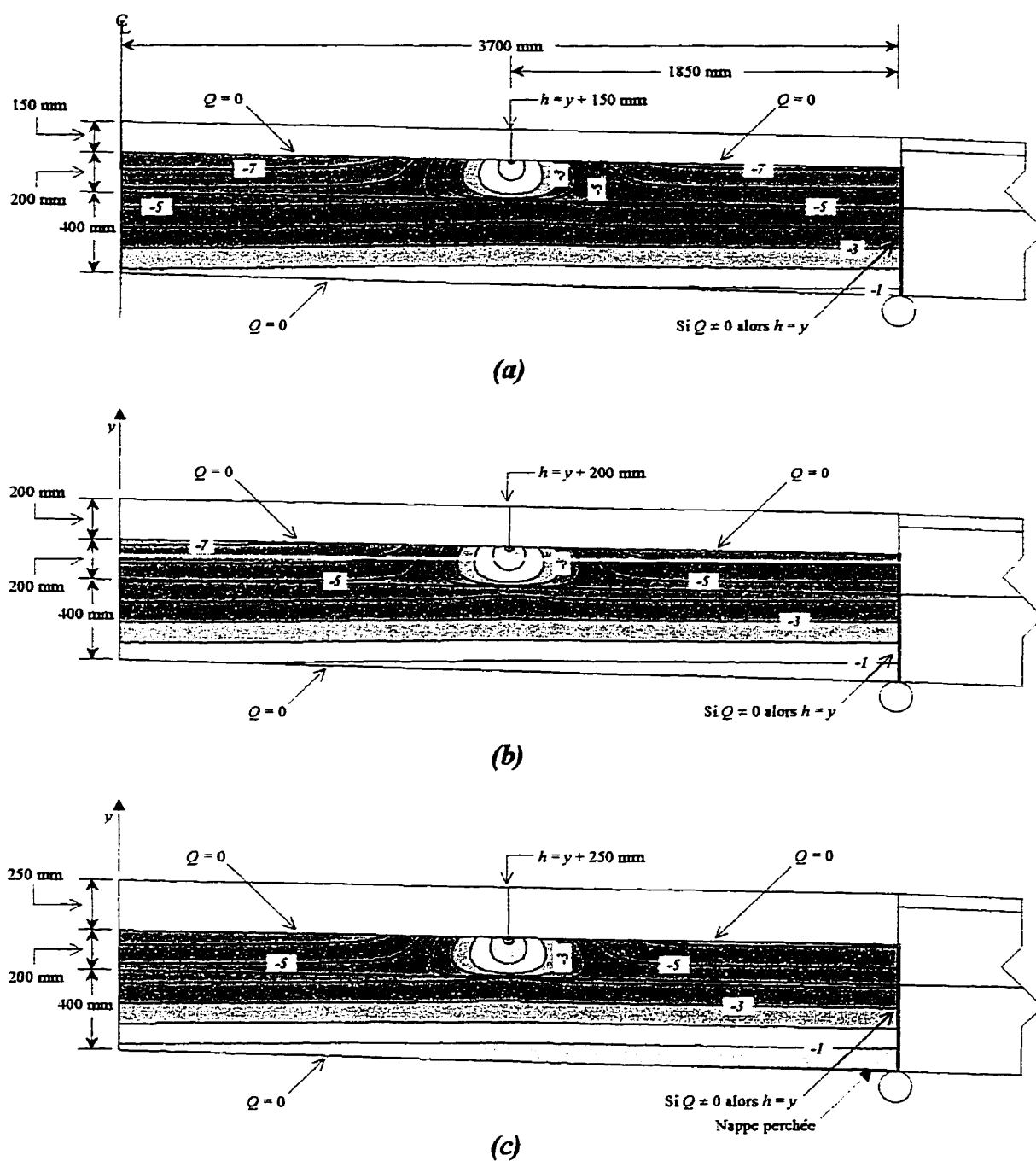


Figure 6.6 Sections transversales (ÉDRC(LR)), conditions aux frontières et isobares (en kPa) suites à une précipitation de 90 jours pour l'analyse paramétrique.

(a) Couche de surface de 150 mm.

(b) Couche de surface de 200 mm.

(c) Couche de surface de 250 mm.

Sur cette figure, le bulbe d'imbibition est localisé près de la fissure. En effet, l'épanchement horizontal observé, pour le bulbe d'imbibition correspondant à un degré de saturation de 70 %, varie entre 140 et 170 mm (cf. figure 6.7). Conséquemment, pour ces configurations géométriques, le bulbe d'imbibition provenant d'une fissure centrée sur la voie de roulement n'influence en rien l'état hydrique dans l'assise de la chaussée sous les pistes de roues (1000 mm de part et autre de la fissure). Malgré que l'état hydrique ne soit pas influencé par la présence du bulbe d'imbibition, la fissure contribue parfois à l'établissement d'un nouveau régime hydraulique en apportant de l'eau à des endroits où elle était jadis présente qu'en quantité limitée.

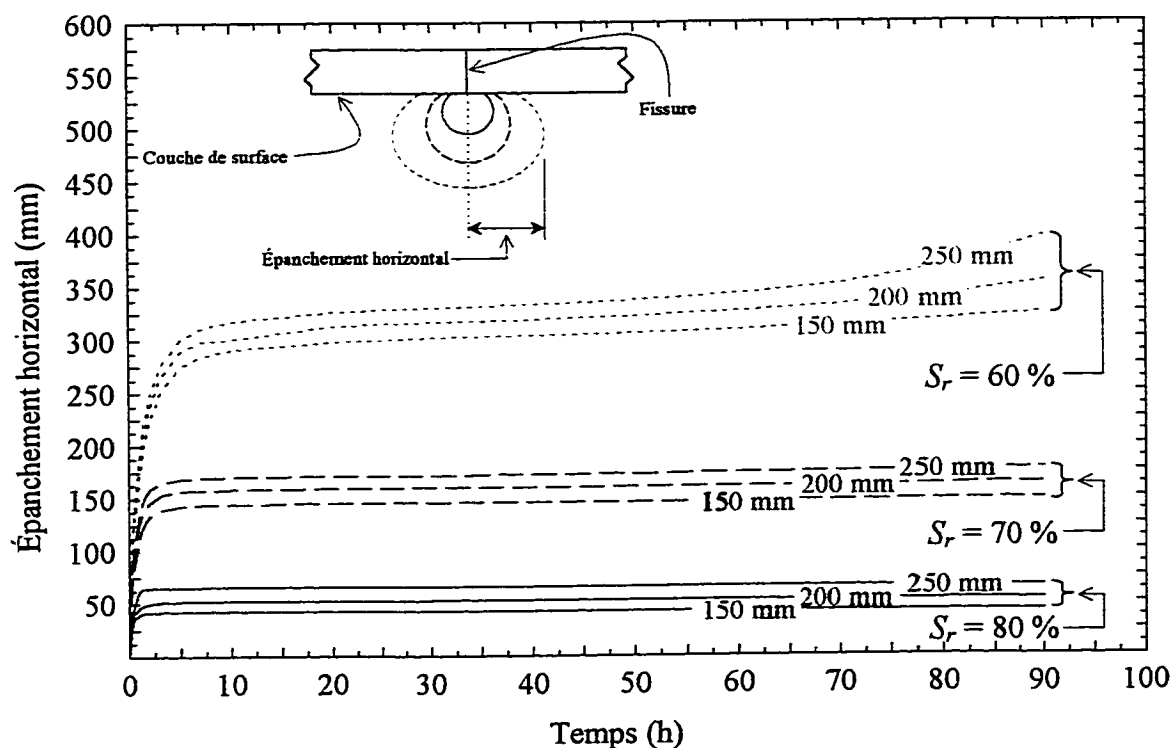


Figure 6.7 Évolution temporelle de l'épanchement horizontal du bulbe d'imbibition pour différentes épaisseurs de la couche de surface.

Finalement, on évalue l'impact de l'épaisseur des différentes couches de l'assise sur les conditions hydrauliques induites par la fissuration de la couche de surface. Une section transversale constituée d'une fondation de gravier d'épaisseur variable (*i.e.* 200, 350 et 450 mm), d'une sous-fondation de sable uniforme, également d'épaisseur variable (*i.e.* 400, 250 et 150 mm) et d'une couche de surface de 200 mm, est soumise à une précipitation continue de 90 jours. Ces configurations géométriques, les conditions aux frontières appliquées et les isobares résultantes sont illustrées sur les figures 6.8 (a) à (c). Contrairement, à l'épaisseur de la couche de surface, l'épaisseur de la fondation a un impact significatif sur le bulbe d'imbibition. En effet, l'épanchement horizontal du bulbe est intimement lié au temps nécessaire pour atteindre le matériau sous-jacent (plus perméable). On constate également que l'épaisseur de la sous-fondation a peu ou pas d'influence sur la progression du bulbe d'imbibition. L'efficacité hydraulique du sable uniforme est donc attribuable à sa forte perméabilité et par conséquent, sa capacité d'évacuer rapidement l'eau qui se présente à l'interface fondation/sous-fondation.

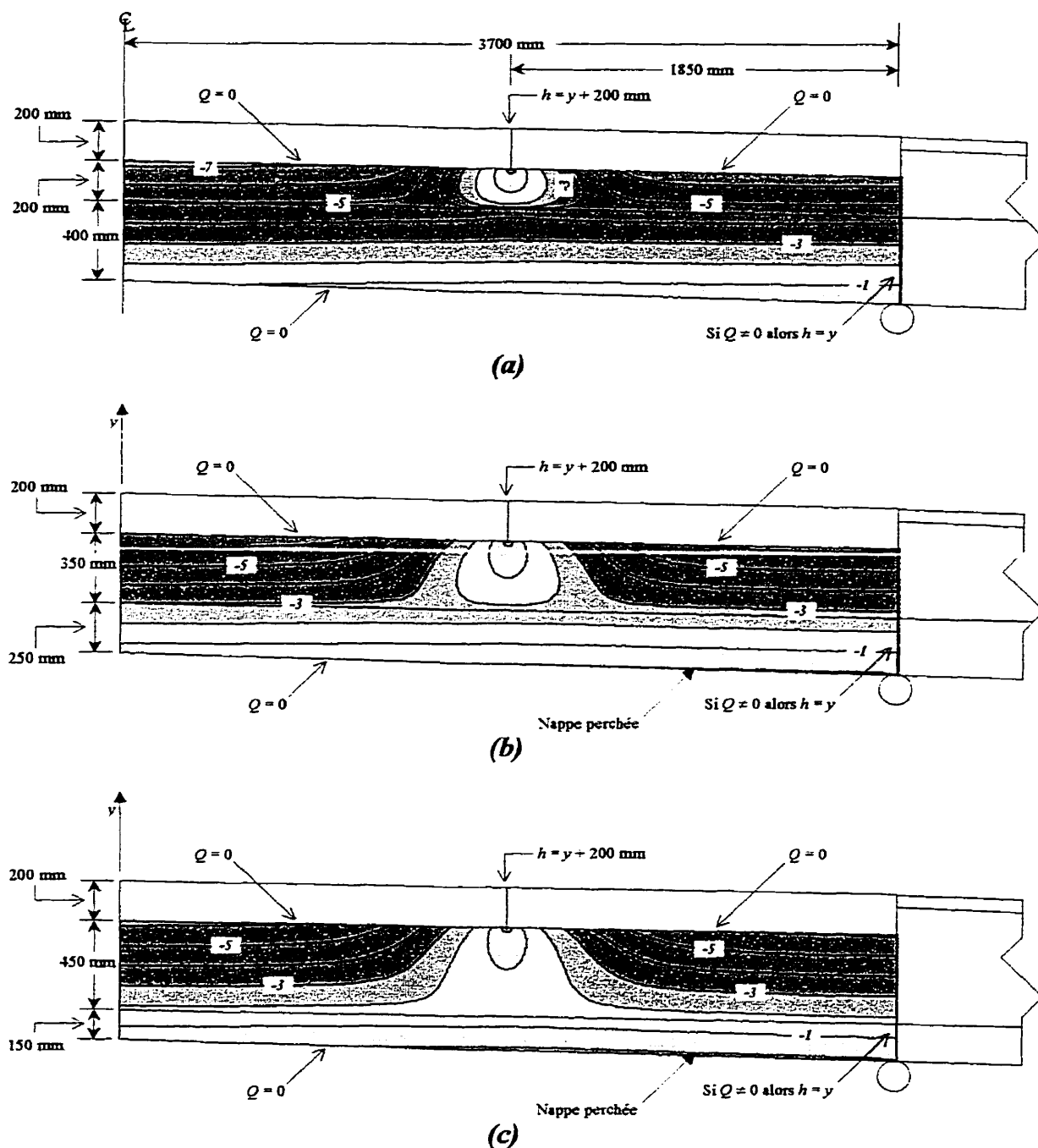


Figure 6.8 Sections transversales (ÉDRCLR), conditions aux frontières et isobares (en kPa) suites à une précipitation de 90 jours pour l'analyse paramétrique.

(a) Fondation de 200 mm et sous-fondation de 400 mm.

(b) Fondation de 350 mm et sous-fondation de 250 mm.

(c) Fondation de 450 mm et sous-fondation de 150 mm.

Malgré que l'épanchement de ces bulbes soient plus importants que ceux précédemment observés (cf. figure 6.6), l'influence sur l'état hydrique en piste de roue est quasi négligeable. En effet, sur la figure 6.9, l'épanchement horizontal du bulbe d'imbibition correspondant à un degré de saturation de 70 %, varie entre 160 et 240 mm. De plus, le bulbe correspondant à un degré de saturation de 80 % varie peu en fonction de l'épaisseur de la fondation. Il est important que l'épanchement de ce bulbe soit restreint car la résistance mécanique des agrégats routiers tend à décroître significativement lorsque le degré de saturation dépasse 80-85% (cf. Hicks et Monismith, 1971; Rada et Witczak, 1981).

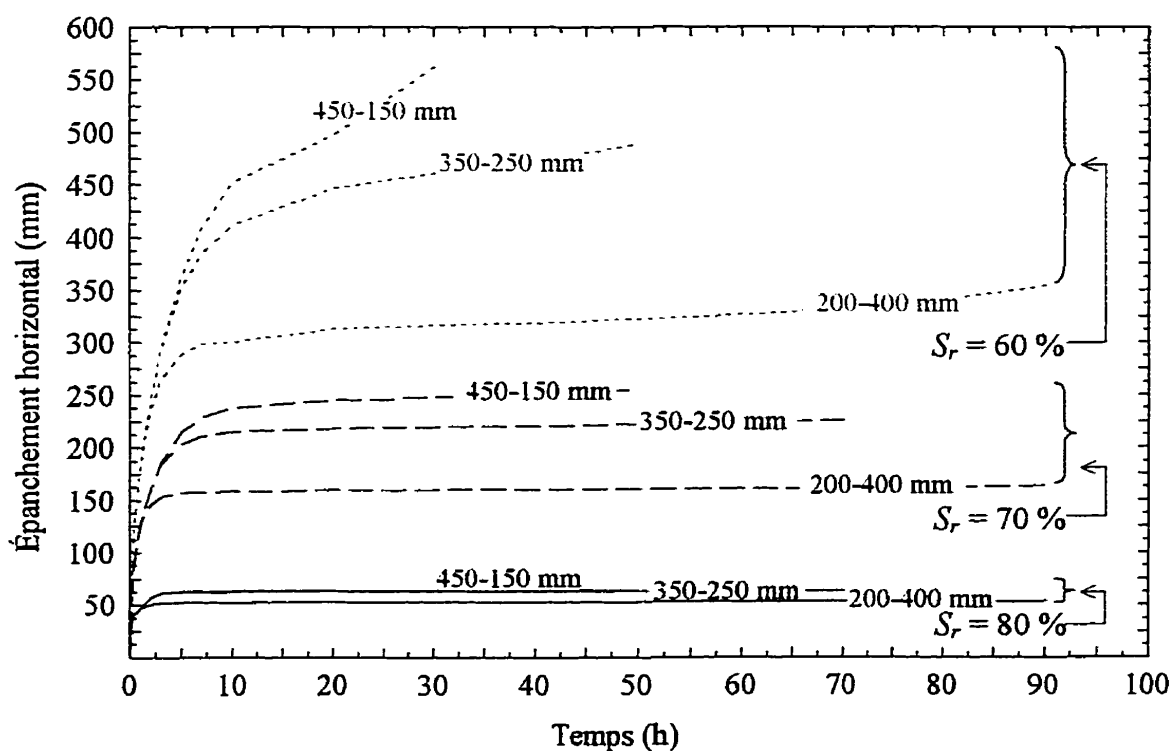


Figure 6.9 Évolution temporelle de l'épanchement horizontal du bulbe d'imbibition pour différentes épaisseurs de fondation et de sous-fondation.

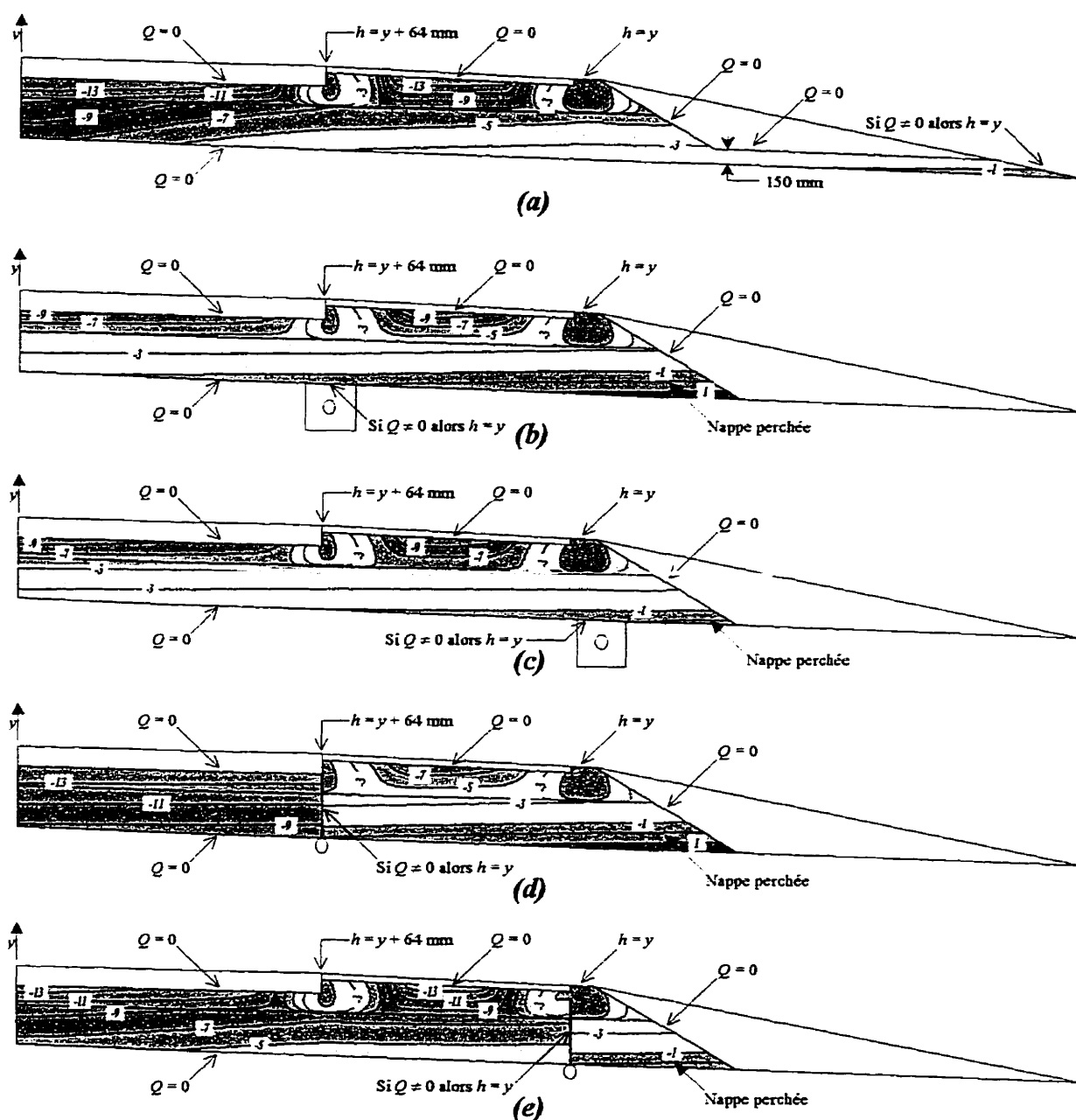


Figure 6.11 Sections transversales (accotement revêtu), conditions aux frontières et isobares (en kPa) suite à une précipitation continue de 190 jours pour différents types de systèmes de drainage.

- (a) Extension de la sous-fondation (ESF).
- (b) Tuyau de drainage au niveau de la ligne d'infrastructure à la ligne de rive (TDI(LR)), sans capillarité.
- (c) Tuyau de drainage au niveau de la ligne d'infrastructure à la limite de l'accotement (TDI(LA)), sans capillarité.
- (d) Écran drainant géocomposite en rive de chaussée à la ligne de rive (ÉDRC(LR)).
- (e) Écran drainant géocomposite en rive de chaussée à la limite de l'accotement (ÉDRC(LA)).

Ces figures présentent également les isobares résultants de la précipitation susmentionnée. Malgré que le matériau encaissant (ou filtrant) du tuyau de drainage au niveau de la ligne d'infrastructure (cf. figures 6.11 (b) et (c)) est considéré non capillaire (e.g. gravier à granulométrie uniforme), un matériau capillaire est également employé pour fin de comparaison, en l'occurrence, le sable à granulométrie uniforme de la sous-fondation (cf. figures 6.12). Dans ces sections transversales, on considère que la couche de surface est exempte de fissures. Toutefois, cette analyse traite également de l'influence de la fissuration de la couche de surface sur l'efficacité des différents systèmes de drainage. Les résultats présentés sont des extrapolations des observations dénotées lors des analyses paramétriques de la section précédente.

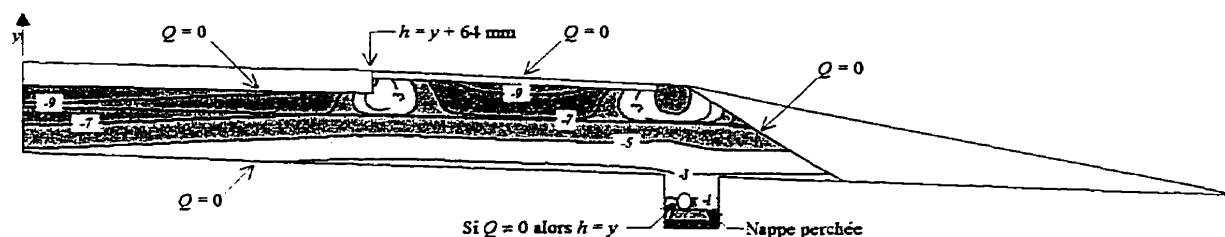


Figure 6.12 Section transversale (accotement revêtu), conditions aux frontières et isobares (en kPa) suite à une précipitation continue de 190 jours pour le tuyau de drainage au niveau de la ligne d'infrastructure à la limite de l'accotement (TDI(LA)).

Des observations générales portant sur l'écoulement de l'eau dans des sections transversales typiques peuvent être établies à partir des figures 6.11 et 6.12 ainsi que les résultats des simulations unidimensionnelles. De la même manière que l'écoulement unidimensionnel, l'eau progresse initialement jusqu'à la ligne d'infrastructure (interface sous-fondation/infrastructure). Dans cette étude, l'infrastructure est considérée imperméable à cause du contraste élevé de perméabilité avec les agrégats.

Concurremment, un épanchement horizontal se produit dans la fondation et se manifeste par un bulbe d'imbibition. Subséquemment, l'eau infiltrée s'écoule le long de la ligne d'infrastructure vers l'épaulement et/ou l'élément drainant. Selon le type de système de drainage, une nappe perchée peut se créer entre l'épaulement et l'élément drainant avec le temps. Une fois que l'effusion de la nappe perchée est limitée par l'élément drainant, l'eau se distribue dans la structure de chaussée jusqu'à ce que la charge totale dans l'ensemble de l'assise soit égale ou supérieure à la charge totale de l'élément drainant ; l'exutoire (*i.e.* $h = h_p + y = y$). De façon générale à ce stade, l'eau circule directement des points d'entrée vers l'exutoire, correspondant à un état quasi stationnaire. Notons que l'eau ne peut être évacuée que lorsque sa charge totale est supérieure à celle du système de drainage (*i.e.* $h_p > 0$) et que cette condition ne se produit qu'à la ligne d'infrastructure.

Puisque la propagation horizontale du front d'imbibition est principalement régie par l'épaisseur de la fondation et la perméabilité de la sous-fondation (comparer l'épanchement des bulbes d'imbibition des figures 6.11 (a) et 6.13), on peut émettre l'hypothèse que les conditions quasi stationnaires sous la voie de roulement pour une autoroute rurale avec accotement non revêtu, seraient similaires à celles pour l'autoroute avec accotement revêtu si une précipitation intermittente avait été utilisée. En effet, en considérant une précipitation continue, une quantité d'eau importante pénètre par l'accotement non revêtu dans un laps de temps irréaliste, créant ainsi une nappe perchée. Puisque l'épanchement horizontal des bulbes d'imbibition des figures 6.11 (a) et 6.13 est

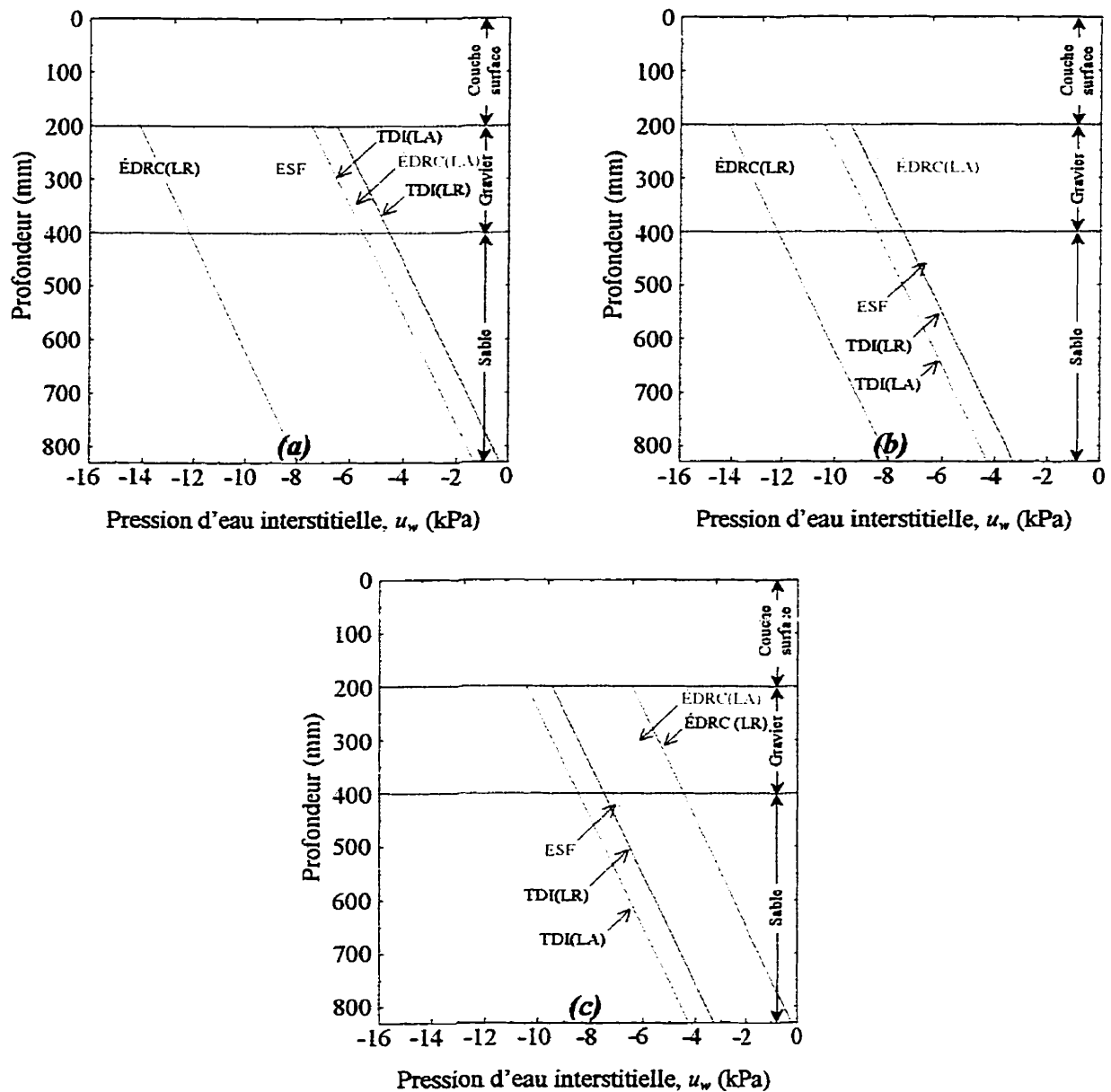


Figure 6.14 Pression d'eau interstitielle correspondant aux conditions quasi stationnaires en piste de roue externe (850 mm de la ligne de rive) pour différents types de système de drainage.

(a) Omission de la nature capillaire de certains systèmes de drainage.

(b) Incluant la nature capillaire de certains systèmes de drainage.

(c) Incluant la nature capillaire de certains systèmes de drainage tout en considérant une fissure dans la couche de surface (1850 mm de la ligne de rive).

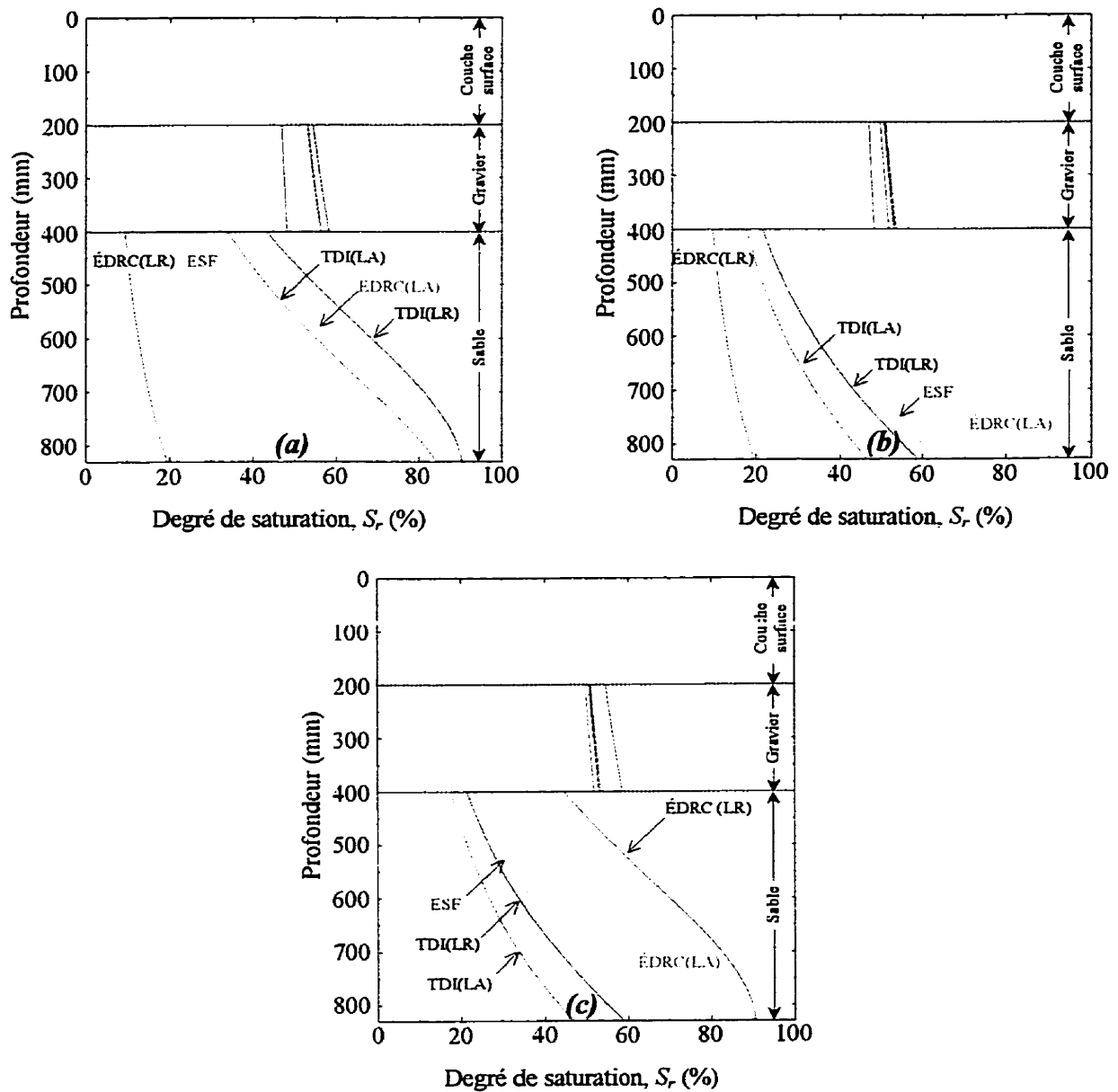


Figure 6.15 Degré de saturation correspondant aux conditions quasi stationnaires en piste de roue externe (850 mm de la ligne de rive) pour différents types de système de drainage.

- (a) Omission de la nature capillaire de certains systèmes de drainage.
- (b) Incluant la nature capillaire de certains systèmes de drainage.
- (c) Incluant la nature capillaire de certains systèmes de drainage tout en considérant une fissure dans la couche de surface (1850 mm de la ligne de rive).

Deuxièmement, le matériau encaissant le tuyau de drainage est considéré capillaire (*cf.* figure 6.15 (b)). Cette capillarité a comme effet de réduire l'élévation de l'exutoire des systèmes TDI jusqu'au radier des conduites, améliorant ainsi significativement leurs rendements. En effet, les exutoires sont maintenant suffisamment bas pour procurer des rendements supérieurs à tout autre type de système de drainage comptant sur le drainage (par opposition au confinement).

Finalement, les systèmes sont comparés en considérant la présence d'une fissure dans la couche de surface à 1850 mm de la ligne de rive (*cf.* figure 6.15 (c)). Dans ce cas, tous les systèmes sont réduits à des exutoires à la ligne d'infrastructure et leur rendement est proportionnel à la profondeur de l'exutoire, d'où l'importance de maintenir une couche de surface étanche pour ÉDRC(LR).

Suite à cette analyse, il semble favorable d'utiliser le TDI(LA) avec matériau encaissant capillaire. Toutefois, dans les climats nordiques, on doit considérer la période de gel/dégel avant de procéder à la sélection d'un système de drainage. En effet, en période de dégel, l'eau ne circule pas comme en période estivale car elle est confinée dans la portion supérieure de l'assise par le front de dégel.

Notons également qu'en conditions estivales, les accotements revêtus ou les écrans drainant en rive de chaussée adéquatement positionnés, fournissent le bénéfice additionnel de réduire l'évapotranspiration qui fait croître la succion matricielle et

possiblement chuter la résistance en cisaillement. En effet, à de faibles contraintes de confinement, la résistance en cisaillement de sols qui se désaturent rapidement peut croître et ensuite décroître avec une augmentation de la succion matricielle tel que le présente la figure 6.15 (a).

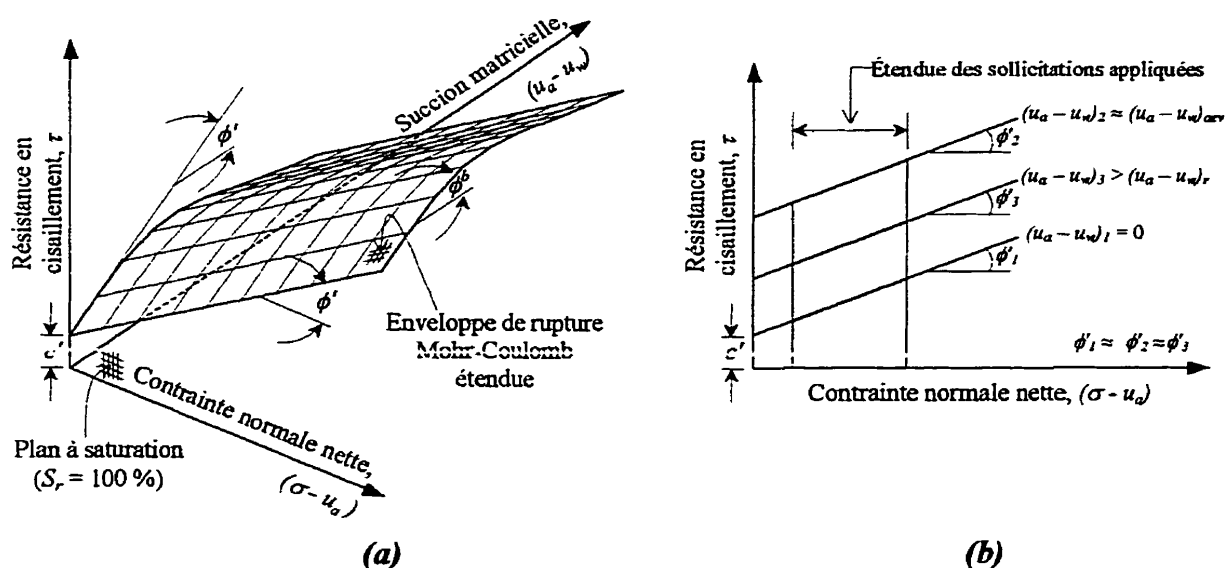


Figure 6.16 Enveloppe de rupture Mohr-Coulomb étendue (extension non linéaire) pour un sable non saturé, à de faibles contraintes normales nettes (Inspiré de Vanapalli *et al.* (1996 (a))).

(a) Représentation tridimensionnelle.

(b) Projection horizontale de l'enveloppe de rupture sur le plan $\tau - (\sigma - u_a)$ à différentes valeurs de succion matricielle.

En fait, la teneur en eau des graviers et des sables peut devenir très faible suivant un accroissement de la succion matricielle et ne plus être en mesure de transmettre de façon effective, la succion aux particules de sol ou aux points de contact avec les agrégats (*cf.* Vanapalli *et al.*, 1996 (a)). Il est donc généralement préférable de maintenir des succions matricielles idéales (*i.e.* $(u_a - u_w)_{aev} \leq (u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_r$) afin de prendre plein

avantage de l'accroissement de la cohésion apparente (*i.e.* $(u_a - u_w)_f \cdot \beta \cdot \tan \phi'$). De plus pour les matériaux pulvérulents ($c' = 0$), l'effet de l'accroissement de la succion matricielle est surtout apparent à de faibles contraintes de confinement où la résistance en cisaillement saturée est plutôt faible (comparer $(u_a - u_w)_1$ et $(u_a - u_w)_2$ de la figure 6.16 (b)).

CONCLUSION

L'objectif principal de cette étude est d'élaborer un moyen théorique permettant de déterminer l'efficacité de différents systèmes de drainage au sein de l'assise de la chaussée. Sachant que l'infiltration d'eau de surface dans les matériaux non saturés de l'assise produit éventuellement des conditions quasi stationnaires dépendantes du type de système de drainage, on a effectué des simulations numériques permettant d'obtenir lesdites conditions et ainsi, comparer le rendement des différents systèmes.

On a entamé notre étude par l'analyse des lois de comportement qui gouvernent le phénomène de transfert de masse en milieu poreux saturé/non saturé. De plus, afin d'évaluer l'impact de l'eau infiltrée sur les propriétés mécaniques des matériaux non saturés de l'assise, on a également effectué une étude circonstanciée de la résistance en cisaillement des sols non saturés. Par la suite, on a validé les algorithmes du logiciel d'éléments finis, employés pour la résolution des équations de transfert de masse, en lui spécifiant un problème typique d'infiltration unidimensionnelle.

Afin d'obtenir des résultats représentatifs de phénomènes observables, on s'est assuré d'une bonne caractérisation des paramètres intrants à la modélisation. En effet, un effort substantiel a été déployé à la caractérisation des propriétés hydrauliques des matériaux non saturés de l'assise, et à la validation d'une condition simplificatrice permettant de simuler l'infiltration. Les analyses unidimensionnelles, servant au processus de

validation, ont également permis de mieux comprendre le processus d'écoulement dans les matériaux non saturés de l'assise et ainsi, établir qu'une précipitation de forte intensité a le même effet sur le degré de saturation des matériaux de l'assise qu'une précipitation de faible intensité de même durée. En effet, l'intensité plus élevée ne fait que créer un ruissellement plus important.

Par la suite, on a étudié l'influence de la configuration géométrique sur le bulbe d'imbibition résultant de l'infiltration d'eau par une fissure de la couche de surface d'une autoroute rurale typique. De façon générale, on constate que l'épaisseur de la couche de surface n'a que peu ou pas d'impact sur le bulbe d'imbibition tandis que l'épanchement horizontal du bulbe est intimement lié à l'épaisseur de la fondation. On a également analysé une section transversale similaire en considérant différentes positions des éléments drainants et la présence d'accotements revêtus. Cette comparaison, basée sur des simulations d'écoulements transitoires isothermes et bi-dimensionnels, a démontré que l'écran drainant géocomposite en rive de chaussée à la ligne de rive confine l'eau sous l'accotement lorsque le revêtement est exempt de fissures. Toutefois, lorsque le revêtement est fissuré, tous les systèmes de drainage sont réduits à un exutoire à la ligne d'infrastructure. L'efficacité des systèmes de drainage est alors proportionnelle à la profondeur dudit exutoire. De façon générale, il est préférable que le matériau encaissant le tuyau de drainage au niveau de la ligne d'infrastructure soit capillaire car l'élévation de l'exutoire s'en trouve abaissée.

En conditions estivales, il semble donc favorable d'utiliser un tuyau de drainage au niveau de la ligne d'infrastructure sis à la limite de l'accotement, avec matériau encaissant capillaire. Toutefois, dans les climats nordiques, on doit considérer la période de gel/dégel avant de procéder à la sélection d'un système de drainage. En effet, en période de dégel, l'eau ne circule pas comme en période estivale car elle est confinée dans la portion supérieure de l'assise de la chaussée par le front de dégel. Il est donc possible qu'au début de la période de dégel, l'eau d'infiltration sature la portion dégelée de l'assise de la chaussée permettant ainsi la génération de pression interstitielle positive lors de la sollicitation par le trafic, diminuant ainsi les propriétés mécaniques des matériaux de fondation. Étant donné que ces conditions sont les plus préjudiciables au comportement de la chaussée, l'évaluation des systèmes de drainage en conditions de gel/dégel devra faire l'objet de recherches fondamentales appuyées sur des observations de terrains.

RÉFÉRENCES

- AHUJA, L.R., NANEY, J.W. and WILLIAMS, R.D. (1985). "Estimating soil water characteristics from simpler properties or limited data". *Soil Science Society of America Journal*, **49**, 1100-1105.
- AHUJA, L.R. and SWARTZENDRUBER, D. (1972). "An improved form of soil-water diffusivity function". *Soil Science Society of America Proceedings*, **36**, 9-14.
- ALEXANDER, L. and SKAGGS, R.W. (1986). "Predicting unsaturated hydraulic conductivity from the soil water characteristic". *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, **29** (1), 176-184.
- ALLEN, M.B. and MURPHY, C.L. (1986). "A finite-element collocation method for variably saturated flow in two space dimensions". *Water Resources Research*, **22** (11), 1537-1542.
- ARYA, L.M. and DIEROLF, T.S. (1992). "Predicting soil moisture characteristics from particle-size distributions : an improved method to calculate pore radii from particle radii". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, Riverside, California, 115-124.
- ARYA, L.M. and PARIS, J.F. (1981). "A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data". *Soil Science Society of America Journal*, **45**, 1023-1030.
- AUBERTIN, M., RICARD, J.-F. and CHAPUIS, R.P. (1995). "A study of capillary properties of mine tailings : measurements and modeling". In : *Proceedings of the 48th Canadian Geotechnical Conference*, Vancouver, British Columbia, 17-24.
- AUBERTIN, M., RICARD, J.-F. and CHAPUIS, R.P. (1998). "A predictive model for the water retention curve : application to tailings from hard-rock mines". *Canadian Geotechnical Journal*, **35**, 55-69.
- BALDUR, R. et FORTIN, C. (1991). « La validation des résultats obtenus par des moyens informatiques en ingénierie ». *Repères informatiques*, Ordre des ingénieurs du Québec, **1** (3), décembre 1991.
- BEAR, J. (1988). "Dynamics of fluids in porous media". Dover, New York, 764 p.

- BLEVINS, R.D. (1984). "Applied fluid dynamics handbook". Van Nostrand Reinhold Company Inc., 1984.
- BOUMA, J. (1989). "Using soil survey data for quantitative land evaluation". *Advances in Soil Science*, **9**, 177-213.
- BRAKENSIEK, D.L., ENGLEMAN, R.L. and RAWLS, W.J. (1981). "Variation within texture classes of soil water parameters". *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, **24 (2)**, 335- 339.
- BROOKS, R.H. and COREY, A.T. (1964). "Hydraulic properties of porous media". *Hydrology Paper*, **3**, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- BROOKS, R.H. and COREY, A.T. (1966). "Properties of porous media affecting fluid flow". *Journal of the Irrigation and Drainage Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, **92 (IR2)**, 61-88.
- BRUCE, R.R. and LUXMOORE, R.J. (1986). "Water retention : field methods". In : *Methods of Soil Analysis. Part 1 : physical and mineralogical methods*, 2nd Edition, American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Wisconsin, 663-686.
- BRUTSAERT, W. (1966). "Probability laws for pore-size distributions". *Soil Science*, **101 (2)**, 85-92.
- BRUTSAERT, W. (1967). "Some methods of calculating unsaturated permeability". *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, **10 (3)**, 400-404.
- BUCKINGHAM, E. (1907). "Studies on the movement of soil moisture". *United States Department of Agriculture. Bureau of Soils*, **38**, 61 p.
- BUMB, A.C., MURPHY, C.L. and EVERETT, L.G. (1992). "A comparison of three functional forms for representing soil moisture characteristics". *Ground Water*, **30 (2)**, 177-185.
- BURDINE, N.T. (1953). "Relative permeability calculations from pore size distribution data". *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, **198**, 71-78.
- CAMPBELL, G.S. (1974). "A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data". *Soil Science*, **117 (6)**, 311-314.
- CAMPBELL, G.S. (1985). "Soil physics with BASIC. Transport models for soil-plant systems". Elsevier, New York, 150 p.

- CAMPBELL, G.S. and SHIOZAWA, S. (1992). "Predicting of hydraulic properties of soils using particle-size distribution and bulk density data". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, California, 317-328.
- CASAGRANDE, A. (1948). "Classification and identification of soils". *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 113, 901-930.
- CELIA, M.A., BOULOUTAS, E.T. and ZARBA, R.L. (1990). "A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation". *Water Resources Research*, 26 (7), 1483-1496.
- CHILDS, E.C. (1936). "The transport of water through heavy clay soils I". *Journal of Agricultural Science*, 26, 114-141.
- CHILDS, E.C. and COLLIS-GEORGE, N. (1950). "The permeability of porous materials". In : *Proceedings of the Royal Society of London. Series A : Mathematical and Physical Sciences*, 201, 392-405.
- CLAPP, R.B. and HORNBERGER, G.M. (1978). "Empirical equations for some soil hydraulic properties". *Water Resources Research*, 14 (4), 601-604.
- COREY, A.T. (1954). "The interrelation between gas and oil relative permeabilities". *Producer's Monthly*, 19, 38-44.
- COREY, A.T. (1992). "Pore-size distribution". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, California, 37-44.
- COSBY, B.J., HORNBERGER, G.M., CLAPP, R.B. and GINN, T.R. (1984). "A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils". *Water Resources Research*, 20 (6), 682-690.
- CÔTÉ, J. (1997). «Conductivité hydraulique de matériaux de fondations de chaussées partiellement saturées ». Thèse de maîtrise, Université Laval, Canada , 165p.
- CRONEY, D. and COLEMAN, J.D. (1961). "Pore pressure and suction in soil". In : *Pore Pressure and Suction in Soils*, Butterworths, London, 31-37.
- DANE, J.H. and PUCKETT, W.E. (1992). "Field soil hydraulic properties based on physical and mineralogical information". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, California, 389-403.

- DANE, J.H. and WIERENGA, P.J. (1975). "Effect of hysteresis on the prediction of infiltration, redistribution and drainage of water in a layered soil". *Journal of Hydrology*, **25**, 229-242.
- DARCY, H. (1856). « Les fontaines publiques de la ville de Dijon ». Dalmont, Paris.
- DAVIDSON, J.M., STONE, L.R., NIELSEN, D.R. and LARUE, M.E. (1969). "Field measurement and use of soil-water properties". *Water Resources Research*, **5** (6), 1312-1321.
- de CAMPOS, T.M.P. and CARRILLO, C.W. (1995). "Direct shear testing on an unsaturated soil from Rio de Janeiro". In : *Proceedings of the First International Conference on Unsaturated Soils*, Paris, France, 31-44
- DeJONG, R. (1982). "Assessment of empirical parameters that describe soil water characteristics". *Canadian Agricultural Engineering*, **24** (2), 65-70.
- DeJONG, R., CAMPBELL, C.A. and NICHOLAICHUK, W. (1983). "Water retention equations and their relationship to soil organic matter and particle size distribution for disturbed samples". *Canadian Journal of Soil Science*, **63**, 291-302.
- DeJONG, R. and LOEBEL, K. (1982). "Empirical relations between soil components and water retention at 1/3 and 15 atmospheres". *Canadian Journal of Soil Science*, **62**, 343-350.
- DYSLI, M. (1991). « Le gel et son action sur les sols et les fondations ». Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 250 p.
- DURNER, W. (1992). "Predicting the unsaturated hydraulic conductivity using multi-porosity water retention curves". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, California, 185-202.
- DURNER, W. (1994). "Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure". *Water Resources Research*, **30** (2), 211-223.
- EL-JABI, N. et ROUSELLE, J. (1990). « Hydrologie fondamentale ». 2^e édition revue et corrigée. Éditions de l'École Polytechnique de Montréal, Canada.
- ENDERBY, J.A. (1955). "The domain model of hysteresis. Part 1 : Independent domains". *Transactions of the Faraday Society*, **51**, 835-848.

- ENVIRONNEMENT CANADA (SERVICE DE L'ENVIRONNEMENT ATMOSPHERIQUE) (1983 (a)). « Données des stations Principales - Aéroport de Québec ». Programme climatologique canadien.
- ENVIRONNEMENT CANADA (SERVICE DE L'ENVIRONNEMENT ATMOSPHERIQUE) (1983 (b)). « Données des stations Principales - Aéroport International de Montréal ». Programme climatologique canadien.
- ENVIRONNEMENT CANADA (SERVICE DE L'ENVIRONNEMENT ATMOSPHERIQUE) (1983 (c)). « Données des stations Principales - Aéroport de Bagotville ». Programme climatologique canadien.
- ESCARIO, V. and SÁEZ, J. (1986). "The shear strength of partly saturated soils". *Géotechnique*, **36** (3), 453-456.
- EVERETT, D.H. (1954). "A general approach to hysteresis. Part 3 : A formal treatment of the independent domain model of hysteresis". *Transactions of the Faraday Society*, **50**, 1077-1096.
- EVERETT, D.H. (1955). "A general approach to hysteresis. Part 4 : An alternative formulation of the domain model". *Transactions of the Faraday Society*, **51**, 1551-1557.
- EVERETT, D.H. and SMITH, F.W. (1954). "A general approach to hysteresis. Part 2 : Development of the domain theory". *Transactions of the Faraday Society*, **50**, 187-197.
- EVERETT, D.H. and WHITTON, W.I. (1952). "A general approach to hysteresis". *Transactions of the Faraday Society*, **48**, 749-757.
- FARRELL, D.A. and LARSON, W.E. (1972). "Modeling the pore structure of porous media". *Water Resources Research*, **8** (3), 699-706.
- FAYER, M.J. and SIMMONS, S. (1995). "Modified soil water retention functions for all matric suctions". *Water Resources Research*, **31** (5), 1233-1238.
- FREDLUND, D.G. (1995). "The scope of unsaturated soil mechanics : an overview". In: *Proceedings of the First International Conference on Unsaturated Soils*, Paris, France, 1155-1177.
- FREDLUND, D.G. and MORGENSTERN, N.R. (1976). "Constitutive relations for volume change in unsaturated soils". *Canadian Geotechnical Journal*, **13**, 261-276.

- FREDLUND, D.G. and MORGENSTERN, N.R. (1977). "Stress state variables for unsaturated soils". *Journal of the Geotechnical Engineering Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, **3**, 447-466.
- FREDLUND, D.G., MORGENSTERN, N.R. and WIDGER, R.A. (1978). "The shear strength of unsaturated soils". *Canadian Geotechnical Journal*, **15**, 313-321.
- FREDLUND, D.G. and RAHARDJO, H. (1993). "Soil mechanics for unsaturated soils". John Wiley & Sons, New York, 517 p.
- FREDLUND, D.G., VANAPALLI, S.K., XING, A. and PUFAHL, D.E. (1995). "Predicting the shear strength function for unsaturated soils using the soil-water characteristic curve". In : *Proceedings of the First International Conference on Unsaturated Soil*, Paris, France, 63-69.
- FREDLUND, D.G. and XING, A. (1994). "Equations for the soil-water characteristic curve". *Canadian Geotechnical Journal*, **31**, 521-532.
- FREDLUND, D.G., XING, A., FREDLUND, M.D. and BARBOUR, S.L. (1996). "The relationship of unsaturated soil shear strength to the soil-water characteristic curve". *Canadian Geotechnical Journal*, **33**, 440-448.
- FREDLUND, D.G., XING, A. and HUANG, S. (1994). "Predicting the permeability function for unsaturated soils using the soil-water characteristic curve". *Canadian Geotechnical Journal*, **31**, 533-546.
- FREEZE, R.A. (1969). "The mechanism of natural ground-water recharge and discharge: 1. One-dimensional, vertical, unsteady, unsaturated flow above a recharging or discharging ground-water flow system". *Water Resources Research*, **5** (1), 153-171.
- FREEZE, R.A. (1974). "Streamflow generation". *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **12** (4), 627-639.
- FREEZE, R.A. and CHERRY, J.A. (1979). "Groundwater". Prentice-Hall Inc., New Jersey, 604 p.
- FUNG, Y.C. (1977). "A first course in continuum mechanics". Prentice-Hall Inc., New Jersey.
- GAN, J.K.M., FREDLUND, D.G. and RAHARDJO, H. (1988). "Determination of the shear strength parameters of an unsaturated soil using the direct shear test". *Canadian Geotechnical Journal*, **25**, 500-510.

- GARDNER, W.R. (1958). "Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table". *Soil Science*, **85**, 228-232.
- GARDNER, W.R., HILLEL, D. and BENYAMINI, Y. (1970 (a)). "Post-irrigation movement of soil water. 1. Redistribution". *Water Resources Research*, **6** (3), 851-861.
- GARDNER, W.R., HILLEL, D. and BENYAMINI, Y. (1970 (b)). "Post-irrigation movement of soil water. 2. Simultaneous redistribution and evaporation". *Water Resources Research*, **6** (4), 1148-1153.
- GATES, J.I. and LIETZ, W.T.T. (1950). "Relative permeabilities of California cores by the capillary-pressure method, drilling and production practice". *American Petroleum Institute*, **Q**, 285-298.
- GEO-SLOPE INTERNATIONAL (1997). "SEEP/W : software for ground seepage, version 4.05". Calgary, Canada.
- GILLHAM, R.W., KLUTE, A. and HEERMANN, D.F. (1976). "Hydraulic properties of a porous medium : measurement and empirical representation". *Soil Science Society of America Journal*, **40**, 203-207.
- GHOSH, R.K. (1980). "Estimation of soil-moisture characteristics form mechanical properties of soils". *Soil Science*, **130** (2), 60-63.
- GREEN, R.E., AHUJA, L.R. and CHONG, S.K. (1986). "Hydraulic conductivity, diffusivity and sorptivity of unsaturated soils : field methods". In : *Methods of Soil Analysis. Part I : physical and mineralogical methods*, 2nd Edition, American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Wisconsin, 771-798.
- GREGSON, K., HECTOR, D.J. and MCGOWAN, M. (1987). "A one-parameter model for the soil water characteristic". *Journal of Soil Science*, **38**, 483-486.
- GUPTA, S.C. and LARSON, W.E. (1979). "Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density". *Water Resources Research*, **15** (6), 1633-1635.
- HANKS, R.J., KLUTE, A. and BRESLER, E. (1969). "A numeric method for estimating infiltration, redistribution, drainage, and evaporation of water from soil". *Water Resources Research*, **5**, 1064-1069.

- HAVERKAMP, R. and PARLANGE, J.-Y. (1986). "Predicting the water-retention curve from particle-size distribution : 1. Sandy soils without organic matter". *Soil Science*, **142** (6), 325-339.
- HAVERKAMP, R., VAUCLIN, M., TOUMA, P.J., WIERENGA, P.J. and VACHAUD, G. (1977). "A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration". *Soil Science Society of America Journal*, **41**, 285-293.
- HAZEN, A. (1911). "Comments on "Dams on sand foundations" by A.C. Koenig". *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, **73**, 199-203.
- HICKS, R.G. and MONISMITH, C.L. (1971). "Factors influencing the resilient response of granular materials". *Highway Research Record*, **345**, 15-31.
- HILLEL, D. (1980). "Fundamentals of soil physics". Academic Press Inc., New York, 413 p.
- HILLS, R.G., PORRO, I., HUDSON, D.B. and WIERENGA, P.J. (1989). "Modeling one-dimensional infiltration into very dry soils. 1. Model development and evaluation". *Water Resources Research*, **25** (6), 1259-1269.
- HOA, N.T., GAUDU, R. and THIRRIOT, C. (1977). "Influence of the hysteresis effect on transient flows in saturated-unsaturated porous media". *Water Resources Research*, **13** (6), 992-996.
- HOGARTH, W.L., HOPMANS, J., PARLANGE, J.-Y. and HAVERKAMP, R. (1988). "Application of a simple soil-water hysteresis model". *Journal of Hydrology*, **98**, 21-29.
- HOPMANS, J.W. and DANE, J.H. (1986). "Temperature dependence of soil water retention curves". *Soil Science Society of America Journal*, **50**, 562-567.
- HORN, R., BAUMGARTL, T. and GRÄSLE, W. (1995). "Stress induced changes of hydraulic properties in soils". In : *Proceedings of the First International Conference on Unsaturated Soils*, Paris, France, 123-127.
- HOUSTON, W.N. and HOUSTON, S.L. (1995). "Infiltration studies for unsaturated soils". In : *Proceedings of the First International Conference on Unsaturated Soils*, Paris, France, 869-875.
- HUTSON, J.L. and CASS, A. (1987). "A retentivity function for use in soil-water simulation models". *Journal of Soil Science*, **38**, 105-113.

- IRMAY, S. (1954). "On the hydraulic conductivity of unsaturated soils". *Transactions of the American Geophysical Union*, **35** (3), 463-467.
- JACKSON, R.D., REGINATO, R.J. and VANBAVEL, C.H.M. (1965). "Comparison of measured and calculated hydraulic conductivities of unsaturated soils". *Water Resources Research*, **1** (3), 375-380.
- JAYNES, D.B. (1984-1985). "Comparison of soil-water hysteresis models". *Journal of Hydrology*, **75**, 287-299.
- JAYNES, D.B. (1992). "Estimating hysteresis in the soil water retention function". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, California, 219-232.
- JAYNES, D.B. and TYLER, E.J. (1984). "Using soil physical properties to estimate hydraulic conductivity". *Soil Science*, **138** (4), 298-305.
- KERN, J.S. (1995). "Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties". *Soil Science Society of America Journal*, **59**, 1134-1141.
- KING, L.G. (1965). "Description of soil characteristics for partially saturated flow". *Soil Science Society of America Proceedings*, **29**, 359-362.
- KIRKLAND, M.R., HILLS, R.G. and WIERENGA, P.J. (1992). "Algorithms for solving Richards' equation for variably saturated soils". *Water Resources Research*, **28** (8), 2049-2058.
- KLUTE, A. (1986). "Water retention : laboratory methods". In : *Methods of Soil Analysis. Part 1 : physical and mineralogical methods*, 2nd Edition, American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Wisconsin, 635-662.
- KLUTE, A. and DIRKSEN, C. (1986). "Hydraulic conductivity and diffusivity : laboratory methods". In : *Methods of Soil Analysis. Part 1 : physical and mineralogical methods*, 2nd Edition, American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Wisconsin, 687-734.
- KLUTE, A. and HEERMANN, D.F. (1974). "Soil water profile development under a periodic boundary condition". *Soil Science*, **117** (5), 265-271.
- KOOL, J.B. and PARKER, J.C. (1987). "Development and evaluation of closed-form expressions for hysteretic soil hydraulic properties". *Water Resources Research*, **23** (1), 105-114.

- KOSUGI, K. (1994). "Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention". *Water Resources Research*, **30** (4), 891-901.
- KOVÁCS, G. (1981). "Developments in water science 10. Seepage hydraulics". Elsevier North-Holland Inc., New York, 730 p.
- KUNZE, R.J., UEHARA, G. and GRAHAM, K. (1968). "Factors important in the calculation of hydraulic conductivity". *Soil Science Society of America Proceedings*, **32** (1), 760-765.
- LAM, L., FREDLUND, D.G. and BARBOUR, S.L. (1987). "Transient seepage model for saturated-unsaturated soil systems : a geotechnical engineering approach". *Canadian Geotechnical Journal*, **24**, 565-580.
- LEIJ, F.J., ALVES, W.J. and van GENUCHTEN, M.Th. (1996). "The UNSODA unsaturated soil hydraulic database". EPA/600/R-96/095, 103 p.
- LEIJ, F.J., RUSSELL, W.B. and LESCH, S.M. (1997). "Closed-form expressions for water retention and conductivity data". *Ground Water*, **35** (5), 848-858.
- LIAKOPOULOS, A.C. (1965). "Retention and distribution of moisture in soils after infiltration has ceased". *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology*, **10**, 58-69.
- LUCKNER, L., van GENUCHTEN, M. Th. and NIELSEN, D.R. (1989). "A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface". *Water Resources Research*, **25** (10), 2187-2193.
- MACE, A., RUDOLPH, D.L. and KACHANOSKI, R.G. (1998). "Suitability of parametric models to describe the hydraulic properties of an unsaturated coarse sand and gravel". *Ground Water*, **36** (3), 465-475.
- MADANKUMAR, N. (1985). "Prediction of soil moisture characteristics from mechanical analysis and bulk density data". *Agricultural Water Management*, **10**, 305-312.
- MARSHALL, T.J. (1958). "A relation between permeability and size distribution of pores". *Journal of Soil Science*, **9** (1), 1-8.
- MARQUARDT, D.W. (1963). "An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters". *Journal on Applied Mathematics. Society for Industrial and Applied Mathematics*, **11** (2), 431-441.

- McCUEN, R.H., RAWLS, W.J. and BRAKENSIEK, D.L. (1981). "Statistical analysis of the Brooks-Corey and the Green-Ampt parameters across soil textures". *Water Resources Research*, **17** (4), 1005-1013.
- McENROE, B.M. (1994). "Drainability of granular bases for highway pavements". *Transportation Research Record*, **1434**, 23-28.
- MILLINGTON, R.J. and QUIRK, J.P. (1961). "Permeability of porous solids". *Transactions of the Faraday Society*, **57** (7), 1200-1207.
- MITCHELL, J.K. (1993). "Fundamentals of soil behavior". 2nd Edition, John Wiley & Sons, New York, 437 p.
- MINISTÈRE DES TRANSPORTS DU QUÉBEC (1997). « Cahier des charges et devis généraux ». Les publications du Québec, Québec, Canada.
- MISHRA, S., PARKER, J.C. and SINGHAL N. (1989). "Estimation of soil hydraulic properties and their uncertainty from particle size distribution data". *Journal of Hydrology*, **108**, 1-18.
- MUALEM, Y. (1973). "Modified approach to capillary hysteresis based on a similarity hypothesis". *Water Resources Research*, **9** (5), 1324-1331.
- MUALEM, Y. (1974). "A conceptual model of hysteresis". *Water Resources Research*, **10** (3), 514-520.
- MUALEM, Y. (1976 (a)). "A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media". *Water Resources Research*, **12** (3), 513-522.
- MUALEM, Y. (1976 (b)). "Hysteretical models for prediction of the hydraulic conductivity of unsaturated porous media". *Water Resources Research*, **12** (6), 1248-1254.
- MUALEM, Y. (1977). "Extension of the similarity hypothesis used for modeling the soil water characteristics". *Water Resources Research*, **13** (4), 773-780.
- MUALEM, Y. (1978). "Hydraulic conductivity of unsaturated porous media : generalized macroscopic approach". *Water Resources Research*, **14** (2), 325-334.
- MUALEM, Y. (1984). "A modified dependent-domain theory of hysteresis". *Soil Science*, **137** (5), 283-291.

- MUALEM, Y. (1986). "Hydraulic conductivity of unsaturated soils : prediction and formulas". In : *Methods of Soil Analysis. Part 1 : physical and mineralogical methods*, 2nd Edition, American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Wisconsin, 799-823.
- MUALEM, Y. (1992). "Modeling the hydraulic conductivity of unsaturated porous media". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California , Riverside, California, 15-36.
- MUALEM, Y. and DAGAN, G. (1975). "A dependent domain model of capillary hysteresis". *Water Resources Research*, **11** (3), 452-460.
- MUALEM, Y. and MILLER E.E. (1979). "A hysteresis model based on an explicit domain-dependence function". *Soil Science Society of America Journal*, **43**, 1067-1073.
- MUALEM, Y. and MOREL-SEYTOUX, J.H. (1978). "Analysis of a capillary hysteresis model based on a one-variable distribution function". *Water Resources Research*, **14** (4), 605-610.
- NEUMAN, S.P. (1973). "Saturated-unsaturated seepage by finite elements". *Journal of the hydraulics division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, **99** (HY12), 2233-2250.
- NIELSEN, D.R., KIRKHAM, D. and PERRIER, E.R. (1960). "Soil capillary conductivity ; comparison of measured and calculated values". *Soil Science Society of America Proceedings*, **24**, 157-160.
- NIELSEN, D.R. and LUCKNER, L. (1992). "Theoretical aspects to estimate reasonable initial parameters and range limits in identification procedures for soil hydraulic properties". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, California, 147-160.
- NIELSEN, D.R., van GENUCHTEN, M.Th. and BIGGAR, J.W. (1986). "Water flow and solute transport processes in the unsaturated zone". *Water Resources Research*, **22** (9), 89S-108S.
- NIMMO, J.R. and MILLER, E.E. (1986). "The temperature dependence of isothermal moisture vs. potential characteristics of soils". *Soil Science Society of America Journal*, **50**, 1105-1113.

- NOFZIGER, D.L., RAJENDER, K., NAYUDU, S.K. and SU, P.-Y. (1989). "CHEMFLO one-dimensional water and chemical movement in unsaturated soils". EPA/CR-812808.
- OOSTERVELD, M. and CHANG, C. (1980). "Empirical relations between laboratory determinations of soil texture and moisture retention". *Canadian Agricultural Engineering*, **22** (2), 149-151.
- OTHMER, H., DIEKKRÜGER, B. and KUTILEK, M. (1991). "Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity". *Soil Science*, **152** (3), 139-150.
- PAN, L. and WIERENGA, P.J. (1995). "A transformed pressure head-based approach to solve Richards' equation for variably saturated soils". *Water Resources Research*, **31** (4), 925-931.
- PAQUET, M. et SAVARD, Y. (1994). « Caractéristiques des matériaux en sous-fondation ». Rapport interne (stage), Laboratoire des chaussées, Ministère des Transports du Québec.
- PARLANGE, J.-Y. (1976). "Capillary hysteresis and the relationship between drying and wetting curves". *Water Resources Research*, **12** (2), 224-228.
- PARLANGE, J.-Y. (1980). "Water transport in soils". *Annual Review of Fluid Mechanics*, **12**, 77-102.
- PESSARAN, A. (1994). "Hydraulic characterization of sand to be used as pavement subbase material". Master's Thesis, University of Saskatchewan, Canada, 84 p.
- PETERSEN, G.W., CUNNINGHAM, R.L. and MATELSKI, R.P. (1968 (a)). "Moisture characteristics of Pennsylvania soils : II. Soil factors affecting moisture retention within a textural class – silt loam". *Soil Science Society of America Proceedings*, **32**, 866-870.
- PETERSEN, G.W., CUNNINGHAM, R.L. and MATELSKI, R.P. (1968 (b)). "Moisture characteristics of Pennsylvania soils : I. Moisture retention as related to texture". *Soil Science Society of America Proceedings*, **32**, 271-275.
- PHILLIP, J.R. (1964). "Similarity hypothesis for capillary hysteresis in porous materials". *Journal of Geophysical Research*, **69** (8), 1553-1562.
- PHILLIP, J.R. (1991). "Horizontal redistribution with capillary hysteresis". *Water Resources Research*, **27** (7), 1459-1469.

- POULOVASSILIS, A. and CHILDS, E.C. (1971). "The hysteresis of pore water : the non-independence of domains". *Soil Science*, **112** (5), 301-312.
- PUCKETT, W.E., DANE, J.H. and HAJEK, B.F. (1985). "Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties". *Soil Science Society of America Journal*, **49**, 831-836.
- RADA, G. and WITCZAK, M.W. (1981). "Comprehensive evaluation of laboratory resilient moduli results for granular material". *Transportation Research Record*, **810**, 23-33.
- RAIMBAULT, G. (1986). « Diffusivité et conductivité hydrauliques de matériaux ou sols non saturés en eau ». *Bulletin de liaison, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées*, **145**, 61-68.
- RAJKAI, K., KABOS, S., van GENUCHTEN, M.Th. and JANSSON, P-E. (1996). "Estimation of water-retention characteristics from the bulk density and particle-size distribution of Swedish soils". *Soil Science*, **161** (12), 832-845.
- RAJKAI, K. and VÁRALLYAY, Gy. (1992). "Estimating soil water retention from simpler properties by regression techniques". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, Riverside, California, 417-426.
- RAWLS, W.J. and BRAKENSIEK, D.L. (1982). "Estimating soil water retention from soil properties". *Journal of the Irrigation and Drainage Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, **108** (IR2), 166-171.
- RAWLS, W.J. and BRAKENSIEK, D.L. (1985). "Prediction of soil water properties for hydrologic modeling". In : *Watershed Management in the Eighties. Proceedings of the Symposium Sponsored by the Committee on Watershed Management of the Irrigation and Drainage Division of the American Society of Civil Engineers*, Denver, Colorado, 293-299.
- RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L. and SAXTON, K.E. (1982). "Estimation of soil water properties". *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, **25** (5), 1316-1320.
- RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L. and SONI, B. (1983). "Agricultural management effects on soil water process. Part 1 : Soil water retention and Green and Ampt infiltration parameters". *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, **26** (6), 1747-1752.

- RAWLS, W.J., GISH T.J. and BRAKENSIEK, D.L. (1991). "Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics". *Advances in Soil Science*, 16, 213-234.
- REUTENAUER, D. and AMBROISE, B. (1992). "Fitting the van Genuchten-Mualem model to observed hydraulic properties of coarse-textured soils in the Vosges mountains of France". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, California, 285-291.
- RICHARDS, L.A. (1931). "Capillary conduction of liquids through porous mediums". *Physics*, 1, 318-333.
- RICHARDS, B.G. (1965). "Measurement of the free energy of soil moisture by the psychrometric technique using thermistors". In : *Moisture Equilibria and Moisture Changes in Soils Beneath Covered Areas*, Butterworths, Sydney, Australia, 39-46.
- RIDGEWAY, H.H. (1976). "Infiltration of water through the pavement surface". *Transportation Research Record*, 616, 98-100.
- ROGOWSKI, A.S. (1971). "Watershed physics : model of the soil moisture characteristic". *Water Resources Research*, 7 (6), 1575-1582.
- ROSS, P.J. (1990). "Efficient numerical methods for infiltration using Richards' equation". *Water Resources Research*, 26 (2), 279-290.
- ROSS, P.J. and SMETTEM, K.R.J. (1993). "Describing soil hydraulic properties with sums of simple functions". *Soil Science Society of America Journal*, 57, 26-29.
- ROSS, P.J., WILLIAMS, J. and BRISTOW, K.L. (1991). "Equation for extending water-retention curves to dryness". *Soil Science Society of America Journal*, 55, 923-927.
- ROSSI, C. and NIMMO, J.R. (1994). "Modeling of soil water retention from saturation to oven dryness". *Water Resources Research*, 30 (3), 701-708.
- ROY, M., COTÉ, J., KONRAD, J.M. and ROBERT, C. (1997). « Influence des particules fines sur la conductivité hydraulique des matériaux non saturés de fondation de chaussées ». Dans : *Compte rendu du 32^e congrès annuel de l'Association Québécoise du Transport et des Routes*, Trois-Rivières, Québec, tome 1, 317-335.

- RUSSAM, K. (1958). "An investigation into the soil moisture conditions under roads in Trinidad, B.W.I.". *Géotechnique*, **8**, 57-71.
- RUSSO, D. (1988). "Determining soil hydraulic properties by parameter estimation : on the selection of a model for the hydraulic properties". *Water Resources Research*, **24** (3), 453-459.
- SAXTON, K.E., RAWLS, W.J., ROMBERGER, J.S. and PAPENDICK, R.I. (1986). "Estimating generalized soil-water characteristics from texture". *Soil Science Society of America Journal*, **50**, 1031-1036.
- SCHOFIELD, R.K. (1935). "The pF of the water in soil". In : *Transactions of the 3rd International Congress on Soil Science*, **2**, 38-48.
- SCHUH, W.M. and CLINE, R.L. (1990). "Effect of soil properties on unsaturated hydraulic conductivity pore-interaction factors". *Soil Science Society of America Journal*, **54**, 1509-1519.
- SCHUH, W.M., CLINE, R.L. and SWEENEY, M.D. (1988). "Comparison of a laboratory procedure and a textural model for predicting in situ soil water retention". *Soil Science Society of America Journal*, **52**, 1218-1227.
- SETIAWAN, B.I. and NAKANO, M. (1993). "On the determination of unsaturated hydraulic conductivity from soil moisture profiles and from water retention curves". *Soil Science*, **156** (6), 389-395.
- SHIRAZI, M.A. and BOERSMA, L. (1984). "A unifying quantitative analysis of soil texture". *Soil Science Society of America Journal*, **48**, 142-147.
- SOIL SURVEY STAFF (1975). "Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys". USDA-SCS, Agricultural handbook 436, U.S. Government Printing Office, Washington, District of Columbia.
- STATSOFT INC. (1996). "STATISTICA for windows [computer program manual]". Tulsa, Oklahoma.
- STEPHENS, D.B. (1992). "A comparison of calculated and measured unsaturated hydraulic conductivity of two uniform soils in New Mexico". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, California, 249-261.

- STEPHENS, D.B. and REHFELDT, K.R. (1985). "Evaluation of closed-form analytical models to calculate conductivity in a fine sand". *Soil Science Society of America Journal*, **49**, 12-19.
- SU, C. and BROOKS, R.H. (1975). "Soil hydraulic properties from infiltration test". In : *Watershed Management. Proceedings of the Symposium Sponsored by the Committee on Watershed Management of the Irrigation and Drainage Division of the American Society of Civil Engineers*, Logan, Utah, 516-542.
- SWARTZENDRUBER, D. (1969). "The flow of water in unsaturated soils". In : *Flow through porous media*, Academic Press Inc., New York, 215-287.
- TERZAGHI, K. (1936). "The shear resistance of saturated soils". In : *Proceedings of the 1st International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Cambridge, Massachusetts, **1**, 54-56.
- TIETJE, O. and TAPKENHINRICHS, M. (1993). "Evaluation of pedo-transfer functions". *Soil Science Society of America Journal*, **57**, 1088-1095.
- TOPP, G.C. (1971). "Soil-water hysteresis : the domain theory extended to pore interaction conditions". *Soil Science Society of America Proceedings*, **35**, 219-225.
- TYLER, S.W. and WHEATCRAFT, S.W. (1989). "Application of fractal mathematics to soil water retention estimation". *Soil Science Society of America Journal*, **53**, 987-996.
- TYLER, S.W. and WHEATCRAFT, S.W. (1992). "Fractal aspects of soil porosity". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, California, 53-63.
- VANAPALLI, S.K., FREDLUND D.G., PUFAHL, D.E. and CLIFTON, A.W. (1996 (a)). "Model for the prediction of shear strength with respect to soil suction". *Canadian Geotechnical Journal*, **33**, 379-392.
- VANAPALLI, S.K., FREDLUND, D.G. and BARBOUR, S.L. (1996 (b)). "A rationale for an extended soil-water characteristic curve". In : *Proceedings of the 49th Canadian Geotechnical Conference*, St-John's, Newfoundland, 457-464.
- VAUCLIN, M. and ANGULO-JARAMILLO, R. (1995). "Water and solute transport processes in unsaturated soils : some hydrological and geotechnical aspects". In : *Proceedings of the First International Conference on Unsaturated Soils*, Paris, France, 1357-1379.

- van GENUCHTEN, M.Th. (1980). "A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils". *Soil Science Society of America Journal*, **44**, 892-898.
- van GENUCHTEN, M.Th. and LEIJ, F.J. (1992). "On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California , Riverside, California, 1-14.
- van GENUCHTEN, M.Th., LEIJ, F.J and YATES, S.R. (1991). "The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils". EPA/600/2-91/065, 55 p.
- van GENUCHTEN, M.Th. and NIELSEN, D.R. (1985). "On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils". *Annales Geophysicae*, **3 (5)**, 615-628.
- van WYLEN, G.J., SONNTAG, R.E. et DESROCHERS, P. (1981). « Thermodynamique appliquée ». Éditions du Renouveau Pédagogique Inc., Ottawa, Canada. 736 p.
- VEREECKEN, H. (1988). "Pedotransfer functions for the generation of hydraulic properties for Belgian soils". Ph. D. Thesis, Katholieke Universiteit te Leuven, Belgium, 254 p.
- VEREECKEN, H. (1992). "Derivation and validation of pedotransfer functions for soil hydraulic properties". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, California, 473-488.
- VEREECKEN, H. (1995). "Estimating the unsaturated hydraulic conductivity from theoretical models using simple soil properties". *Geoderma*, **65**, 81-92.
- VEREECKEN, H. (1998). Communication personnelle.
- VEREECKEN, H., MAES, J. and FEYEN, J. (1990). "Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties". *Soil Science*, **149 (1)**, 1-12.
- VEREECKEN, H., MAES, J., FEYEN, J. and DARIUS, P. (1989). "Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density, and carbon content". *Soil Science*, **148 (6)**, 389-403.

- VIAENE, P., VEREECKEN, H., DIELS, J. and FEYEN, J. (1994). "A statistical analysis of six hysteresis models for the moisture retention characteristic". *Soil Science*, **157** (6), 345-355.
- VISSER, W.C. (1968). "An empirical expression for the desorption curve". In : *Water in the Unsaturated Zone. Proceedings of the Wageningen Symposium. International Association of Scientific Hydrology, UNESCO, Paris*, vol. 1, 329-335.
- WALLACE, K.B. (1977). "Moisture transients at the pavement edge : analytical studies of the influence of materials and cross-section design". *Géotechnique*, **27** (4), 497-516.
- WHITE, N.F., SUNADA, D.K., DUKE, H.R. and COREY, A.T. (1972). "Boundary effects in desaturation of porous media". *Soil Science*, **113** (1), 7-12.
- WILLIAMS, P.J. (1982). "The surface of the Earth, an introduction to geotechnical science". Longman Inc., New York.
- WILLIAMS, R.D., AHUJA, L.R. and NANEY, J.W. (1992). "Comparison of methods to estimate soil water characteristics from soil texture, bulk density, and limited data". *Soil Science*, **153** (3), 172-184.
- WILLIAMS, J., PREBBLE, R.E., WILLIAMS, W.T. and HIGNETT, C.T. (1983). "The influence of texture, structure and clay mineralogy on the soil moisture characteristic". *Australian Journal of Soil Research*, **21**, 15-32.
- WILLIAMS, J., ROSS, P. and BRISTOW, K. (1992). "Prediction of the Campbell water retention function from texture, structure and organic matter". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, California, 427-441.
- WÖSTEN, J.H.M., FINKE, P.A. and JANSEN, M.J.W. (1995). "Comparison of class and continuous pedotransfer functions to generate soil hydraulic characteristics". *Geoderma*, **66**, 227-237.
- WÖSTEN, J.H.M. and van GENUCHTEN, M.Th. (1988). "Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions". *Soil Science Society of America Journal*, **52**, 1762-1770.
- WYLLIE, M.R.J. and GARDNER, G.H.F. (1958). "The generalized Kozeny-Carman equation. Part 2 : Novel approach to problems of fluid flow". *World Oil*, **146**, 210-228.

- YATES, S.R., van GENUCHTEN, M. Th. and LEIJ, F.J. (1992). "Analysis of predicted hydraulic conductivities using RETC". In : *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, California, 273-283.
- YATES, S.R., van GENUCHTEN, M.Th., WARRICK, A.W. and LEIJ, F.J. (1992). "Analysis of measured, predicted, and estimated hydraulic conductivity using the RETC computer program". *Soil Science Society of America Journal*, **56**, 347-354.
- ZHANG, R. and van GENUCHTEN, M.Th. (1994). "New models for unsaturated soil hydraulic properties". *Soil Science*, **158 (2)**, 77-85.

ANNEXE A

Tableaux des méthodes indirectes

Tableau A.1 Modèles empiriques de la courbe caractéristique de forme sigmoïdale ainsi que leurs fonctions réciproques.

$(u_a - u_w) (\theta)$ ou $(u_a - u_w) (\Theta)$	$\theta ((u_a - u_w))$ ou $\Theta ((u_a - u_w))$
Relations exponentielles	
<u>Rogowski (1971) :</u> $\theta \leq \theta_0 :$ $(u_a - u_w) = (u_a - u_w)_{\text{av}} - e^{\frac{\theta - \theta_0}{\beta}} + 1$ $\theta \geq \theta_0 :$ $(u_a - u_w) = (u_a - u_w)_{\text{av}} + e^{\frac{\theta - \theta_0}{\alpha}} - 1$	$(u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_{\text{av}} :$ $\theta = \theta_0 + \beta \cdot \ln((u_a - u_w)_{\text{av}} - (u_a - u_w) + 1)$ $(u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{\text{av}} :$ $\theta = \theta_0 + \alpha \cdot \ln((u_a - u_w) - (u_a - u_w)_{\text{av}} + 1)$
<u>Farrell et Larson (1972) :</u> $(u_a - u_w) = (u_a - u_w)_{\text{av}} \cdot e^{\alpha(\theta - \theta)}$	$\theta = \theta_s - \alpha^{-1} \cdot \ln \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_{\text{av}}} \right)$
<u>Vauclin et al. (1979) (cf. Leij et al., 1997) :</u> $(u_a - u_w) = e^{-\frac{1}{\alpha} \left(\frac{\theta - \theta_s}{\beta} \right)^{\frac{1}{\beta}}}$	$\Theta = \frac{1}{1 + \left(\frac{\ln \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_{\text{av}}} \right)}{\alpha^{1/\beta}} \right)^{\beta}}$
<u>Fredlund et Xing (1994), FI :</u> $(u_a - u_w) = a \cdot \left(e^{\left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{1/n}} - e \right)^{1/n}$	$\theta = \theta_s \cdot \left[\ln \left(e + \left(\frac{(u_a - u_w)}{a} \right)^n \right) \right]^{-n}$
Fonctions puissance	
Forme générale : $(u_a - u_w) = \frac{(1 - \Theta^{\alpha})^{\beta} \cdot \Theta^{-\epsilon}}{\alpha}$	
<u>Brooks et Corey (1964), BC :</u> $(u_a - u_w) = (u_a - u_w)_{\text{av}} \cdot \Theta^{-1/2}$	$(u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_{\text{av}} :$ $\Theta = \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_{\text{av}}} \right)^{-1}$ $(u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{\text{av}} :$ $\Theta = 1$
<u>Brutsaert (1966), BR :</u> $(u_a - u_w) = a^{1/b} \cdot (1 - \Theta)^{1/b} \cdot \Theta^{-1/b}$	$\Theta = \frac{1}{1 + \left(\frac{(u_a - u_w)}{a^{1/b}} \right)^b}$
<u>Ahuja et Swartzendruber (1972) :</u> $(u_a - u_w) = c^{-1/p} \cdot (\theta_s - \theta)^{1/p} \cdot \theta^{-1/p}$	$\theta = \frac{\theta_s}{1 + (c^{1/p} \cdot (u_a - u_w))^p}$

Tableau A.1 ... suite.

Fonctions puissance ... suite Forme générale : $(u_a - u_w) = \frac{(1 - \Theta^\alpha)^\beta \cdot \Theta^{-\gamma}}{\alpha}$	
Haverkamp et al. (1977) : $(u_a - u_w) = \alpha^{1/\beta} \cdot (1 - \Theta)^{1/\beta} \cdot \Theta^{-1/\beta}$	$\Theta = \frac{1}{1 + \left(\frac{(u_a - u_w)}{\alpha^{1/\beta}} \right)^\beta}$
Visser (1968) : $(u_a - u_w) = A \cdot (\theta_s - \theta)^n \cdot \theta^{-n}$	AUCUNE RÉCIPROQUE SIMPLE
Gardner et al. (1970) : $(u_a - u_w) = A \cdot \theta^{-\alpha}$	$(u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_{\text{av}} :$ $\theta = \left(\frac{(u_a - u_w)}{A} \right)^{-1/\alpha}$ $(u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{\text{av}} :$ $\theta = \theta_s$
Campbell (1974), C.I. $(u_a - u_w) = (u_a - u_w)_{\text{av}} \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b}$	$(u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_{\text{av}} :$ $\theta = \theta_s \cdot \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_{\text{av}}} \right)^{-1/b}$ $(u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{\text{av}} :$ $\theta = \theta_s$
Su et Brooks (1975) : $(u_a - u_w) = (u_a - u_w)_i \cdot \alpha^n \cdot \beta^{\frac{n\beta}{\alpha}} (1 - \Theta)^{\frac{n\beta}{\alpha}} \cdot \Theta^{-n}$	AUCUNE RÉCIPROQUE SIMPLE
Clapp et Hornberger (1978) : $\theta \leq \theta_i :$ $(u_a - u_w) = (u_a - u_w)_{\text{av}} \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b}$ $\theta \geq \theta_i :$ $(u_a - u_w) = -m \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s} - n \right) \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s} - 1 \right)$	$(u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_i :$ $\theta = \theta_s \cdot \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_{\text{av}}} \right)^{-1/b}$ $(u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_i :$ $\theta = \frac{m\theta_s(1+n) + \theta_s \sqrt{m^2 - 2m^2n + m^2n^2 - 4m(u_a - u_w)}}{2m}$
Van Genuchten (1980), VG : $(u_a - u_w) = \frac{(1 - \Theta^{1/m})^{1/n} \cdot \Theta^{-1}}{\alpha}$	$\Theta = \left(\frac{1}{1 + (\alpha \cdot (u_a - u_w))^n} \right)^{1/m}$
Gregson et al. (1987) : $(u_a - u_w) = P \cdot Q^b \cdot \theta^b$ où : $P = 0,375 \text{ kPa}$ $Q = 1,795 \text{ m}^3/\text{m}^3$	$(u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_{\text{av}} :$ $\theta = Q^{-1} \cdot (P^{-1} \cdot (u_a - u_w))^{1/b}$ où : $P = 0,375 \text{ kPa}$ $Q = 1,795 \text{ m}^3/\text{m}^3$ $(u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{\text{av}} :$ $\theta = \theta_s$

Tableau A.1 ... suite.

Fonctions puissance ... suite	
Forme générale : $(u_a - u_w) = \frac{(1 - \Theta^a)^b \cdot \Theta^{-c}}{\alpha}$	
Hutson et Cass (1987) : $\theta \leq \theta_i :$ $(u_a - u_w) = \alpha \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_i} \right)^{-b}$ $\theta \geq \theta_i :$ $(u_a - u_w) = \frac{\alpha \cdot \left(1 - \frac{\theta}{\theta_i} \right)^{1/2} \cdot \left(\frac{\theta_i}{\theta} \right)^{-b}}{\left(1 - \frac{\theta_i}{\theta} \right)^{1/2}}$	$(u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_i :$ $\theta = \theta_i \cdot \left(\frac{a}{(u_a - u_w)} \right)^{1/b}$ $(u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_i :$ $\theta = \theta_i \cdot \frac{\theta_i \cdot (u_a - u_w)^2 \cdot \left(1 - \frac{\theta_i}{\theta} \right)}{\alpha^2 \cdot \left(\frac{\theta_i}{\theta} \right)^{-2b}}$
Kosugi (1994) : $(u_a - u_w) =$ $(u_a - u_w)_{\text{asy}} + ((u_a - u_w)_i - (u_a - u_w)_{\text{asy}}) \cdot m^{-1/n} \cdot (1 - \Theta^{1/n})^{1/n} \cdot \Theta^{-\frac{1}{n}}$	$(u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_{\text{asy}} :$ $\Theta = \left[\frac{1}{1 + \left(m^{1/n} \cdot \left(\frac{(u_a - u_w)_{\text{asy}} - (u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_{\text{asy}} - (u_a - u_w)_i} \right) \right)^n} \right]^{1/n}$ $(u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{\text{asy}} :$ $\Theta = 1$
Fonctions cosinus hyperbolique	
King (1965) : $(u_a - u_w) =$ $(u_a - u_w)_i \cdot \left[\ln \left(\gamma \cdot \left(\frac{\theta_i + \theta}{\theta_i - \theta} \right) + \sqrt{\gamma^2 \cdot \left(\frac{\theta_i + \theta}{\theta_i - \theta} \right)^2 - 1} \right) - \varepsilon \right]^{1/\beta}$	$\theta = \theta_i \cdot \frac{\cosh \left(\left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_o} \right)^\beta + \varepsilon \right) - \gamma}{\cosh \left(\left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_o} \right)^\beta + \varepsilon \right) + \gamma}$
Gillham et al. (1976) : $(u_a - u_w) = (u_a - u_w)_o \cdot$ $\left\{ \ln \left[\left(\frac{\theta_i - \theta_r}{\theta_i + \theta_r} \right) \cdot \left(\frac{\theta_i + \theta}{\theta_i - \theta} \right) + \sqrt{\left(\frac{\theta_i - \theta_r}{\theta_i + \theta_r} \right)^2 \cdot \left(\frac{\theta_i + \theta}{\theta_i - \theta} \right)^2 - 1} \right] \right\}^{1/b}$	$\theta = \theta_i \cdot \frac{\cosh \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_o} \right)^b - \left(\frac{\theta_i - \theta_r}{\theta_i + \theta_r} \right)}{\cosh \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_o} \right)^b + \left(\frac{\theta_i - \theta_r}{\theta_i + \theta_r} \right)}$

Tableau A.1 ... suite.

Fonctions erreur	
<u>Laliberté (1969) (cf. van Genuchten et Nielsen, 1985) :</u> AUCUNE RÉCIPROQUE SIMPLE	$\Theta = \frac{1}{2} \cdot \operatorname{erfc} \left(a - \frac{b}{c + \left(\frac{u_a - u_w}{(u_a - u_w)_{\text{ave}}} \right)} \right)$
<u>Kosugi (1994) :</u> AUCUNE RÉCIPROQUE SIMPLE	$(u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_{\text{ave}} :$ $\Theta = \frac{1}{2} \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{\ln \left(\frac{(u_a - u_w)_{\text{ave}} - (u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_{\text{ave}} - (u_a - u_w)_l} \right) - \sigma^2}{2^{1/2} \cdot \sigma} \right)$ $(u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{\text{ave}} :$ $\Theta = 1$
Fonctions inclassables	
<u>McKee et Bumb (1984) (cf. Bumb et al., 1992) :</u> $(u_a - u_w) = (u_a - u_w)_{\text{ave}} - \beta \cdot \ln(\Theta)$	$(u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_{\text{ave}} :$ $\Theta = e^{\left(\frac{(u_a - u_w)_{\text{ave}} - (u_a - u_w)}{\beta} \right)}$ $(u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{\text{ave}} :$ $\Theta = 1$
<u>McKee et Bumb (1987) et Bumb (1987) (cf. Bumb et al., 1992) :</u> $(u_a - u_w) = \beta \cdot \ln \left(\frac{1 - \Theta}{\Theta} \right) + (u_a - u_w)_{1/2}$	$\Theta = \frac{1}{1 + e^{\left(\frac{(u_a - u_w)_{\text{ave}} - (u_a - u_w)_{1/2}}{\beta} \right)}}$
<u>Globus (1987) (cf. Leij et al., 1997), GL :</u> $(u_a - u_w) = \frac{\left(\frac{1 + (\alpha \cdot \beta)^{\gamma} - \Theta}{\Theta} \right)^{1/\gamma} - (\alpha \cdot \beta)}{\alpha}$	$\Theta = \frac{1 + (\alpha \cdot \beta)^{\gamma}}{1 + (\alpha \cdot ((u_a - u_w) + \beta))^{\gamma}}$
<u>Russo (1988) :</u> AUCUNE RÉCIPROQUE SIMPLE	$\Theta = \left[e^{\frac{\alpha(u_a - u_w)}{2}} \cdot \left(1 + \left(\frac{\alpha \cdot (u_a - u_w)}{2} \right) \right) \right]^{\frac{2}{\alpha+2}}$
<u>Zhang et van Genuchten (1994) :</u> $(u_a - u_w) = \frac{(1 - \Theta) + \sqrt{(1 - \Theta)^2 + 4 \cdot c_2 \cdot \Theta \cdot (1 - \Theta)}}{2 \cdot c_2 \cdot \alpha \cdot \Theta}$	$\Theta = \frac{1 + c_1 \cdot \alpha \cdot (u_a - u_w)}{1 + (\alpha \cdot (u_a - u_w)) + c_2 \cdot (\alpha \cdot (u_a - u_w))^2}$

Tableau A.2 Différentes sources de fonctions pédo-transferts pour le segment principal en désorption de la courbe caractéristique sol-eau.

			Texture (USDA)									
Référence	Taille de la base de donnée	Modèle empirique	Sable, S (2 mm - 50 µm) (%)		Limon, M (50 µm - 2 µm) (%)		Argile, C (d < 2 µm) (%)		Matière organique, O (%)		Masse volumique sèche, ρ _d (kg/m³)	
			min.-max.	$\bar{x}$ et (s)	min.-max.	$\bar{x}$ et (s)	min.-max.	$\bar{x}$ et (s)	min.-max.	$\bar{x}$ et (s)	min.-max.	$\bar{x}$ et (s)
			Estimations ponctuelles									
Ahuja <i>et al.</i> (1985)	189	s.o.	—	22,2 (5,1)	—	42,6 (4,3)	—	35,1 (2,7)	—	1,9 (0,6)	—	1721 (72)
De Jong et Loebel (1982)	—	s.o.	—	— (—)	—	— (—)	—	— (—)	—	— (—)	—	— (—)
Gupta et Larson (1979)	40	s.o.	5,0-98,0	— (—)	1,0-72,0	— (—)	0,0-65,0	— (—)	0,0-23,0	— (—)	740-1740	— (—)
Oosterveld et Chang (1980)	298	s.o.	4,0-86,0	— (—)	7,0-67,0	— (—)	6,0-72,0	— (—)	—	— (—)	—	— (—)
Pessaran (1994)	6	s.o.	70,5-100,0	91,4 (13,9)	0,0-2,5	0,4 (1,0)	0,0	0,0 (0,0)	0,0	0,0 (0,0)	560-1930	1722 (148)
Petersen <i>et al.</i> (1968(b))	1267	s.o.	— †	29,5 (—)	—	47,1 (—)	—	23,4 (—)	—	0,9 (—)	—	1516 (—)
Puckett <i>et al.</i> (1985)	42	s.o.	34,6-88,5	59,6 (13,7)	7,5-35,8	18,4 (7,7)	1,4-42,1	22,0 (12,0)	—	— (—)	481-1863	1628 (91)
Rajkai et Várallyay (1992)	270	s.o.	—	— (—)	—	— (—)	—	— (—)	—	— (—)	—	— (—)
Rawls <i>et al.</i> (1982)	2541	s.o.	0,1-99,0	56,0	0,1-93,0	26,0	0,1-94,0	18,0	0,1-12,5	0,7	100-2090	1420
Rawls et Brakensiek (1982)	2543			(—)		(—)		(—)		(—)		(—)
Rawls <i>et al.</i> (1983)	2541			(—)		(—)		(—)		(—)		(—)

† Information non disponible.

‡ Avec certaines restrictions.

Tableau A.2 ... suite.

Estimations paramétriques												
Brakensiek <i>et al.</i> (1981)	1085	BC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
McCuen <i>et al.</i> (1981)												
Campbell et Shiozawa (1992)	6	CA	9,0-89,0	-	-	-	5,0-47,0	-	-	-	-	-
Clapp et Hornberger (1978)	1446	CA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cosby <i>et al.</i> (1984)	1448	CA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
De Jong (1982)	271	CA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
De Jong <i>et al.</i> (1983)	64	op. cit.	11,0-81,0	32,8 (20,1)	11,0-57,0	35,2 (10,9)	8,0-66,0	32,0 (15,1)	0,2-11,5	3,4 (2,3)	-	-
Ghosh (1980)	27	CA	12,0-70,4	54,0 (16,7)	14,1-40,2	23,9 (8,4)	9,3-51,6	22,1 (10,2)	-	-	1092-1521	1302 (111)
Madankumar (1985)	22	CA	10,0-90,0	-	0,0-50,0	-	10,0-90,0	-	-	-	-	-
Rajkai <i>et al.</i> (1996)	156	BR †	0,1-47,5	6,0 (-)	-	65,0 (-)	3,0-70,8	29,1 (-)	-	3,0 (-)	920-1760	1420 (-)
Rawls <i>et al.</i> (1982)	2541	BC	0,1-99,0	56,0 (-)	0,1-93,0	26,0 (-)	0,1-94,0	18,0 (-)	0,1-12,5	0,7 (-)	100-2090	1420 (-)
Rawls <i>et al.</i> (1983)	2541	BC	0,1-99,0	56,0 (-)	0,1-93,0	26,0 (-)	0,1-94,0	18,0 (-)	0,1-12,5	0,7 (-)	100-2090	1420 (-)
Rawls et Brakensiek (1985)	2541	BC	5,0-70,0	-	-	-	5,0-60,0	-	-	-	-	-
Saxton <i>et al.</i> (1986)	2541	op. cit.	5,0-95,0	-	-	-	5,0-60,0	-	-	-	-	-
Vereecken <i>et al.</i> (1989)	182	BR	5,6-97,8	52,1 (33,1)	0,0-80,7	36,8 (27,7)	0,0-54,5	10,9 (8,6)	0,02-11,4	1,8 (3,4)	1040-2130	1466 (121)

† Information non disponible.

‡ Avec certaines restrictions.

Tableau A.2 ... suite.

Estimations paramétriques ... suite.												
		78	CA	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Williams <i>et al.</i> (1983)		78		-	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)
Williams <i>et al.</i> (1992)		78 196 2179	CA	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wösten et van Genuchten (1988)		197	I/G †	-	1,0-49,0	-	9,0-77,0	-	0,1-15,0	-	900-1800	-
Wösten <i>et al.</i> (1995)		68	I/G †	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Modèles physico-empiriques												
Arya et Paris (1981)		5	s.o.	21,9-58,1	-	27,9-62,9	-	11,7-36,8	-	-	1400-1517	-
Arya et Dierolf (1992)		10	BC †	98,9-100,0	99,9 (0,3)	0,0-1,1	0,1 (0,3)	0,0-0,0	0,0 (0,0)	0,0-0,0	1500-1750	1638 (87)
Haverkamp et Parlange (1986)		44	s.o.	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Kovács (1981)												
Aubertin <i>et al.</i> (1995)												
Aubertin <i>et al.</i> (1998)												

† Information non disponible.

‡ Avec certaines restrictions.

Tableau A.3 Modèles empiriques de la courbe de perméabilité.

$k(\theta)$	$k(u_a - u_w)$
<u>Gardner et al. (1970) :</u> $k = B \cdot \theta^p$	<u>Richards (1931) :</u> $k = a \cdot (u_a - u_w) + b$
<u>Davidson et al. (1969) :</u> $k = k_s \cdot e^{\alpha(\theta - \theta_s)}$	<u>Wind (1955) (cf. Mualem, 1978) :</u> $k = \alpha \cdot (u_a - u_w)^\alpha$
<u>Campbell (1973) (cf. Fredlund et al., 1994) :</u> $k = k_s \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^n$	<u>Gardner (1958) :</u> $k = a \cdot e^{-c(u_a - u_w)} = k_s \cdot e^{-c(u_a - u_w)}$
<u>Setiawan et Nakano (1993) :</u> $k = k_s \cdot e^{-\alpha(\theta_s - \theta)^p}$	<u>Gardner (1958) :</u> $k = \frac{a}{b} \cdot \frac{1}{1 + \left(\frac{(u_a - u_w)}{b^{1/n}} \right)^n} = k_s \cdot \frac{1}{1 + \left(\frac{(u_a - u_w)}{b^{1/n}} \right)^n}$
	<u>Brooks et Corey (1964) :</u> $(u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_{\text{ave}} :$ $k = k_s \cdot \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_{\text{ave}}} \right)^{-\eta}$ $(u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{\text{ave}} :$ $k = k_s$
	<u>King (1965) :</u> $k = k_s \cdot \sigma \cdot \frac{\cosh\left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_2}\right)^\eta - 1}{\cosh\left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_2}\right)^\eta + 1}$
	<u>Rijtema (1965) (cf. Mualem, 1986 et 1992) :</u> $(u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_I :$ $k = k_1 \cdot \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_I} \right)^{-n}$ $(u_a - u_w)_I \geq (u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_{\text{ave}} :$ $k = k_s \cdot e^{\alpha((u_s - u_w) - (u_a - u_w)_{\text{ave}})}$ $(u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{\text{ave}} :$ $k = k_s$

Tableau A.4 Solutions analytiques (ou formes closes) de différents modèles physico-empiriques (Inspiré de Mualem (1986, 1992)).

	BC	VG
	$(u_a - u_w) \geq (u_a - u_w)_{\text{avv}} :$ $\Theta = \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_{\text{avv}}} \right)^{-1}$ $(u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{\text{avv}} :$ $\Theta = 1$	$\Theta = \left[\frac{1}{1 + (\alpha \cdot (u_a - u_w))^v} \right]^{\frac{1}{\alpha}}$
CCG ($l = 0$)		Aucune solution analytique simple possible
MQ ($l = 4/3$) KUG ($l = 1$)	$k_r(\Theta) = \Theta^l \cdot \frac{\int_0^{\Theta} \frac{\Theta - x}{(u_a - u_w)^2(x)} \cdot dx}{\int_0^1 \frac{1 - x}{(u_a - u_w)^2(x)} \cdot dx}$	Aucune solution analytique simple possible
BUR ($l = 2$)	$k_r(\Theta) = \Theta^l \cdot \frac{\int_0^{\Theta} \frac{dx}{(u_a - u_w)^2(x)}}{\int_0^1 \frac{dx}{(u_a - u_w)^2(x)}}$	$k_r(\Theta) = \Theta^l \cdot \left[1 - \left(1 - \Theta^{\frac{1}{\alpha}} \right)^{\alpha} \right]$ avec $\omega = 1 - (2/v)$ $k_r(u_a - u_w) = \frac{1 - (\alpha \cdot (u_a - u_w))^{\omega \alpha} \cdot [1 + (\alpha \cdot (u_a - u_w))^v]^{-\frac{\omega}{\alpha}}}{[1 + (\alpha \cdot (u_a - u_w))^v]^{\frac{\omega}{\alpha}}}$ avec $\omega = 1 - (2/v)$
MUA ($l = 1/2$)	$k_r(\Theta) = \Theta^l \cdot \left(\frac{\int_0^{\Theta} \frac{dx}{(u_a - u_w)(x)}}{\int_0^1 \frac{dx}{(u_a - u_w)(x)}} \right)^2$	$k_r(\Theta) = \Theta^l \cdot \left[1 - \left(1 - \Theta^{\frac{1}{\alpha}} \right)^{\alpha} \right]^2$ avec $\omega = 1 - (1/v)$ $k_r(u_a - u_w) = \frac{\left\{ 1 - (\alpha \cdot (u_a - u_w))^{\omega \alpha} \cdot [1 + (\alpha \cdot (u_a - u_w))^v]^{-\frac{\omega}{\alpha}} \right\}^2}{[1 + (\alpha \cdot (u_a - u_w))^v]^{\frac{\omega}{\alpha}}}$ avec $\omega = 1 - (1/v)$

ANNEXE B

Modification du modèle physico-empirique
de
Haverkamp et Parlange (1986)

Afin d'inclure la teneur en eau résiduelle dans le modèle physico-empirique de Haverkamp et Parlange (1986), les courbes principales en désorption et en absorption sont exprimées à l'aide des équations [2.63] et [2.64] du modèle hystérésis amendé de Parlange (1976 et 1980) sauf que le terme dépendant est la teneur en eau volumétrique normalisée par rapport à la saturation (*i.e.* $\Theta = (\theta - \theta_r)/(\theta_o - \theta_r)$). Les équations permettant de prédire les paramètres des équations du modèle hystérésis amendé, à l'aide du concept de similarité entre la courbe caractéristique et la courbe granulométrique, s'expriment maintenant comme suit :

(1) Régression non linéaire de l'équation [A.1] de type VG aux données provenant de la courbe granulométrique exprimée en cumulatif de passant, $F(d(cm))$.

$$F = \left[\frac{1}{1 + \left(\frac{\alpha_{psdc}}{d} \right)^{\nu_{psdc}}} \right]^{\omega_{psdc}} = \left[\frac{1}{1 + \left(\frac{\alpha_{psdc}}{d} \right)^{\frac{1}{1-\omega_{psdc}}}} \right]^{\omega_{psdc}} \quad [A.1]$$

où : α_{psdc} , ν_{psdc} et ω_{psdc} sont des paramètres d'ajustements contrôlant la courbe granulométrique.

(2) Estimation du paramètre de la répartition de la taille des pores λ en utilisant la relation suivante :

$$\hat{\lambda} = 0,0723 \cdot \left(\frac{\omega_{psdc}}{1 - \omega_{psdc}} \right) \cdot \rho_d^{3,8408} \quad [A.2]$$

où : ρ_d et $\hat{\lambda}$ sont respectivement la masse volumique du sol sec (g/cm^3) et l'estimation de λ . Puisque cette équation provient d'une régression statistique, elle n'est valide que sur le domaine des données qui ont servies à cette dernière, soit $1,50 \leq \rho_d \leq 1,75 \text{ g/cm}^3$.

(3) Estimation de la valeur de la charge de pression d'eau interstitielle correspondant à l'entrée d'air, $h_{p\ aev}$ (en cm d'eau), en déterminant itérativement $h_{p\ aev} / h_p(\theta_{aev})$ à partir de l'équation [A.3] qu'on remplace ensuite dans l'équation [A.4].

$$\frac{h_{p\ aev}}{h_p(\theta_{aev})} = \left\{ (1 + \hat{\lambda}) \cdot \left[1 - \frac{h_{p\ aev}}{h_p(\theta_{aev})} \cdot \left(1 - \frac{\theta_o - \theta_r}{n - \theta_r} \right) \right] \right\}^{-1/\hat{\lambda}} \quad [\text{A.3}]$$

$$h_{p\ aev} = - \frac{0.149 \cdot (17.1736 - 4.7043 \cdot \hat{\lambda} + 0.1589 \cdot \hat{\lambda}^2)}{\alpha_{psdc}} \cdot \left[\left(\frac{\left(\frac{n - \theta_r}{1 + \hat{\lambda}} \right) + \theta_r}{\theta_o} \right)^{-1/\alpha_{psdc}} - 1 \right]^{1 - \alpha_{psdc}} \cdot \frac{h_{p\ aev}}{h_p(\theta_{aev})} \quad [\text{A.4}]$$

Dans ces équations, la teneur en eau volumétrique à saturation peut être considérée égale $0,9 \cdot \theta_s = 0,9 \cdot n$.

(4) Estimation de la valeur de la charge de pression d'eau interstitielle correspondant à l'entrée d'eau, $h_{p\ wev}$ (en cm d'eau) :

$$h_{p\ wev} = h_{p\ aev} \cdot \left[\frac{1 + \hat{\lambda}}{\hat{\lambda}} \right] \cdot \left[1 - \left(\frac{\theta_o - \theta_r}{n - \theta_r} \right) \right] \quad [\text{A.5}]$$

ANNEXE C

**Représentations graphiques de l'application
de diverses méthodes indirectes
(matériaux à granulométrie uniforme)**

Courbe caractéristique sol-eau

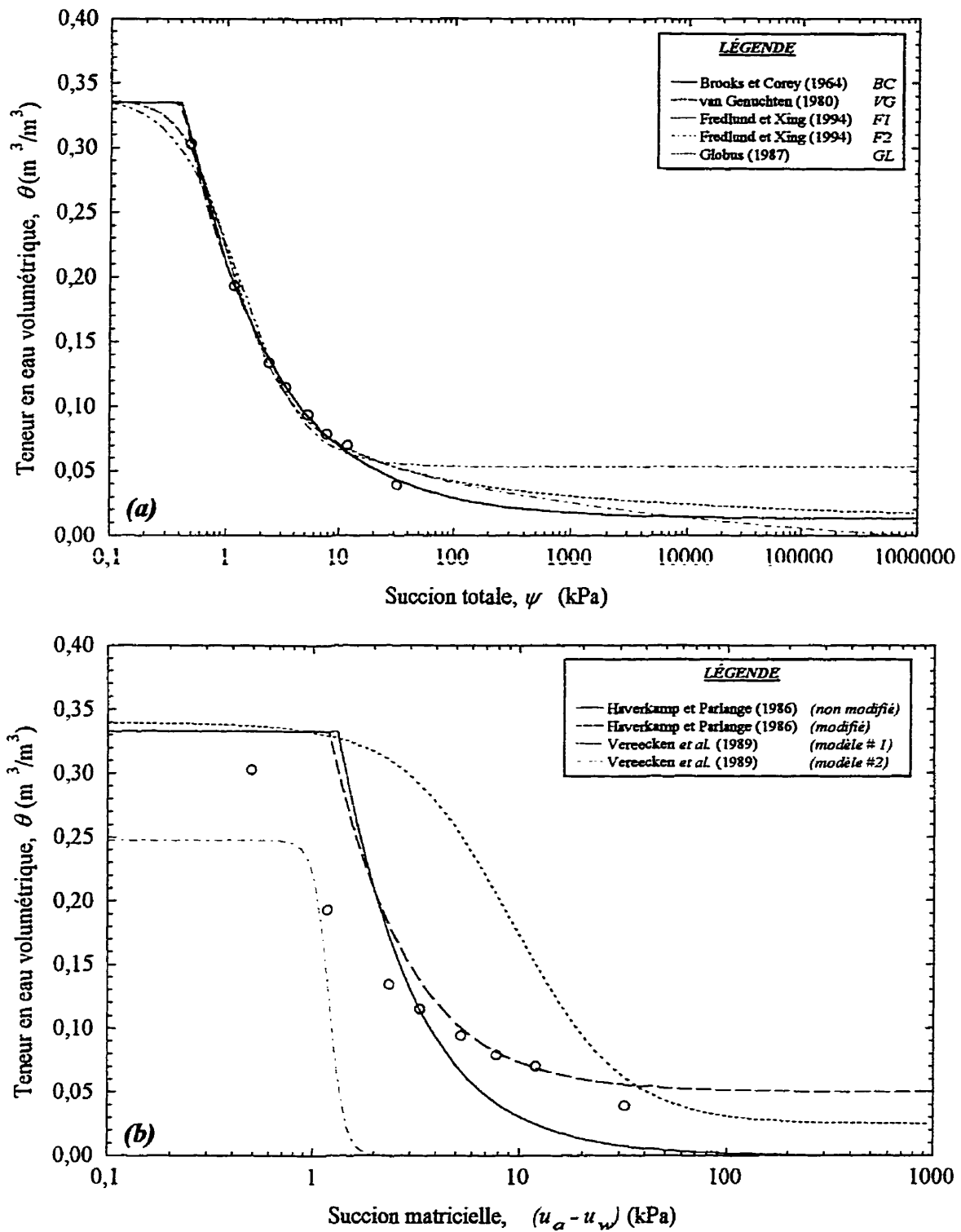


Figure C.1 Données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon #1023 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).
 (a) Représentation par différents modèles empiriques.
 (b) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.

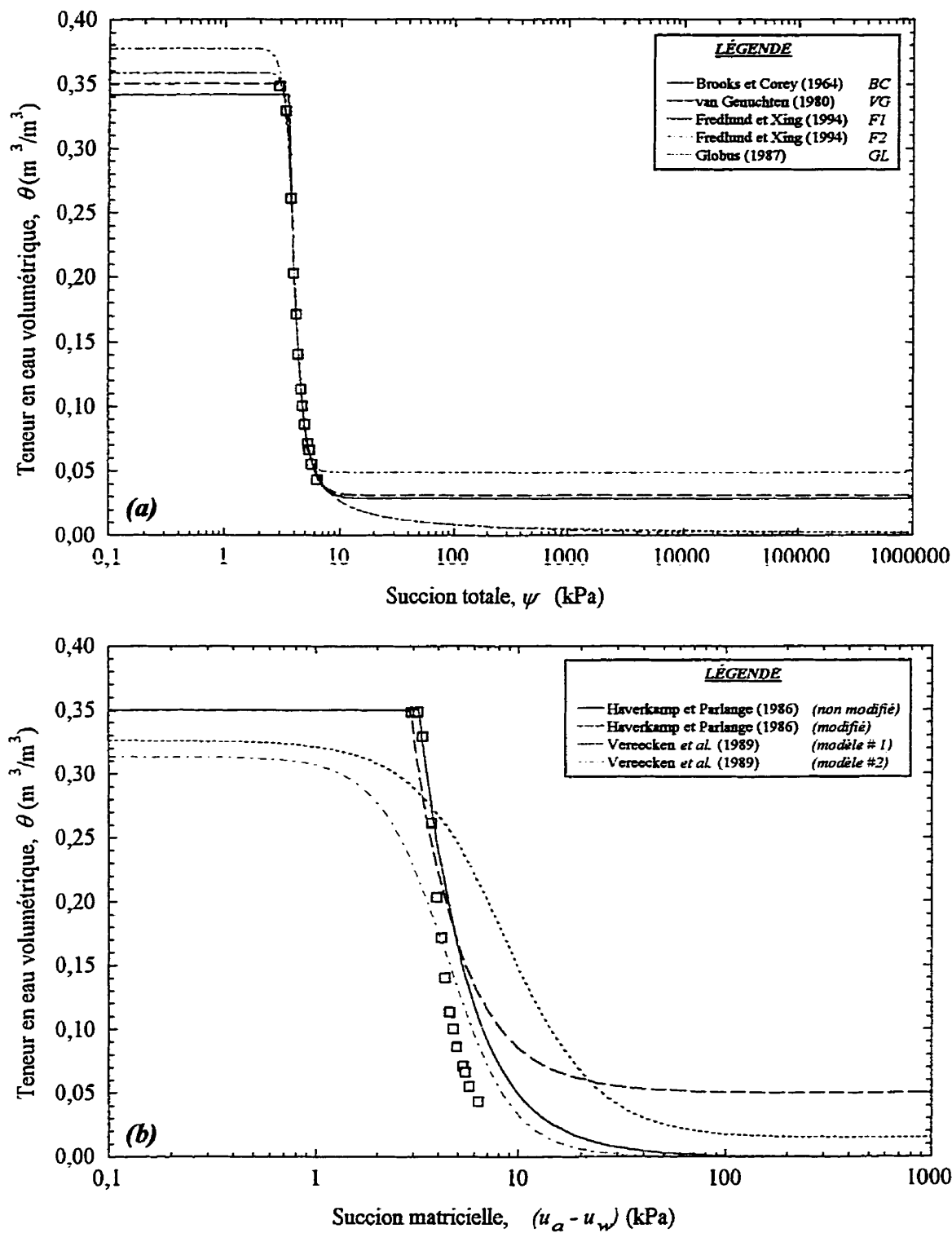


Figure C.2

Données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment initial en désorption de l'échantillon #2310 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).

(a) Représentation par différents modèles empiriques.

(b) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.

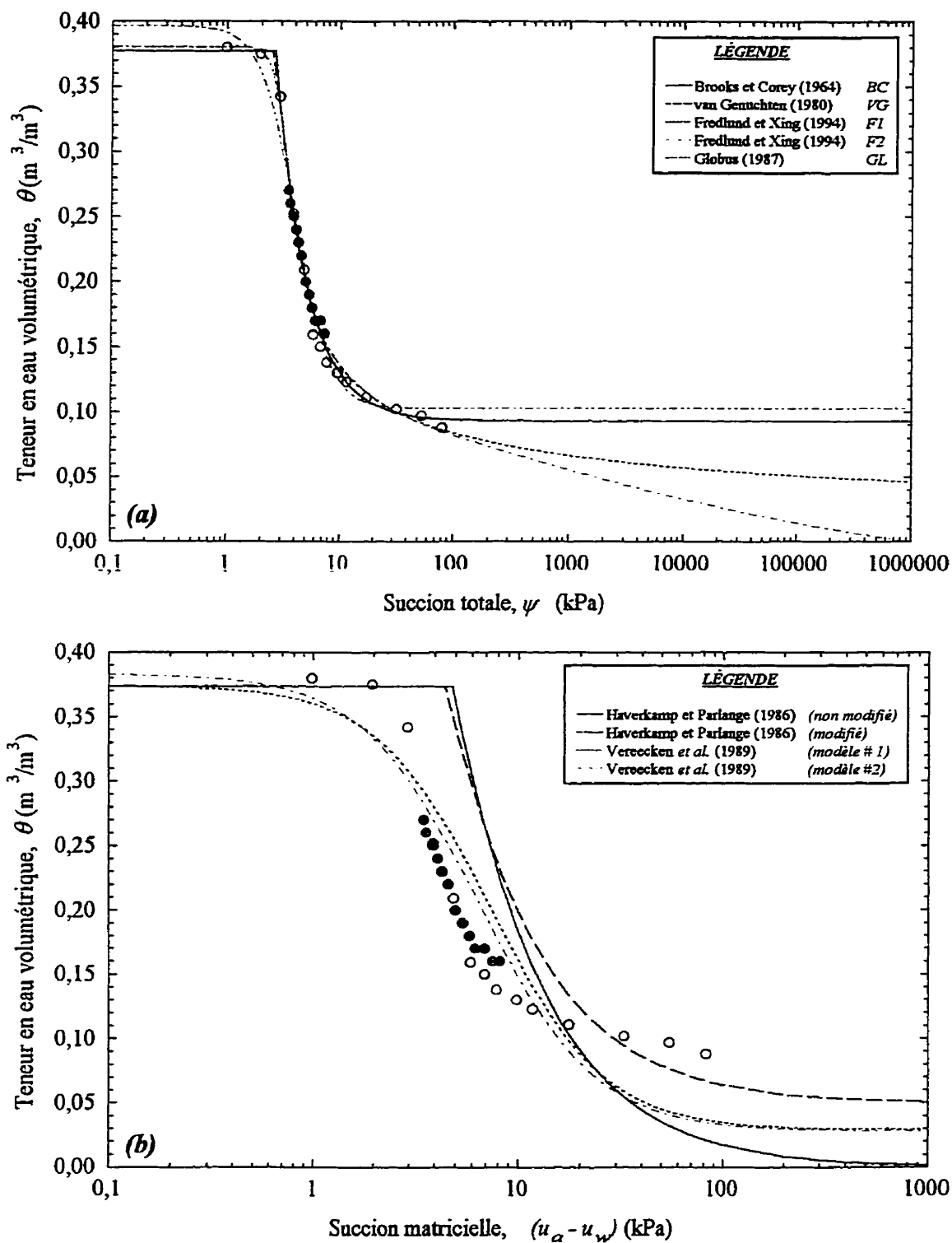


Figure C.3 Données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon #3182 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).
 (a) Représentation par différents modèles empiriques.
 (b) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.

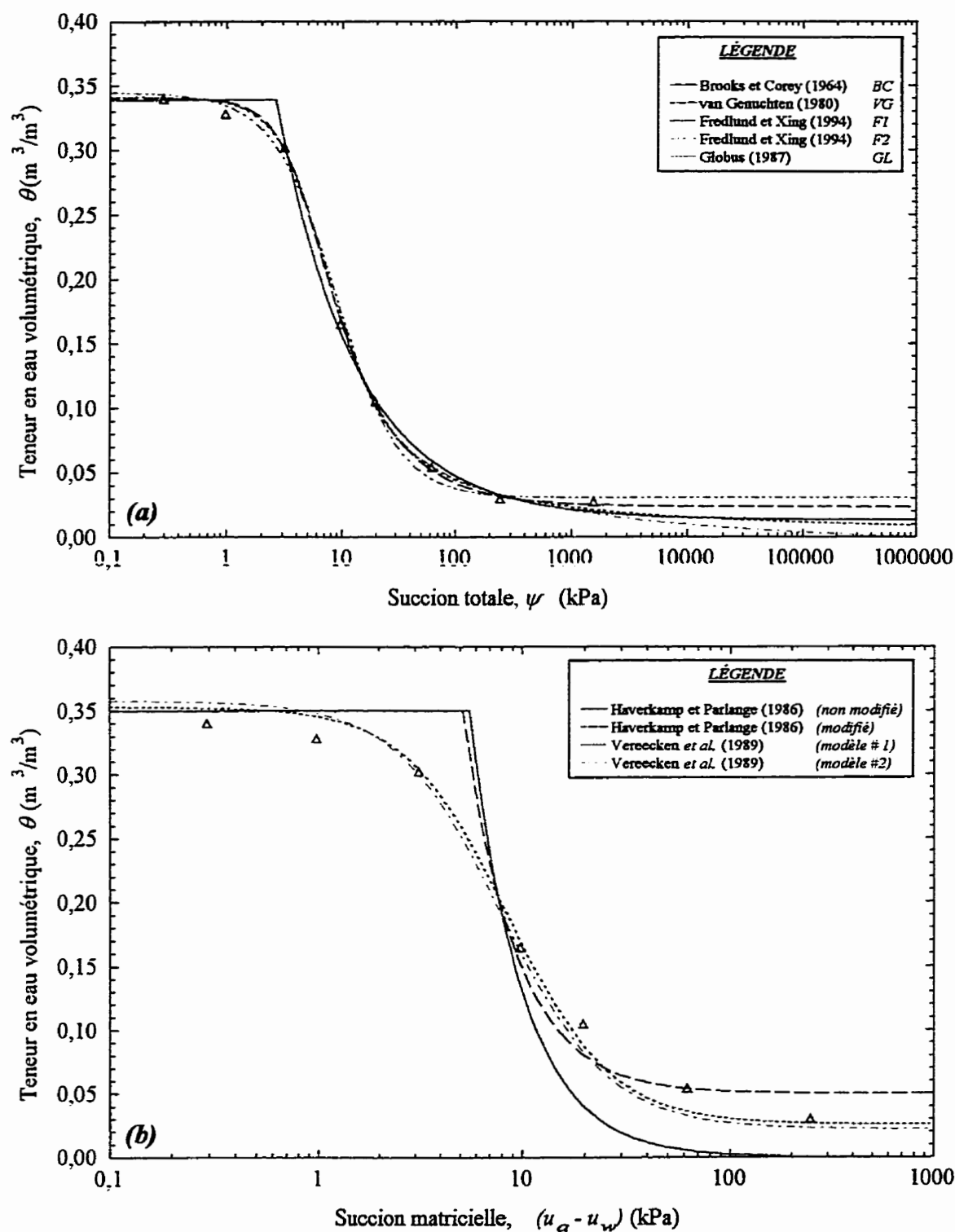


Figure C.4 Données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon #4001 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).
 (a) Représentation par différents modèles empiriques.
 (b) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.

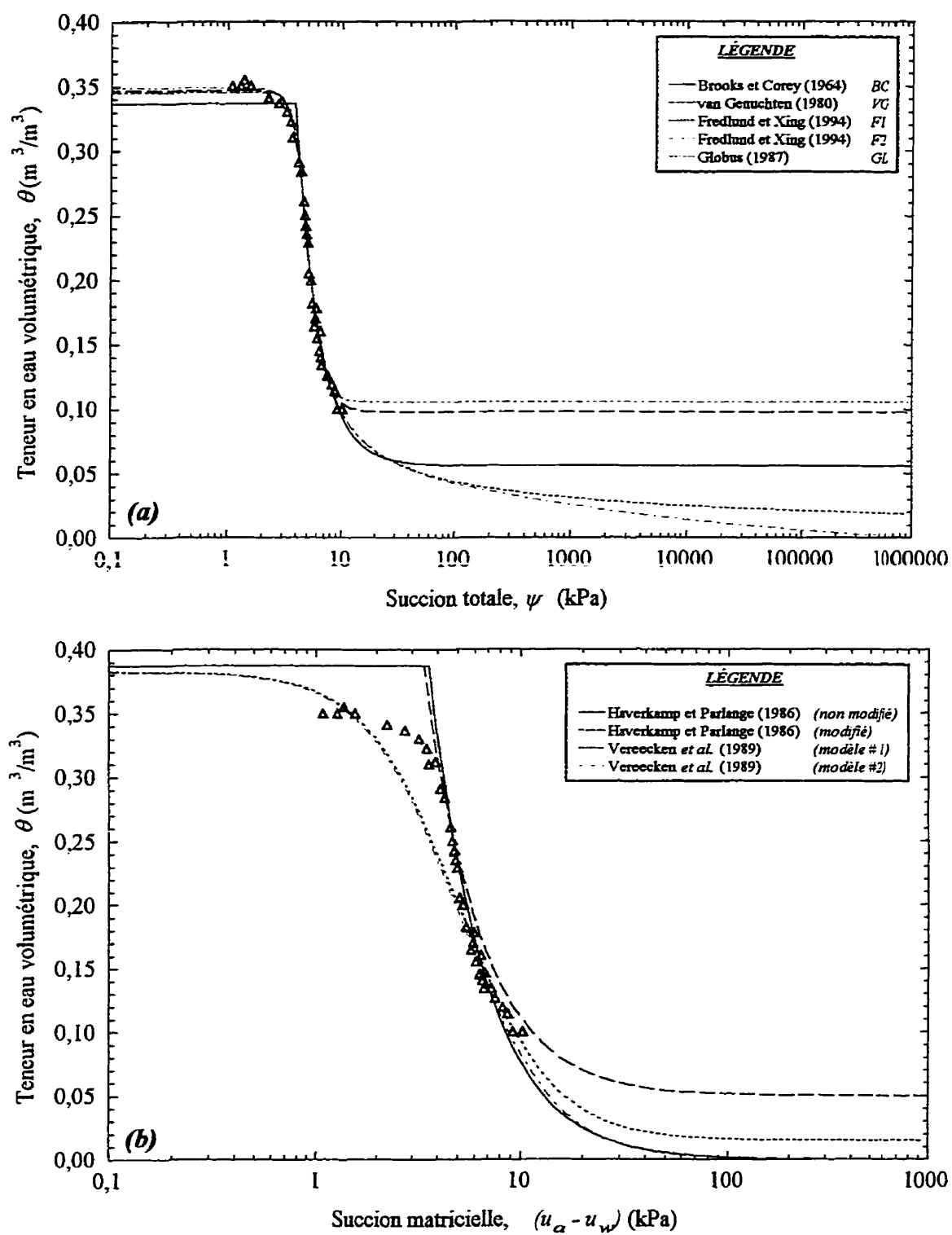


Figure C.5 Données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon #4440 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).

(a) Représentation par différents modèles empiriques.

(b) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.

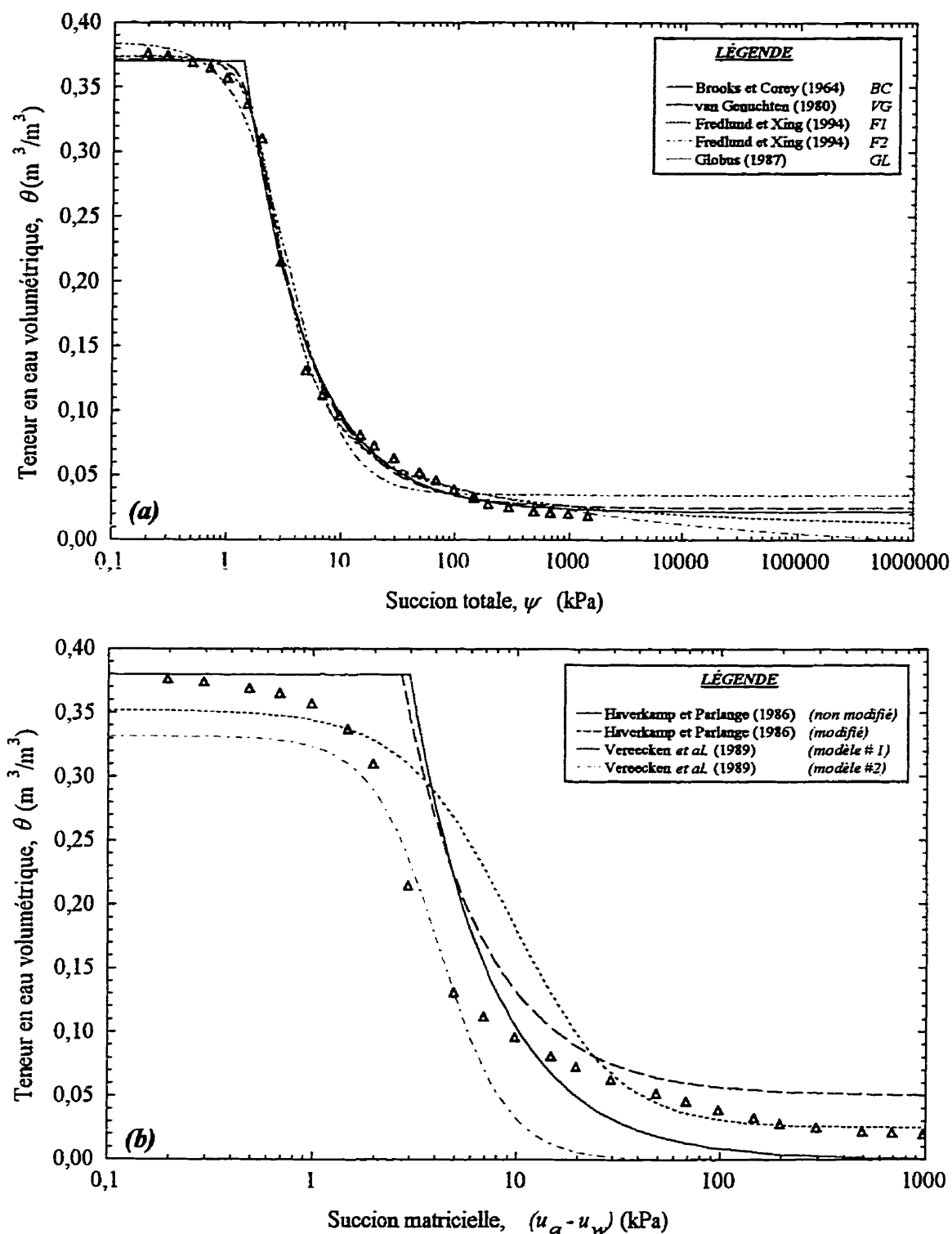


Figure C.6 Données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment initial en désorption de l'échantillon #4650 de la base de données UNSODA (cf. Leij *et al.*, 1996).
 (a) Représentation par différents modèles empiriques.
 (b) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.

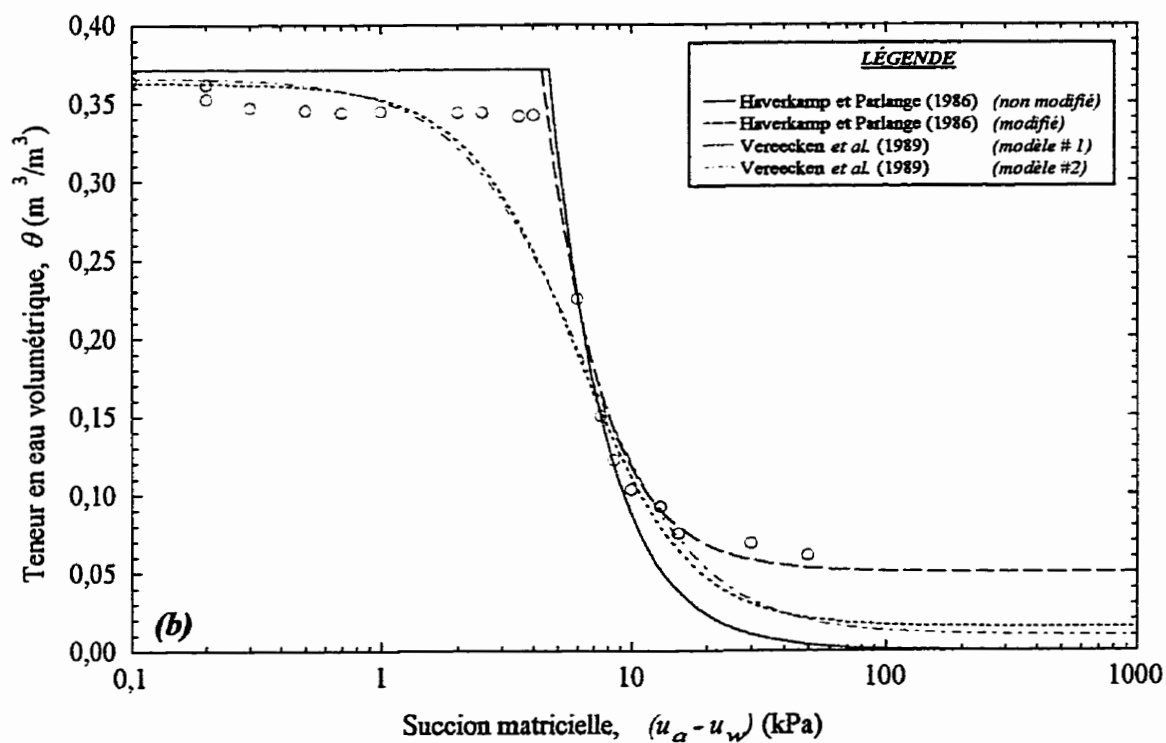
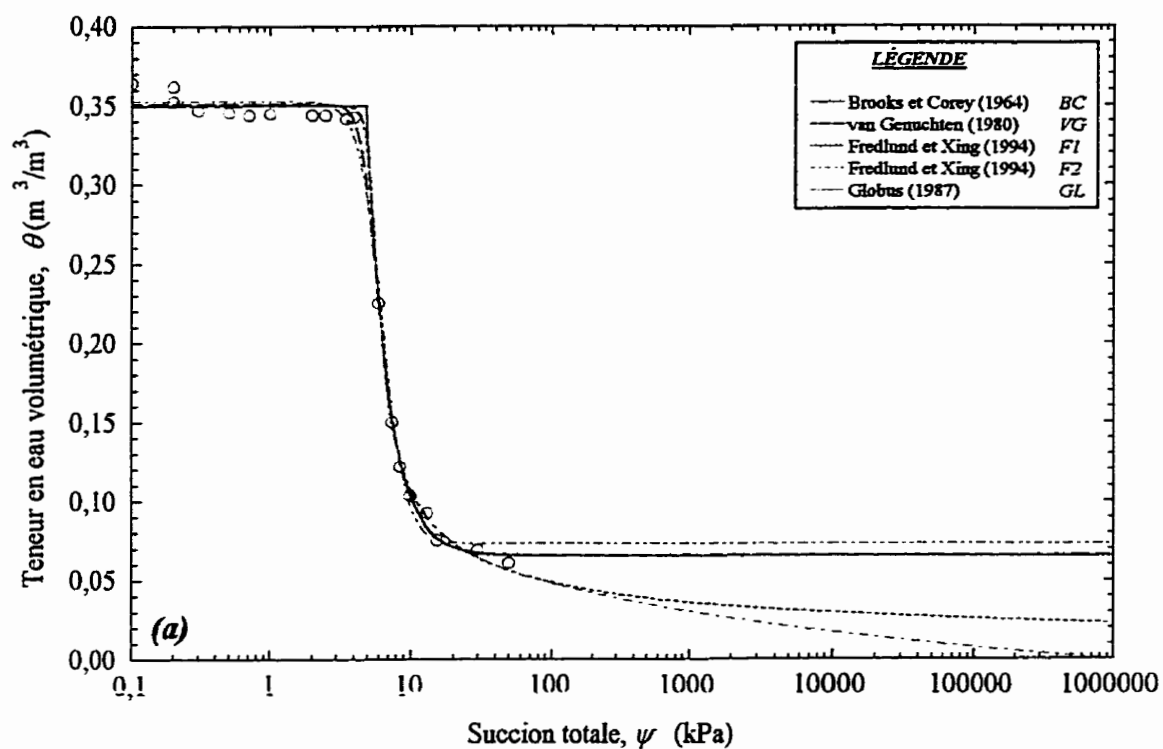


Figure C.7 Données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon PESS #7 (cf. Pessaran, 1994).

(a) Représentation par différents modèles empiriques.

(b) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.

*Courbe de perméabilité pour
les sols non saturés*

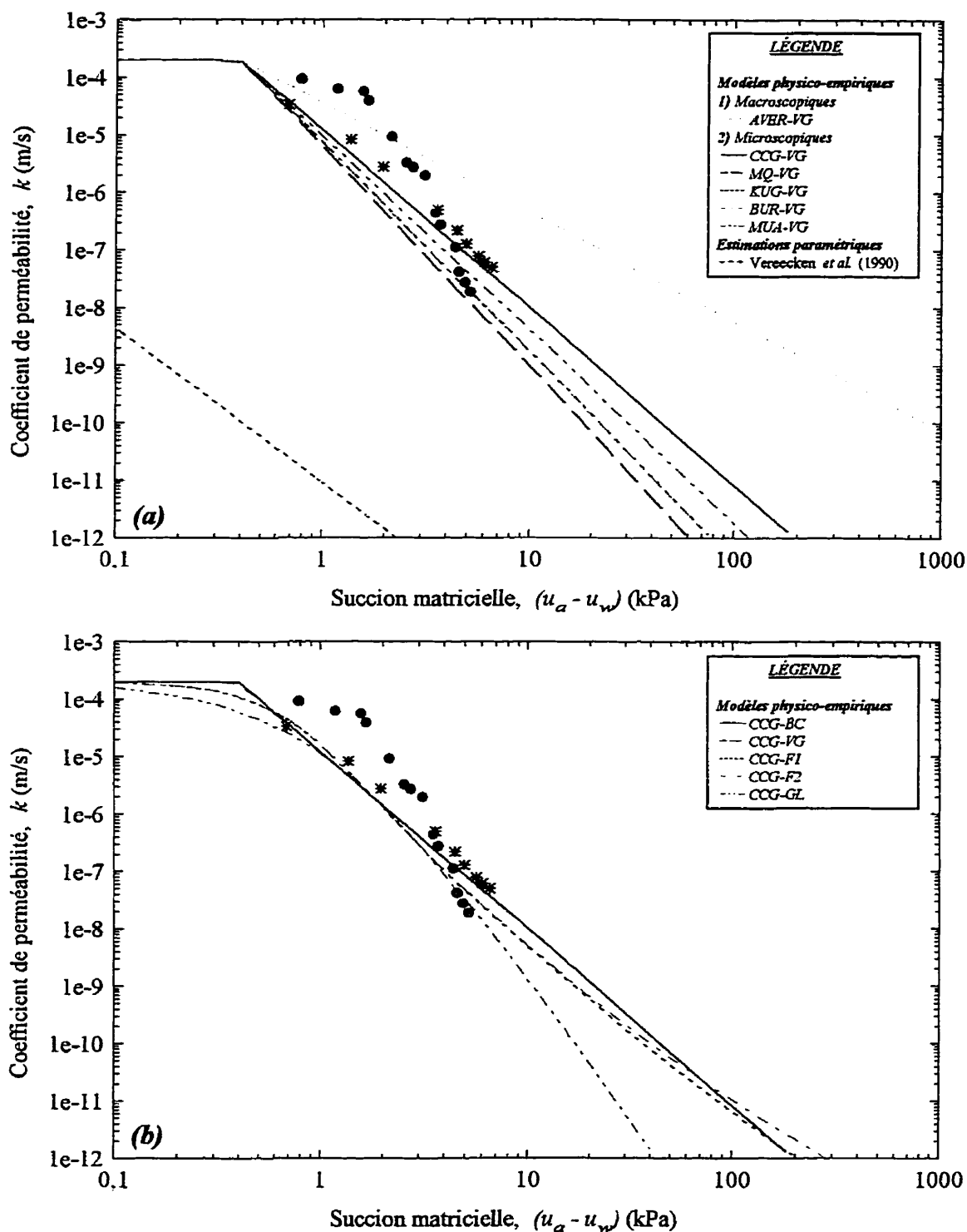


Figure C.8 Données expérimentales $k - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon #1023 de la base de données UNSODA (cf. Leij et al., 1996).

(a) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.

(b) Estimation par différents modèles physico-empiriques ; effet du modèle empirique de la courbe caractéristique employé.

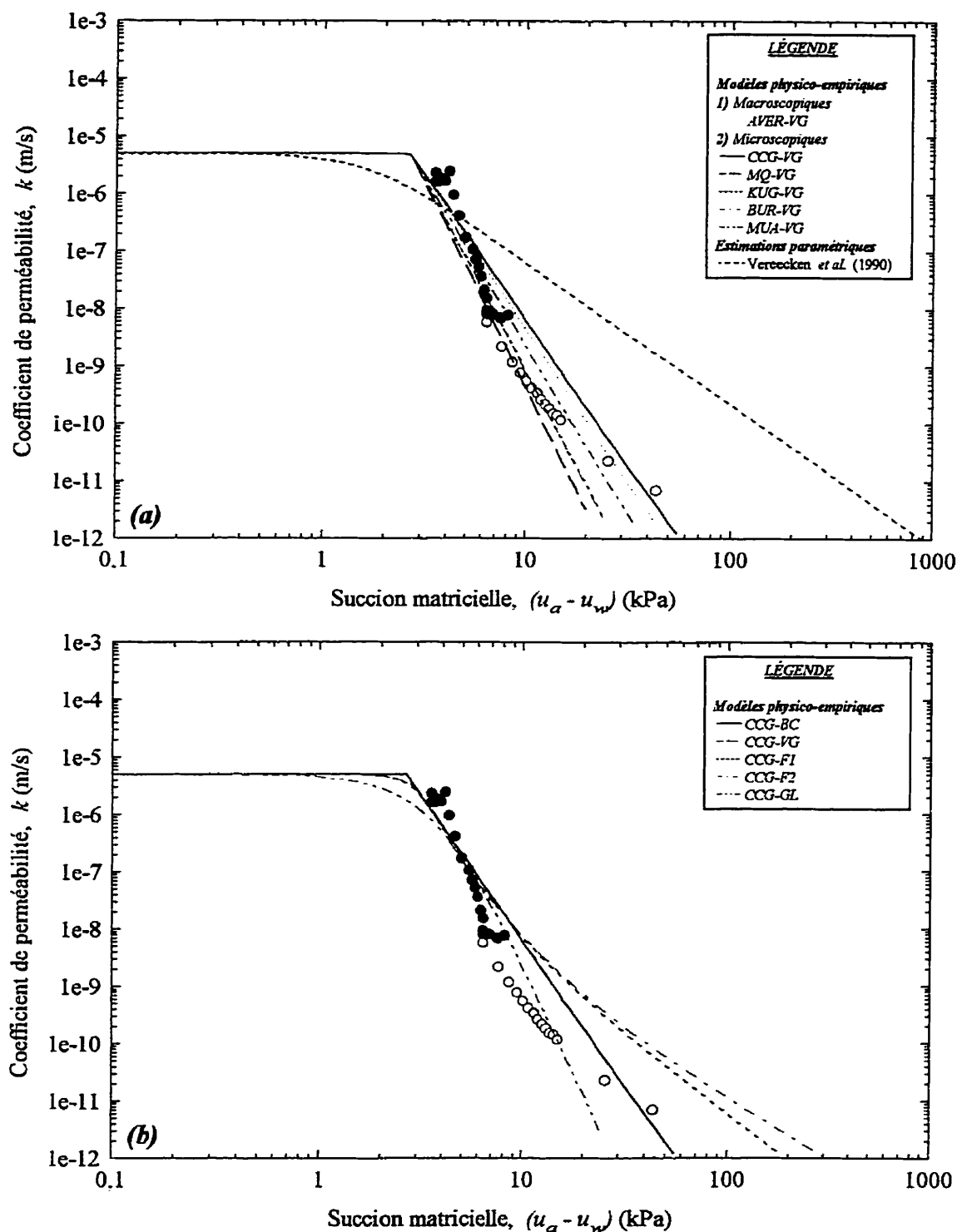


Figure C.9 Données expérimentales $k - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon #3182 de la base de données UNSODA (cf. Leij et al., 1996).
 (a) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.
 (b) Estimation par différents modèles physico-empiriques ; effet du modèle empirique de la courbe caractéristique employé.

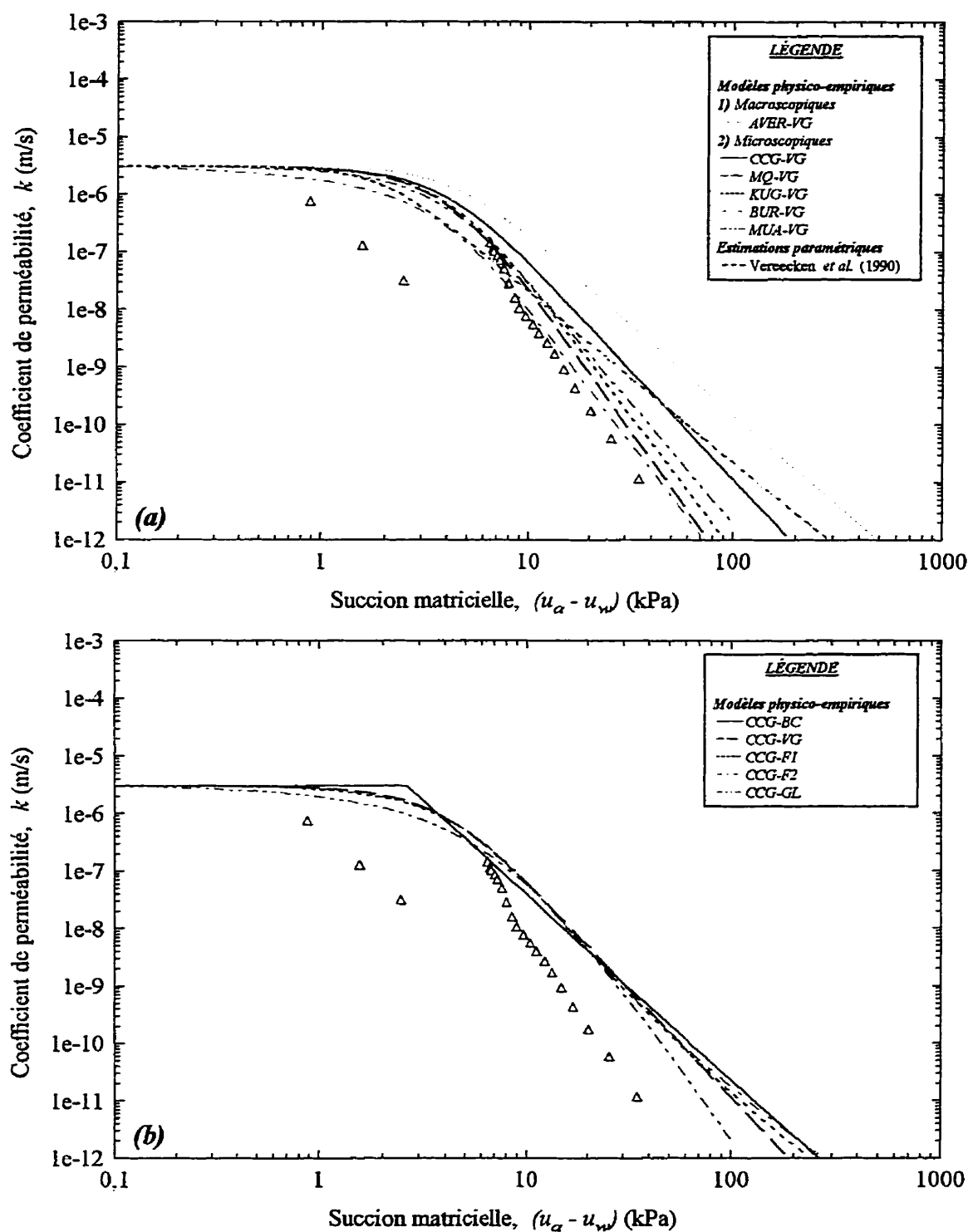


Figure C.10 Données expérimentales $k - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon #4001 de la base de données UNSODA (cf. Leij et al., 1996).

(a) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.

(b) Estimation par différents modèles physico-empiriques ; effet du modèle empirique de la courbe caractéristique employé.

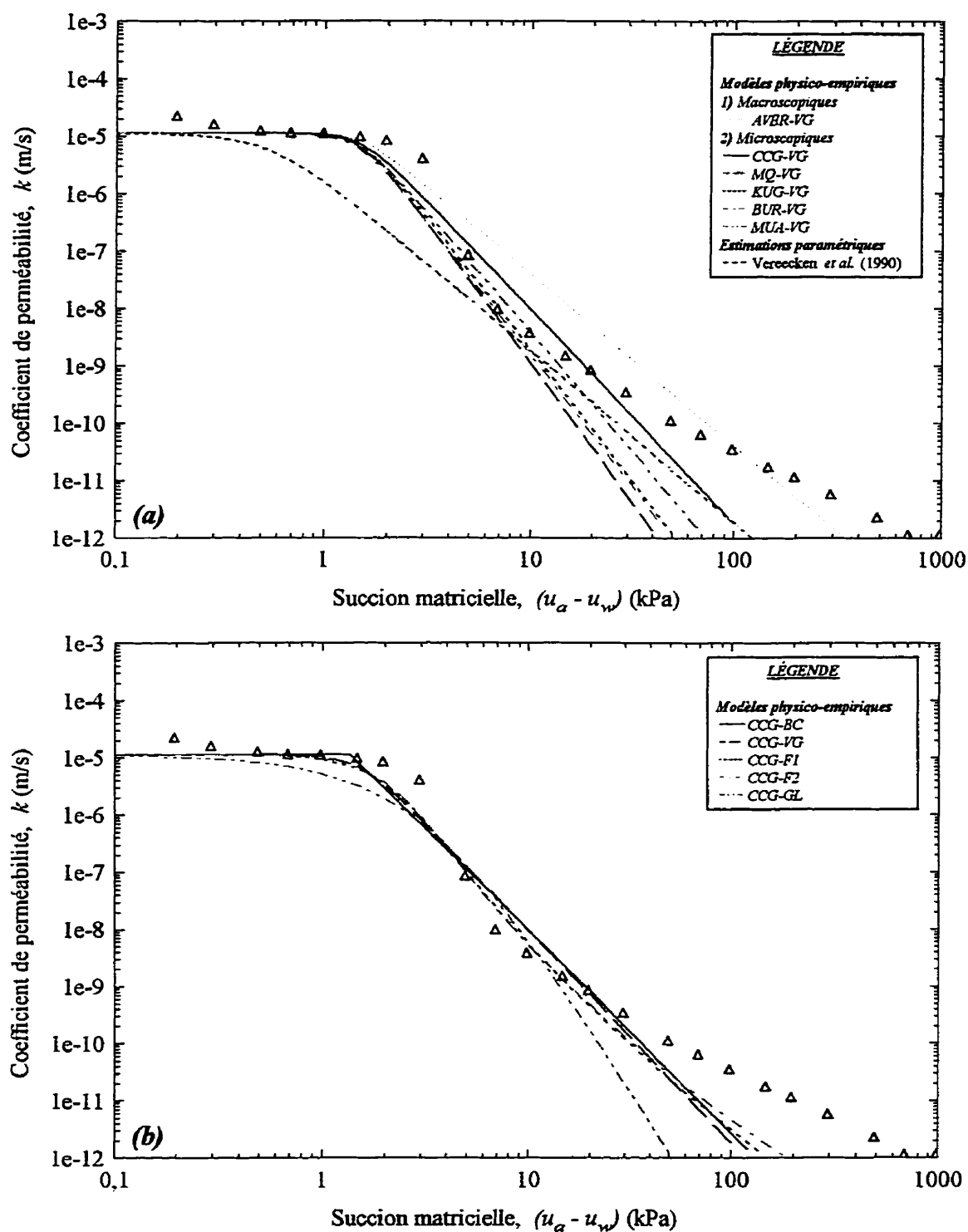


Figure C.11 Données expérimentales $k - (u_a - u_w)$ du segment initial en désorption de l'échantillon #4650 de la base de données UNSODA (cf. Leij et al., 1996).

(a) Estimation par différentes fonctions pédo-transferts.

(b) Estimation par différents modèles physico-empiriques ; effet du modèle empirique de la courbe caractéristique employé.

ANNEXE D

Représentations graphiques de l'application
de diverses méthodes indirectes
(matériaux à granulométrie étalée)

Courbe caractéristique sol-eau

Tableau D.1 Les coefficients de détermination et les carrés moyens résiduels associés aux modèles empiriques de la courbe caractéristique et ce, pour des échantillons de gravier et/ou de pierre concassée.

Numéro de l'échantillon	Modèles empiriques de la courbe caractéristique									
	BC $P = 4$		VG $P = 5$		F1 $P = 4$		F2 $P = 4$		GL $P = 5$	
	R^2	CM_{RES} ($\cdot 10^{-5}$)	r^2	CM_{RES} ($\cdot 10^{-5}$)	r^2	CM_{RES} ($\cdot 10^{-5}$)	r^2	CM_{RES} ($\cdot 10^{-5}$)	r^2	CM_{RES} ($\cdot 10^{-5}$)
CG009960	0,901	5,192		5,156	0,902		0,902	5,086	0,903	5,213
CG010960	0,930			3,831	0,926	3,938	0,927	3,925	0,922	4,324
CG011960 †	0,981	1,813	0,984	1,583	0,984	1,574	0,984	1,556	0,982	1,808
CG012960			0,986	0,845	0,986	0,816	0,987	0,759	0,977	1,351
CG044950	0,990	0,619	0,991	0,581			0,991	0,552	0,989	0,713
CG045950 †	0,950	2,333	0,959	1,964	0,958	1,924	0,958	1,938	0,959	1,970
CG048950 †	0,957	4,920	0,978	2,652	0,978	2,541	0,978	2,541	0,977	2,694
GRH	0,995	1,125	0,995	1,262	0,998	0,446			0,980	4,773
$\bar{x}$ (s) ‡	0,961 (0,043)	2,275 (2,068)		2,335 (2,040)	0,961 (0,043)	2,165 (2,180)	0,961 (0,044)		0,954 (0,039)	3,275 (2,084)

† externe au fuseau granulométrique

‡ excluant données externes au fuseau granulométrique

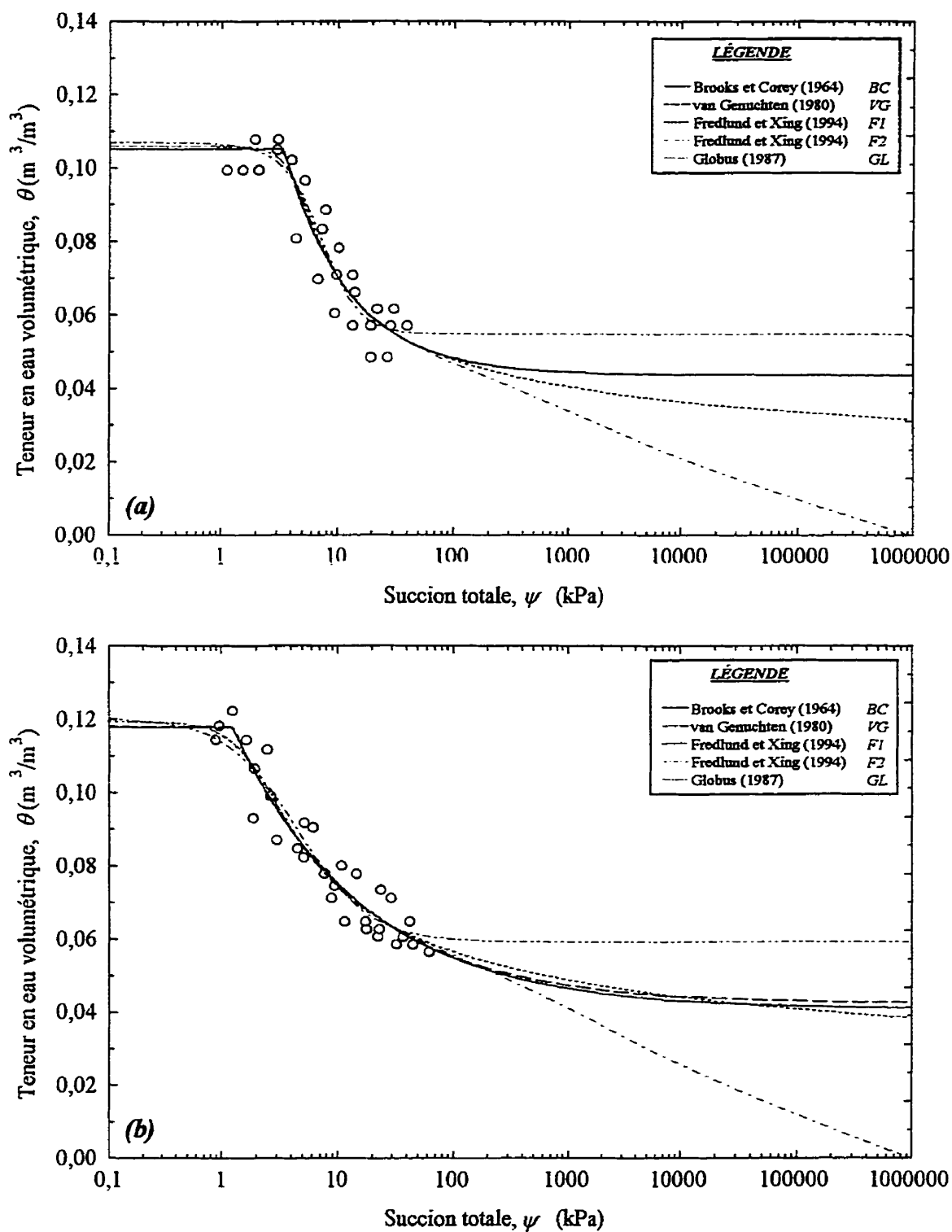


Figure D.1 Représentation des données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption par différents modèles empiriques.
 (a) Échantillon CG009960 (cf. Côté, 1997).
 (b) Échantillon CG010960 (cf. Côté, 1997).

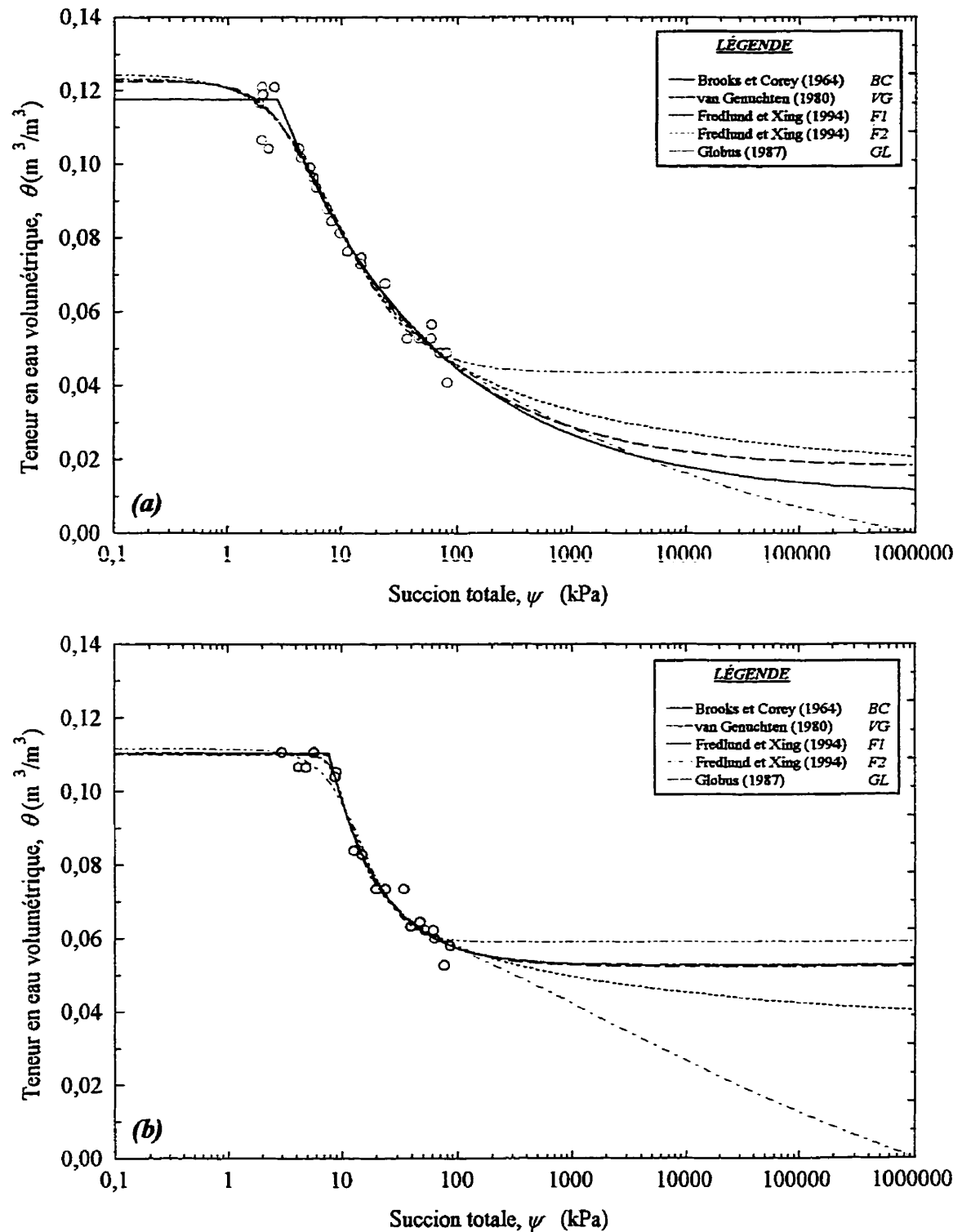


Figure D.2 Représentation des données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption par différents modèles empiriques.
(a) Échantillon CG011960 (cf. Côté, 1997).
(b) Échantillon CG012960 (cf. Côté, 1997).

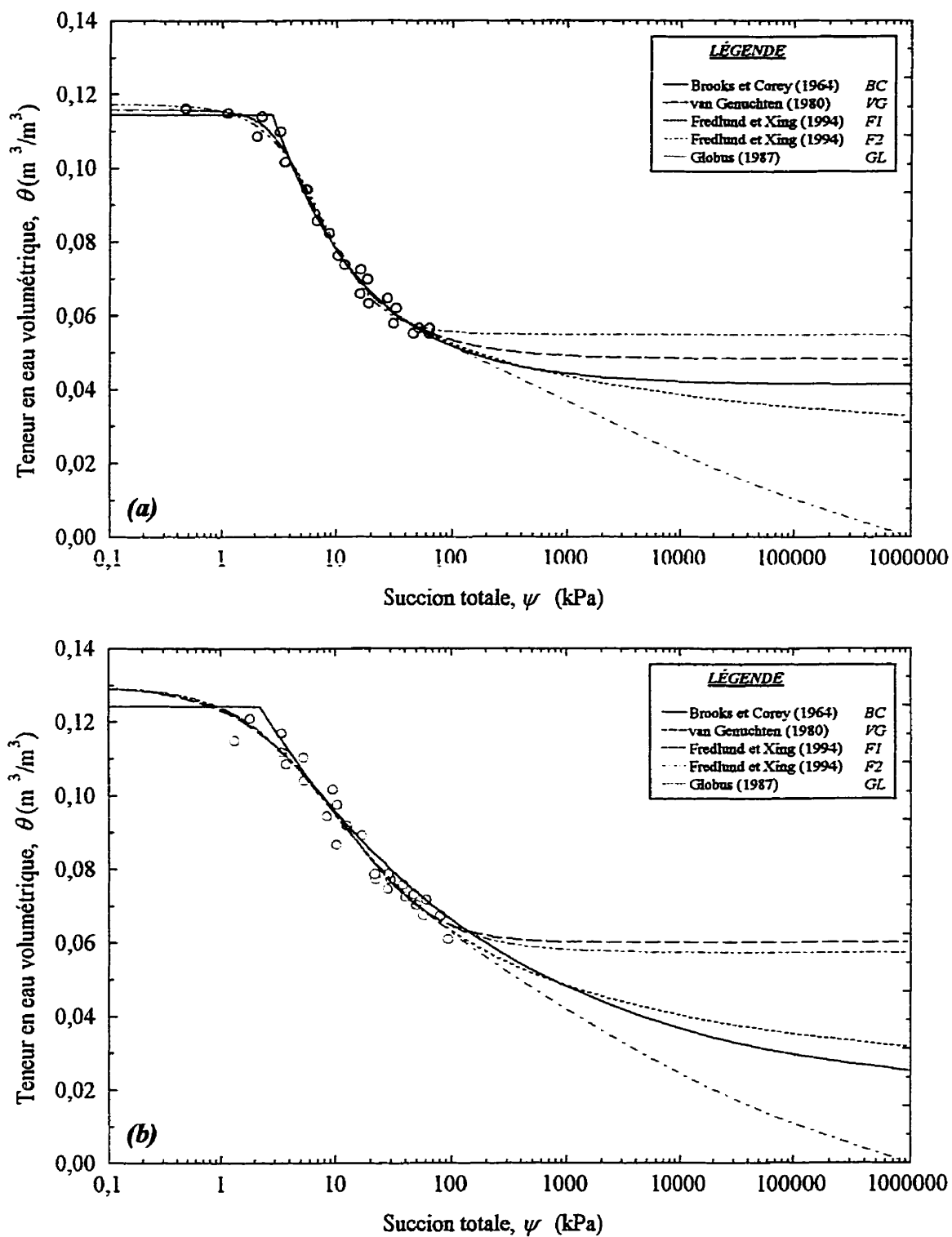


Figure D.3 Représentation des données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption par différents modèles empiriques.
 (a) Échantillon CG044950 (cf. Côté, 1997).
 (b) Échantillon CG045950 (cf. Côté, 1997).

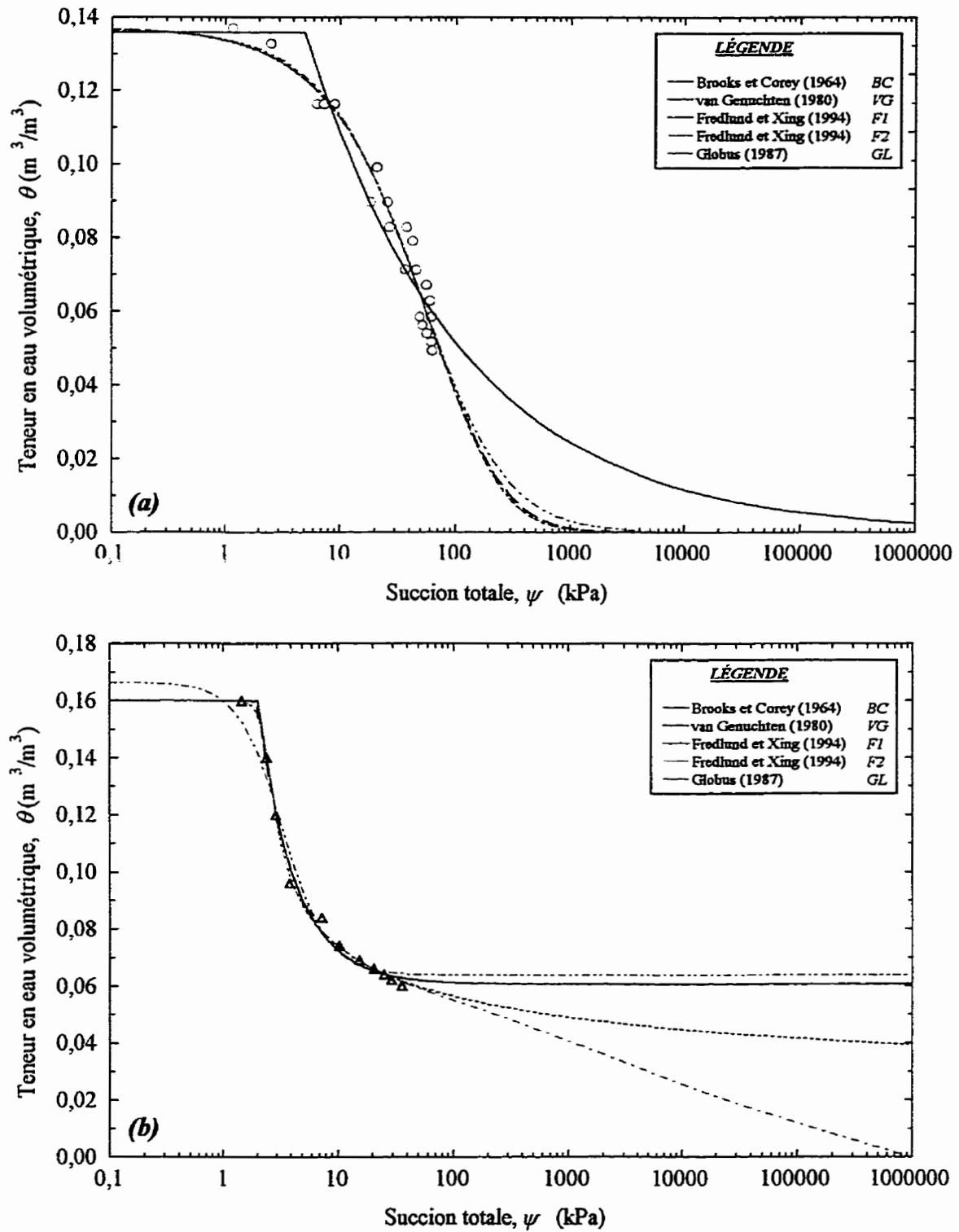


Figure D.4 Représentation des données expérimentales $\theta - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption par différents modèles empiriques.
 (a) Échantillon CG048950 (cf. Côté, 1997).
 (b) Échantillon GRH (cf. Raimbault, 1986).

*Courbe de perméabilité pour
les sols non saturés*

Tableau D.2 Les coefficients de détermination et les carrés moyens résiduels associés aux fonctions pédo-transferts de la courbe de perméabilité évaluées et ce, pour des échantillons de gravier et/ou de pierre concassée.

Numéro de l'échantillon	$CM_{RÉS}$					
	Modèles physico-empiriques : Différents modèles théoriques de la courbe de perméabilité avec le modèle empirique de la courbe caractéristique VG , sans restrictions					
	$AVER-VG$	$CCG-VG$	$MQ-VG$	$KUG-VG$	$BUR-VG$	$MUA-VG$
GRH		5,767	30,359	22,357	22,387	12,677

Tableau D.3 Les coefficients de détermination et les carrés moyens résiduels des échantillons de gravier et/ou de pierre concassée pour différents modèles physico-empiriques issus du modèle statistique de Childs et Collis-George (1950).

Numéro de l'échantillon	$CM_{RÉS}$				
	Modèles physico-empiriques : Modèle statistique de la courbe de perméabilité CCG avec différents modèles empiriques de la courbe caractéristique				
	$CCG-BC$	$CCG-VG$	$CCG-F1$	$CCG-F2$	$CCG-GL$
GRH	5,768	5,767	2,590		13,297

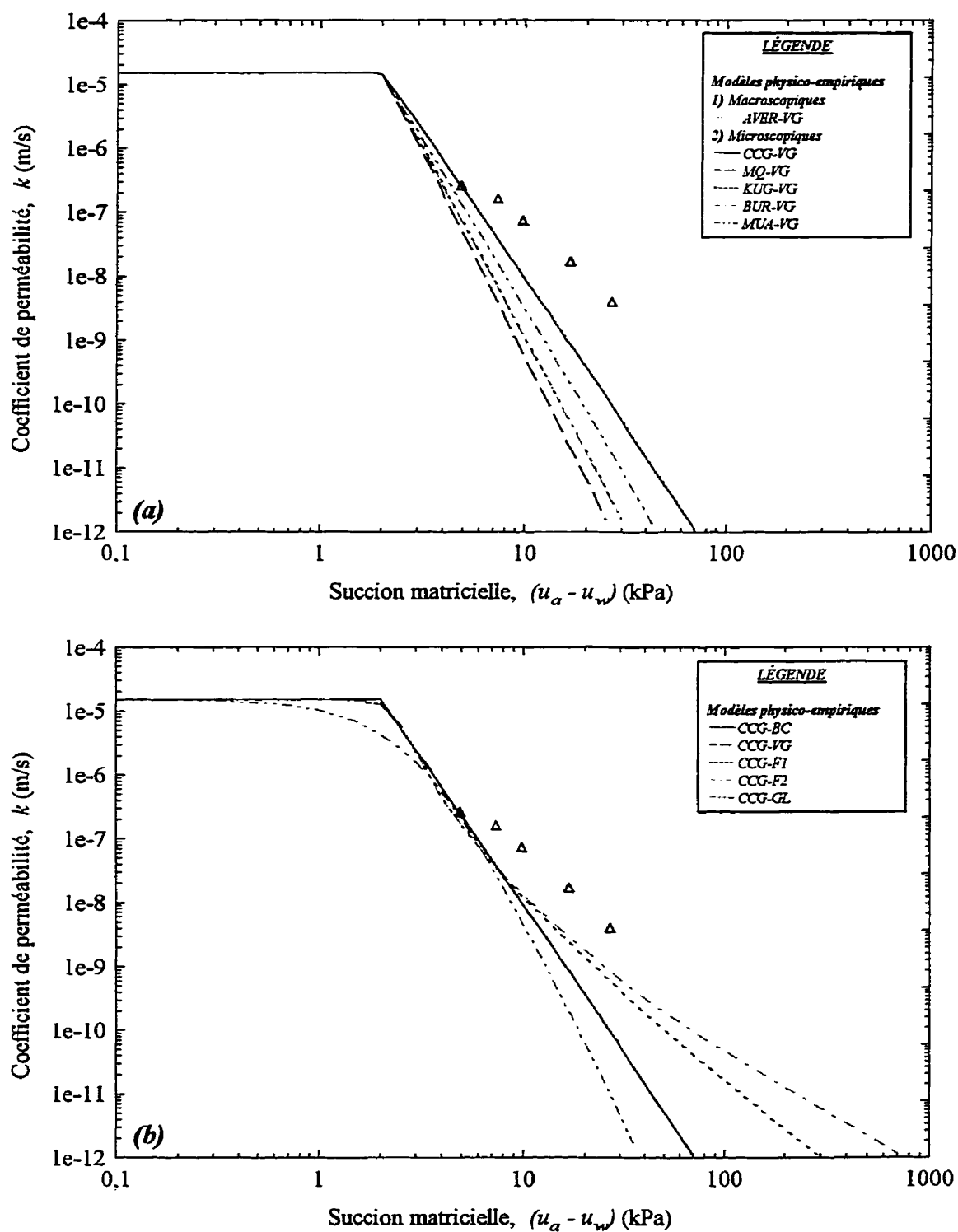


Figure D.5 Données expérimentales $k - (u_a - u_w)$ du segment principal en désorption de l'échantillon GRH (cf. Raimbault, 1986). Estimation par différents modèles physico-empiriques :

(a) Variation du modèle théorique de la courbe de perméabilité.

(b) Variation du modèle empirique de la courbe caractéristique.