PolyPublie
Polytechnique Montréal

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL
UNIVERSITÉ D'INGÉNIERIE

Titre: Title:	Étude du comportement de couvertures à effets de barrière capillaire placées sur des haldes à stériles en climat semi-aride
Auteur: Author:	Sénami Aurore Apithy
Date:	2003
Type:	Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis
Référence: Citation:	Apithy, S. A. (2003). Étude du comportement de couvertures à effets de barrière capillaire placées sur des haldes à stériles en climat semi-aride [Mémoire de maîtrise, École Polytechnique de Montréal]. PolyPublie. https://publications.polymtl.ca/7024/

Document en libre accès dans PolyPublie
Open Access document in PolyPublie

URL de PolyPublie: PolyPublie URL:	https://publications.polymtl.ca/7024/
Directeurs de recherche: Advisors:	Michel Aubertin, & Robert P. Chapuis
Programme: Program:	Non spécifié

Ce fichier a été téléchargé à partir de PolyPublie, le dépôt institutionnel de Polytechnique Montréal
This file has been downloaded from PolyPublie, the institutional repository of Polytechnique Montréal

https://publications.polymtl.ca

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉTUDE DU COMPORTEMENT DE COUVERTURES À EFFETS DE BARRIÈRE CAPILLAIRE PLACÉES SUR DES HALDES À STÉRILES EN CLIMAT SEMI-ARIDE

SÉNAMI AURORE APITHY
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 MINÉRAL)
AVRIL 2003

© Sénami Aurore Apithy, 2003.

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.

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.

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 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.

0-612-81535-8

Canada

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé :

ÉTUDE DU COMPORTEMENT DE COUVERTURES À EFFETS DE BARRIÈRE CAPILLAIRE PLACÉES SUR DES HALDES À STÉRILES EN CLIMAT SEMI-ARIDE

présenté par : APITHY Sénami Aurore

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

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

M. SIMON Richard, Ph.D., président

M. AUBERTIN Michel, Ph.D., membre et directeur de recherche

M. CHAPUIS Robert P., D. Sc. A., membre et codirecteur de recherche

M. BUSSIÈRE Bruno, Ph.D., membre

DÉDICACE

À Dieu, pour l'inspiration et la force d'aller au bout de ce merveilleux rêve.

À mes parents, pour leur soutien inconditionnel et pour l'opportunité d'étudier au Canada.

À ma famille,

à mes amis.

REMERCIEMENTS

Cette étude a bénéficié de l'aide des personnes formidables qui m'entourent. Je tiens à leur exprimer ma plus profonde gratitude.

Tout d'abord, mes remerciements les plus sincères à mon directeur de recherche Monsieur Michel Aubertin, pour ses précieuses suggestions, son intuition infaillible lors des différentes étapes du projet et ses encouragements. Sa disponibilité, sa générosité et sa bonne humeur constante furent très appréciées.

Je remercie également mon codirecteur Monsieur Robert Chapuis pour avoir pris le temps de m'aider lors des étapes critiques de mes modélisations, ainsi que Monsieur Bruno Bussière qui m'a généreusement proposé des suggestions lors de ses différents passages à Montréal.

Merci tout particulièrement à Valérie Thériault (« Valkyrit »), à Lucette de Gagné, à Mamert Mbonimpa et à Omar Fala (« Seep-man ») pour leur aide.

Une mention spéciale est de rigueur pour tous les étudiants et membres du département pour l'atmosphère amicale, chaleureuse, les bons repas et les rires, ainsi qu'à tous ceux qui m'ont assisté par leurs encouragements et leur sourire.

Enfin, merci du fond du cœur à mes parents, à mes frères et à mes amis pour leur présence dans ma vie et pour être les personnes merveilleuses qu'elles sont.

RÉSUMÉ

Dans le secteur minier, les couvertures à effets de barrière capillaire (CEBC) permettent d'isoler les résidus miniers potentiellement toxiques, ainsi que les roches stériles qui peuvent être réactives. Elles protègent notamment l'environnement du drainage minier acide (DMA) qui se forme en présence de sulfures, d'eau et d'oxygène, entraînant la contamination des effluents miniers. Les effets capillaires créés dans une CEBC apparaissent lorsqu'un écoulement non saturé se fait dans des matériaux pour lesquels des contrastes existent entre les conductivités hydrauliques (i.e. matériau à granulométrie fine sur matériau à granulométrie grossière). Cela permet de limiter l'infiltration de l'eau ou le flux de gaz, pour ainsi contrôler la formation de DMA.

Ce projet de recherche porte sur l'étude du comportement à court terme de couvertures à effets de barrière capillaire (CEBC) placées sur des haldes à stériles en climat semi-aride (et aride). Les climats semi-arides et arides affectent plus d'un tiers de la surface des continents et sont caractérisés par des précipitations faibles et irrégulières, des températures excessives, avec des pluies violentes très occasionnelles. L'objectif de ce travail est d'améliorer notre compréhension de l'influence des précipitations, des propriétés hydriques et de l'épaisseur de la couche de rétention d'eau sur l'efficacité des CEBC de type « store, divert, and release » (SDR), visant particulièrement la limitation de l'infiltration d'eau. Des modélisations numériques basées sur une halde à stériles type ont été effectuées à partir du logiciel SEEP/W de GEO-SLOPE. On a observé l'évolution de la position du point DDL (« Down Dip Limit ») à partir duquel les effets de barrière capillaire commencent à disparaître. L'étude démontre l'existence d'un seuil de taux de précipitation spécifique à un problème donné (configuration et propriétés hydrauliques de la CEBC), à partir duquel l'efficacité diminue. Plus l'intensité des précipitations augmente, moins les effets de barrière capillaire sont efficaces pour empêcher l'infiltration. Cela est également lié à l'épaisseur et à la conductivité hydraulique saturée de la CEBC.

ABSTRACT

In the mining industry, covers with capillary barrier effects (CCBE) may be used to isolate potentially toxic tailings, and reactive rock wastes. They can protect the environment from the effects of acid mine drainage (AMD) which is formed in presence of sulphide minerals, water and oxygen, causing the contamination of mining effluents. Capillary effects created in CCBEs appear when an unsaturated water flow occurs in materials for which contrasts in the saturated hydraulic conductivities exist (i.e. fine grained material over a coarser grained material). These effects limit water infiltration or gas flux, thus allowing control of AMD formation.

This research project focuses on the study of the short term behaviour of covers with capillary barrier effects (CCBE) placed on waste rock piles under semi-arid (and arid) climate. More than one third of the continents' surface is affected by these climates, characterized by low and irregular precipitations, excessive temperatures and occasional violent rainfalls. The objective of this work is to better understand the influence of precipitation, hydraulic properties and thickness of the water retention layer on the efficiency of CCBE ; especially the « store, divert, and release » (SDR) type which particularly limits water infiltration. The numerical models are based on a typical waste dump, and calculations have been performed with the SEEP/W software from GEO-SLOPE. The variation of the DDL position (« Down Dip Limit ») has been observed ; this is the position beyond which a multi-layer capillary cover efficiency is decreasing. The study shows the existence of a treshold precipitation rate value, specific to a given problem (configuration and hydraulic properties of the CCBE) ; capillary effects are reduced above this value. The greater the precipitation intensity, the faster capillary effects tend to disappear. This phenomenon is also linked to the saturated hydraulic conductivity and the thickness of the CCBE.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE IV

REMERCIEMENTS V

RÉSUMÉ VI

ABSTRACT VII

TABLE DES MATIÈRES VIII

LISTE DES TABLEAUX XIII

LISTE DES FIGURES XIV

LISTE DES SYMBOLES ET ACRONYMES XXII

LISTE DES ANNEXES .....

CHAPITRE 1 - INTRODUCTION 1

1.1 Généralités 1

1.2 Le drainage minier acide 1

1.3 Le projet de recherche 3

CHAPITRE II - LES CLIMATS ET SOLS SEMI-ARIDES ET ARIDES 6

2.1 Généralités 6

2.2 Caractéristiques des climats semi-arides et arides 7
2.2.1 Climats types 8
2.2.2 Variabilité des composantes du climat 10
Influence des variations 12
Les précipitations 12
Les températures 15
2.2.3 Diverses classifications 15
Les isohyètes 15
Classification selon Péguy (1970) 16
Classification selon Le Houérou et Popov (1981) 17
Zones globales d'humidité (UNEP, 1992) 17
L'indice d'aridité 19
L'indice d'aquidité 20

2.3 Les sols des climats arides et semi-arides 21
2.3.1 Influence de la végétation 22
2.3.2 Propriétés hydriques 22
2.3.3 Propriétés chimiques des sols des milieux arides 23
2.3.4 Érosion éolienne 24
2.3.5 Érosion pluviale 24

CHAPITRE III - MOUVEMENTS DES FLUIDES DANS LES SOLS ET INTERACTIONS AVEC L'ATMOSPHÈRE 26

3.1 Les interactions entre le sol et l'atmosphère 27
3.1.1 L'équilibre eau-atmosphère 27

3.1.2 L'infiltration 29
Eau interceptée 29
Taux d'infiltration limite 29
L'infiltration potentielle 30
3.1.3 Estimation de l'évapotranspiration (ET) 31
Équation de Thornthwaite (1954) 32
Équation de Turc (1954, 1955) 33
Équation de Penman (1948) 34
Équation de Wilson (1990) 34
Facteurs d'influence 35
3.1.4 Ruissellement 37

3.2 Les écoulements en milieu non saturé 38
3.2.1 Caractéristiques des sols non saturés 38
3.2.2 Rappels sur l'écoulement de l'eau dans un milieu non saturé 39
3.2.3 Les courbes de rétention d'eau 42
3.2.4 Fonctions de perméabilité 46
Modèle de conductivité hydraulique de Fredlund et al. (1994) 46
Modèle de Green et Corey (1971) 47
Modèle de Mualem - van Genuchten (1980) 48
3.2.5 Les effets d'hystérésis 49
3.2.6 La modélisation numérique des écoulements non saturés 50
Équations d'écoulement utilisées dans les modèles numériques 50
Fonctionnement général des méthodes numériques 51
3.2.6 Le logiciel SEEP/W 51

3.3 Les couvertures avec effets de barrière capillaire (CEBC) en climat semi-aride .. 53
3.3.1 Fonctions et problèmes potentiels 53
3.3.2 Structure des barrières de recouvrements 55
3.3.3 Les effets de barrière capillaire 56

3.3.4 Les écoulements dans les CEBC 57
Effets de barrière capillaire 1D 58
Effets de barrière capillaire 2D 60
Solutions analytiques en régime permanent 62

CHAPITRE IV - COMPORTEMENT HYDRIQUE DE CEBC EN 2D : MODÉLISATIONS 65

4.1Modélisations numériques 65

4.2 Présentation du modèle type 66

4.3 Fonctions hydriques des matériaux 70
4.3.1 Matériau 1 drainant (couche de ruissellement) 69
4.3.2 Matériaux 2 : silts (couverture) 70
4.3.3 Matériau 3 : sable (rejets - roches stériles) 73

4.4 Modélisations en régimes permanent et transitoire 77
4.4.1 Les paramètres importants 77
4.4.2 Le flux imposé à la frontière supérieure 78
4.4.3 Modélisations en régime transitoire 82

4.5 Résultats des modélisations numériques 86
4.5.1 Effets des précipitations 86
z_{85} 86
z_5 88
z_0 90
4.5.2 Effets de la conductivité hydraulique 92
z_{85} 92
z_5 94
z_0 96

4.5.3 Effets de l'épaisseur 98
z_{85} 99
z_5 100
z_0 101
4.5.4 Présence d'une couverture 102
4.5.5 Succion et teneur en eau à travers la CEBC 104
x_1 105
x_2 110
x_3 115
x_4 121
x_5 127
x_6 133

4.6 Analyse et discussion 139
4.6.1 Effets de barrière capillaire pour un écoulement suivant deux directions (2D) 139
4.6.2 Effets des précipitations 141
4.6.3 Effets de la géométrie 144
4.6.4 Effets des propriétés de la couche de rétention 145
4.6.5 Remarques 146

CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS 148

RÉFÉRENCES 152

ANNEXES 165

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 : Lien entre le degré d'aridité et les précipitations moyennes annuelles (Le Houérou et Popov, 1981) 17

Tableau 2.2 : Lien entre les indices d'aridité et le pourcentage de superficie sur la terre (Péguy, 1970) 20

Tableau 3.1 : Description des principaux modèles décrivant les résultats expérimentaux d'essais de rétention d'eau (tiré de Bussière, 1999) 45

Tableau 3.2 : Résumé des principales caractéristiques de SEEP/W (adapté de Bussière et al., 2003 ; Bussière, 1999 et GEO-SLOPE, 2002) 52

Tableau 3.3 : Solutions analytiques en régime permanent de Ross (1990) et Ross (1990) modifiée par Steenhuis et *al.* (1991) pour déterminer la capacité de diversion de barrières capillaires homogènes (tiré de Bussière, 1999) 64

Tableau 4.1 : Caractéristiques hydriques d'origine des matériaux utilisés pour les différentes simulations 71

Tableau A1.1 : Degré d'aridité et végétation (adapté de Shantz, 1956) 164

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Carte des index d'humidité globale (tirée de Tabor, 1996) 3

Figure 2.1a : Précipitations et températures annuelles à Rabat, Maroc (tirée de FAO, 1992)..... 8

Figure 2.1b : Précipitations annuelles et températures au Sennar, Soudan (tirée de FAO, 1992)..... 9

Figure 2.1c : Précipitations et températures annuelles à Alice Springs, Australie (tirée de FAO, 1992). 10

Figure 2.2 : Les précipitations annuelles à la surface du globe 11

Figure 2.3 : Le cycle hydrologique (tirée de FAO) 13

Figure 2.4 : Précipitations moyennes annuelles et journalières 14

Figure 3.1 : Schéma montrant les interactions sol – atmosphère..... 28

Figure 3.2 : Taux de précipitation et infiltration potentielle par rapport au temps – exemple 1 (adaptée d'après Blight, 1997)..... 30

Figure 3.3 : Taux de précipitation et infiltration potentielle par rapport au temps – exemple 2 (adaptée d'après Blight, 1997)..... 30

Figure 3.4 : Volume élémentaire de sol avec le bilan des débits (tirée de Hillel, 1980)..... 39

Figure 3.5: Courbes de rétention d'eau schématiques pour un sable et un silt (adaptée d'après Aubertin et al., 1995) 43

Figure 3.6: Échanges sol - atmosphère dans une couverture à effet de barrière capillaire 56

Figure 3.7 : Fonctions de perméabilité schématisées pour un sable et un silt (tirée d'Aubertin et al., 1995) 58

Figure 3.8 : Courbes de rétention d'eau pour un sable et un silt, présentées dans un plan ψ-θ_n (tirée de Aubertin et al. 1995) 60

Figure 4.1 : Schéma du modèle de référence montrant la géométrie, les matériaux et certaines conditions aux frontières (q, h), la position du DDL, x_{DDL}, L_{eff}, z_{85} et les lignes d'observation.. 67

Figure 4.2 : Schéma du modèle de référence avec le maillage. 68

Figure 4.3 : Maillage au haut de la pente ; on voit la couche de ruissellement, la couverture de silt et les rejets (du haut vers le bas) 69

Figure 4.4 : Maillage au bas de la pente et drain de pied (point rouge) au niveau de l'interface entre le matériau drainant et le silt à x = 55 m, z = 0,5 m et h = 0,5 m. 69

Figure 4.5 : Fonction de perméabilité : conductivité hydraulique vs. succion du matériau drainant avec $k_s = 1*10^{-2}$ m/s 72

Figure 4.6 : Courbe de rétention d'eau : teneur en eau volumétrique vs. succion du matériau drainant 72

Figure 4.7 : Fonction de perméabilité : conductivité hydraulique vs. succion du matériau 2 a avec $k_s = 1*10^{-5}$ m/s 73

Figure 4.8 : Fonction de perméabilité : conductivité hydraulique vs. succion du matériau 2 b avec $k_s = 1*10^{-6}$ m/s 73

Figure 4.9 : Fonction de perméabilité : conductivité hydraulique vs. succion du matériau 2 c avec $k_s = 1*10^{-7}$ m/s 74

Figure 4.10 : Fonction de perméabilité : conductivité hydraulique vs. succion du matériau 2 d avec $k_s = 1*10^{-8}$ m/s 74

Figure 4.11 : Courbe de rétention d'eau : teneur en eau volumétrique vs. succion du pour les silts (matériaux 2 a à 2 d)....75

Figure 4.12 : Fonction de perméabilité : conductivité hydraulique vs. succion du sable....76

Figure 4.13 : Courbe de rétention d'eau : teneur en eau volumétrique vs. succion du sable....76

Figure 4.14 : Évolution du taux de précipitations pendant 28 jours avec cinq jours de pluie (5 cm/jr) et 23 jours de drainage....80

Figure 4.15 : Présentations plus détaillées des conditions imposées pendant 28 jours....81

Figure 4.16 : Courbes de la conductivité hydraulique vs la succion imposées dans le modèle et ressorties avec les résultats. Graphique fait par SEEP/W avec en abscisse : succion en kPa ; en ordonnée : conductivité hydraulique en m/s. De bas en haut : silt, sable, matériau drainant. 83

Figure 4.17 : Exemples de courbes de rétention d'eau imposées dans le modèle et ressorties avec les résultats....85

Figure 4.18 : Évolution de la position de z_{85} en fonction des intensités de précipitations (avec k_s du silt = 1*10-6 m/s)....87

Figure 4.19 : Évolution de la position z_{85} en fonction des intensités et de la durée des précipitations (avec k_s du silt = $1*10^{-6}$ m/s)....88

Figure 4.20 : Évolution de la position de z_5 en fonction des intensités de précipitations - k_s du silt = 1*10-6 m/s....89

Figure 4.21 : Évolution de la position de z_5 en fonction des intensités et de la durée des précipitations (avec k_s du silt = $1*10^{-6}$ m/s)....90

Figure 4.22 : Évolution de z_0 en fonction des intensités de précipitations (k_s du silt = $1*10^{-6}$ m/s). 91

Figure 4.23 : Évolution de la position z_0 en fonction des intensités et de la durée des précipitations (k_s du silt = $1*10^{-6}$ m/s). 92

Figure 4.24 : Évolution de la position de z_{85} par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 12,5 cm au-dessus de l'interface silt-sable. 93

Figure 4.25 : Évolution de la position de z_{85} par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 1 m au-dessous de l'interface silt-sable. 94

Figure 4.26 : Évolution de la position de z_5 par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 12,5 cm au-dessus de l'interface silt-sable, pour diverses valeurs de k_s pour le silt de la couverture. 95

Figure 4.27 : Évolution de la position de z_{85} par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 1 m au-dessous de l'interface silt-sable pour diverses valeurs de k_s pour le silt de la couverture. 96

Figure 4.28 : Évolution de la position de z_0 par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 12,5 cm au-dessus de l'interface silt-sable. 97

Figure 4.29 : Évolution de la position de z_0 par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 1 m au-dessous de l'interface silt-sable. 98

Figure 4.30 : Nouvelle géométrie : 25 cm d'épaisseur de silt 99

Figure 4.31 : Comparaisons entre les valeurs de z_{85} en fonction du temps avec une épaisseur de couverture et des précipitations variables. 100

Figure 4.32 : Comparaisons entre les valeurs de z_5 en fonction du temps avec une épaisseur de couverture et des précipitations variables. 101

Figure 4.33 : Comparaisons entre les valeurs de z_0 en fonction du temps avec une épaisseur de couverture et des précipitations variables 102

Figure 4.34 : Géométrie d'une partie du modèle pour le cas sans couverture, avec la ligne d'observation utilisée pour observer l'évolution du milieu..... 103

Figure 4.35 : Comparaisons entre les valeurs de z_{85} en fonction du temps en présence et en absence de couverture et avec des précipitations variables..... 104

Figure 4.36 : Sections x_1, x_2, x_3, x_4, x_5 et x_6 effectuées dans la CEBC..... 105

Figure 4.37 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_1 pendant 5 jours de précipitations et des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b). 107

Figure 4.38 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_1 pendant 23 jours de drainage après des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).... 108

Figure 4.39 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_1 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b). 109

Figure 4.40 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour une section prolongée de x_1 pendant 5 jours de précipitations et une intensité de 10 cm/jr..... 110

Figure 4.41 : Variation la pression en fonction de l'élévation pour x_2 pendant 5 jours de précipitations et des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b). 112

Figure 4.42 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_2 pendant 23 jours de drainage après des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).... 113

Figure 4.43 : Variation de la teneur en eau en fonction de l'élévation pour x_2 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b). 114

Figure 4.44 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_3 pendant 5 jours de précipitations et des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b). 117

Figure 4.45 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_3 pendant 23 jours de drainage après des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).... 118

Figure 4.46 : Variation de la teneur en eau en fonction de l'élévation pour x_3 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage après des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b et b'). 120

Figure 4.47 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_4 pendant 5 jours de précipitations et des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b). 123

Figure 4.48 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_4 pendant 23 jours de drainage après des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).... 124

Figure 4.49 : Variation de la teneur en eau en fonction de l'élévation pour x_4 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b). 125

Figure 4.50 : Variation de la teneur en eau en fonction de l'élévation pour x_4 pendant 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b). 126

Figure 4.51 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_5 pendant 5 jours de précipitations et des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b). 129

Figure 4.52: Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_5 pendant 23 jours de drainage après des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).... 130

Figure 4.53 : Variation de la teneur en eau en fonction de l'élévation pour x_5 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b). 131

Figure 4.54 : Variation de la la teneur en eau en fonction de la distance x pour x_5 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b). 132

Figure 4.55 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_6 pendant 5 jours de précipitations et des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b). 135

Figure 4.56 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_6 pendant 23 jours de drainage après des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).... 136

Figure 4.57 : Variation de la teneur en eau en fonction de l'élévation pour x_6 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b). 137

Figure 4.58 : Variation de la teneur en eau en fonction de la distance x en fonction de la teneur en eau pour x_6 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b)..... 138

Figure 4.59 : Représentation schématique de l'écoulement de l'eau dans une couverture avec effets de barrière capillaire inclinée formée de sols fins et grossiers (adaptée de Bussière 1999). 139

Figure 4.60 : CEBC incluant les indications sur la longueur effective et le point DDL. 141

Figure 4.61 : Évolution de la longueur effective par rapport au taux de précipitation, lorsqu'il y a cinq jours de précipitations suivies d'un drainage libre jusqu'au 28ème jour. 143

Figure 4.62: Évolution de la longueur effective par rapport à l'épaisseur du silt et au taux de précipitations, lorsqu'il y a cinq jours de précipitations suivies d'un drainage libre jusqu'au 28ème jour. 144

Figure 4.63 : Évolution de la longueur effective pour diverses valeurs de k_s du silt, selon le taux de précipitation (cinq jours de précipitations suivies

d'un drainage libre jusqu'au 28ème jour) ; basée sur ψ_{85} au-dessus de l'interface silt-sable. 145

Figure 4.64 : Évolution de la longueur effective pour diverses valeurs de k_s du silt, selon le taux de précipitation (cinq jours de précipitations suivies d'un drainage libre jusqu'au 28ème jour) ; basée sur ψ_{85} en-dessous de l'interface silt-sable. 146

LISTE DES SYMBOLES ET ACRONYMES

a	Paramètre de l'équation de l'évaporation mensuelle de Thornthwaite (1954)
a	Paramètre de l'équation de Gardner (1958) pour décrire la courbe de rétention d'eau
a_f	Valeur approximative de ψ_a du modèle de Fredlund et Xing (1994) [$ML^{-1}T^{-2}$]
a_s	Paramètre du sol (appelé "*Sorptive number*")
A	Paramètre de l'équation de Wilson (1990) pour calculer l'évaporation
AEV	Pression d'entrée d'air ("*Air Entry Value*") (aussi ψ_a) [$ML^{-1}T^{-2}$]
AMD	Acid mine drainage (Drainage minier acide)
B	Paramètre de l'équation de Wilson (1990) pour calculer l'évaporation
C(h)	Capacité de stockage (ou d'emmagasinement) définie par $d\theta/d\psi$ où θ est la teneur en eau volumique
$c(\psi)$	Fonction de correction dans le modèle de Fredlund et Xing (1994)
CCBE	Cover with capillary barrier effects (couverture avec effets de barrière capillaire)
CEBC	Couverture avec effets de barrière capillaire
CRE	Courbe de rétention d'eau
DMA	Drainage minier acide
DDL	« Down Dip Limit » ou point à partir duquel les effets de barrière capillaire n'existent plus
e_a	Pression actuelle de vapeur de l'air de l'équation de Penman (1948) pour calculer l'évaporation [$ML^{-1}T^{-2}$]
e_{sat}	Pression de vapeur saturée dans l'air de l'équation de Penman (1948) pour calculer l'évaporation [$ML^{-1}T^{-2}$]
E	Évaporation dans l'équation d'équilibre eau-atmosphère [L]

E	Flux d'évaporation de l'équation de Wilson (1990) pour calculer l'évaporation [LT^{-1}]
E_a	Paramètre de l'équation de Penman (1948) pour calculer l'évaporation
E_a	Paramètre de l'équation de Wilson (1990) pour calculer l'évaporation
E_m	Évaporation mensuelle dans l'équation de Thornthwaite (1954) et de Turc (1954, 1955) [L]
E_p	Évaporation potentielle dans l'équation de Penman (1948) [ML^2]
E_q	Équilibre eau-atmosphère (différence entre les précipitations et l'évaporation)
E_v	Évaporation annuelle pour calculer l'indice d'aquidité de Barat (1957) [L]
ET	Évapotranspiration dans l'équation d'équilibre eau-atmosphère
g	Constante de gravitation [LT^{-2}]
h	Charge hydraulique (ψ + élévation) [L]
h_i	Charge pour une classe donnée de pores remplis d'eau [L] (modèle Green et Corey, 1971)
i	Paramètre de l'équation de l'évaporation mensuelle de Thornthwaite (1954)
i	Intervalle entre j et N (modèle de Fredlund et al., 1994)
I	Indice d'aridité
I	Infiltration dans l'équation d'équilibre eau-atmosphère
I_a	Indice d'aquidité de Barat (1957)
I_{nt}	Quantité d'eau interceptée dans l'équation d'équilibre eau-atmosphère [L]
j	Succion minimale décrite par la fonction finale (modèle de Fredlund et al., 1994)
k, k_i	Conductivité hydraulique ou coefficient de perméabilité (i = x, y ou z) [LT^{-1}]
k_{rel}	Conductivité hydraulique relative

k_s	Conductivité hydraulique saturée mesurée (modèle Fredlund et al., 1994) [LT^{-1}]
k_{sat}	Conductivité hydraulique à saturation [LT^{-1}]
k_w	Conductivité hydraulique calculée pour une teneur en eau spécifique ou une succion (modèle Fredlund et al., 1994) [LT^{-1}]
$k(\theta)i$	Conductivité hydraulique calculée pour une teneur en eau ou une succion spécifiques (modèle Green et Corey, 1971) [LT^{-1}]
$\frac{k_s}{k_x}$	Facteur de couplage (conductivité saturée mesurée/conductivité saturée mesurée) (modèle Green et Corey, 1971)
L	Longueur effective du bris capillaire [L]
L	Paramètre de l'équation de Turc (1954, 1955) pour calculer l'évaporation
L_{eff}	Longueur effective de la CEBC [L]
L_{max}	Longueur effective maximale de la CEBC [L]
m_f	Paramètre de lissage de courbe du modèle de Fredlund et Xing (1994) relié à la teneur en eau résiduelle et la fonction de correction $c(\psi)$
m_v	Constante d'ajustement du modèle de van Genuchten (1980)
MEF	Méthode des éléments finis
n	Nombre total de classes de pores entre i et m (modèle Green et Corey, 1971)
n_f	Paramètre de lissage du modèle de Fredlund et Xing (1994) qui contrôle la pente au point d'inflexion de la courbe de rétention d'eau
n_G	Paramètre du modèle de Gardner (1958) pour décrire la courbe de rétention d'eau
n_v	Constante d'ajustement du modèle de van Genuchten (1980)
N	Nombre de jours de pluie de l'année pour calculer l'indice d'aquidité de Barat (1957)

N	Succion maximale décrite par la fonction finale (modèle Fredlund et al., 1994)
N	Exposant (Rijtema, 1965)
p	Paramètre qui intervient dans l'interaction entre les classes de pores (modèle Green et Corey, 1971)
P	Précipitations dans l'équation d'équilibre eau-atmosphère
P	Taux de précipitation à la surface [LT^{-1}]
P_m	Précipitation mensuelle dans l'équation de Turc (1954, 1955) pour calculer l'évaporation [L]
q	Taux de précipitation [LT^{-1}]
$q_{x, y \text{ ou } z}$	Débit spécifique selon les axes x, y ou z [LT^{-1}]
Δq	Variation du débit spécifique dans un volume élémentaire [LT^{-1}]
Q_n	Radiation nette à la surface du sol dans l'équation de Wilson (1990) pour calculer l'évaporation [LT^{-1}]
R	Ruissellement dans l'équation d'équilibre eau-atmosphère [L]
R_{ech}	Quantité d'eau rechargée dans la nappe phréatique dans l'équation d'équilibre eau-atmosphère [L]
R_t	Quantité d'eau retenue dans le sol dans l'équation d'équilibre eau-atmosphère [L]
R_n	Flux net de radiation dans l'équation d'équilibre eau-atmosphère
R_n	Radiation solaire nette qui arrive pour l'équation de Penman (1948) pour calculer l'évaporation
SDR	CEBC de type « store, divert and release »
S_r	Degré de saturation
t	Temps, durée [T]
T_m	Température mensuelle moyenne dans l'équation de l'évaporation mensuelle de Thornthwaite (1954) [°T]
T	Température quotidienne moyenne dans l'équation de l'évaporation mensuelle de Thornthwaite (1954) [°T]

T	Tension de surface de l'eau (modèle Green et Corey, 1971) [MT^{-2}]
T_m	Température moyenne mensuelle de l'équation de Turc (1954, 1955) pour calculer l'évaporation [°T]
u_2	Vitesse du vent à une hauteur de 2 m dans l'équation de Penman (1948) pour calculer l'évaporation [LT^{-1}]
μ	Densité de l'eau [ML^{-3}]
u_a	Pression de l'air dans les pores [$ML^{-1}T^{-2}$]
u_w	Pression de l'eau interstitielle [$ML^{-1}T^{-2}$]
W_a	Vitesse du vent dans l'équation de Wilson (1990) pour calculer l'évaporation [LT^{-1}]
WEV	« Water entry value » ou pression d'entrée d'eau
x	Distance horizontale par rapport à l'axe x
x_{DDL}	Distance horizontale x du début de la pente jusqu'au point DDL
x_i	Section numéro i (1, 2, 3, 4, 5, 6) faite dans la CEBC
y	Variable d'intégration représentant le logarithme de la succion (modèle Fredlund et al., 1994)
z	Élévation par rapport à l'axe z
z_{DDL}	Hauteur verticale z du haut de la pente jusqu'au point DDL
z_0	Élévation de 0 m jusqu'au point qui correspond à la pression 0 kpa (les effets de barrière capillaire disparaissent)
z_5	Élévation de 0 m jusqu'au point qui correspond à la pression - 5 kpa (pression à saturation ou pression d'entrée d'air, AEV du sable - le sable à l'interface est pratiquement saturé)
z_{85}	Élévation de 0 m jusqu'au point qui correspond à la pression - 85 kpa (pression d'entrée d'eau ou WEV du sable, équivalent du point DDL - l'eau commence à rentrer dans le sable)
Δx, Δy et Δz	Dimension de l'arête d'un volume élémentaire cubique [L]
δ	Débit annuel des pluies pour calculer l'indice d'aquidité de Barat (1957) [LT^{-1}]

Δ	Pente de la température versus la pression de vapeur d'eau saturée à la température ambiante de l'air dans l'équation de Penman (1948) pour calculer l'évaporation [$ML^{-1}T^{-2}\ °T^{-1}$]
γ	Constante psychrométrique [$ML^{-1}T^{-2}\ °T^{-1}$] dans l'équation de Penman (1948) pour calculer l'évaporation
Γ	Pente de la vapeur d'eau saturée versus la courbe de la température moyenne de l'air dans l'équation de Wilson (1990) pour calculer l'évaporation [$L\ °T^{-1}$]
η	Constante psychrométrique dans l'équation de Wilson (1990) pour calculer l'évaporation
η	Viscosité de l'eau (modèle Green et Corey, 1971) [$ML^{-1}T^{-1}$]
λ	Chaleur latente de vaporisation de l'eau dans l'équation de Penman (1948) pour calculer l'évaporation [$ML^{-1}T^{-2}\ °T^{-1}$]
ρ	Coefficient de ruissellement pour calculer l'indice d'aquidité de Barat (1957)
θ	Teneur en eau volumique / volumétrique [L^3L^{-3}]
$(\theta_n)_i$	Teneur en eau volumique normalisée au point i (1, 1', 2', 3) [L^3L^{-3}]
θ_e	Teneur en eau réduite [L^3L^{-3}]
θ_r	Teneur en eau volumique résiduelle [L^3L^{-3}]
θ_s	Teneur en eau volumique à saturation [L^3L^{-3}]
θ_0	Teneur en eau la plus faible sur la courbe expérimentale (modèle Green et Corey, 1971) [L^3L^{-3}]
ξ	Porosité totale (water-saturated porosity) (modèle Green et Corey, 1971)
ψ ou Ψ	Pression négative ou succion [$ML^{-1}T^{-2}$]
ψ^*_0	Pression limite à l'entrée d'eau du matériau grossier [$ML^{-1}T^{-2}$]
ψ_{85}	Pression de - 85 kpa

ψ_i	Succion au point i (1,2,3) d'une courbe caractéristique de succion schématisée [$ML^{-1}T^{-2}$]
ψ_a	Pression d'entrée d'air ("*Air Entry Value*") [$ML^{-1}T^{-2}$]
ψ_w	Pression d'entrée d'eau ("Water Entry Value") [$ML^{-1}T^{-2}$]
ψ_r	Succion pour atteindre la teneur en eau résiduelle [$ML^{-1}T^{-2}$]
λ_{BC}	Paramètre de lissage de courbe du modèle de Brooks et Corey (1964) relié à l'agencement des pores
α_v	Constante du modèle de van Genuchten (1980) représentant l'inverse de ψ_a

LISTE DES ANNEXES

A1.1 : Classification phytogéographique 164

A1.2 : Classification hydrologique 165

A1.3 : Classification pédologique 165

CHAPITRE I
INTRODUCTION

1.1 Généralités

Les opérations minières occasionnent la production de résidus miniers (rejets de concentrateur) qui peuvent être toxiques, ainsi que de roches stériles qui peuvent être réactives et conduire à la formation de drainage minier acide (DMA) en présence de sulfures, d'eau et d'oxygène. Ce phénomène entraîne la contamination possible des effluents miniers. La pose de couvertures à effets de barrière capillaire (CEBC) par-dessus ces matériaux résiduels est une des méthodes permettant de les isoler et de protéger l'environnement. Cette approche vise à limiter l'infiltration de l'eau (l'eau est déviée au niveau de l'interface ou s'évapore) et/ou le flux de gaz (la couche de rétention est maintenue pratiquement saturée) (Aubertin et al., 2002). Le contraste des propriétés (matériau à granulométrie fine sur matériau à granulométrie grossière) permet de limiter la percolation de l'eau du matériau fin (eau retenue par capillarité) au matériau grossier. Les CEBC constituent une alternative aux couvertures à base de matériaux ayant une faible conductivité hydraulique saturée. Dans le cadre de ce projet, on étudiera le cas particulier des CEBC mises en place dans les climats semi-arides pour limiter l'infiltration de l'eau.

1.2 Le drainage minier acide

Le drainage minier acide (DMA) est un processus complexe (chimique, physique, hydrogéologique, chimique et biologique (Ritchie, 1994), qui apparaît parfois lorsque des rejets réactifs sulfureux s'oxydent en présence d'oxygène et l'eau. Cela occasionne une acidification de l'eau (pH bas impropre à la vie aquatique) et une solubilisation des

métaux, d'où une contamination de l'eau. La qualité des effluents miniers est donc affectée par ce phénomène. Un matériau sera considéré comme générateur de DMA si son potentiel de génération d'acide dépasse son pouvoir de neutralisation, qui est lié à la quantité de minéraux alcalins présents comme la calcite ($CaCO_3$), la dolomite ($CaMg(CO_3)_2$) et les silicates (Aubertin et al., 2002). Les équations chimiques de production du DMA sont souvent présentées pour la pyrite. On distingue parfois deux mécanismes principaux responsables de l'oxydation de la pyrite (e.g. Lefebvre 1994) :

$$FeS_2 + 3.5\ O_2 + H_2O \rightarrow Fe^{2+} + 2SO_4^{2+} + 2H^+ \qquad (1.1)$$

(réaction directe de l'oxygène avec la pyrite et l'eau)

$$14\ Fe^{3+} + FeS_2 + 8H_2O \rightarrow 15\ Fe^{2+} + 2\ SO_4^{2-} + 16\ H^+ \qquad (1.2)$$

(oxydation de la pyrite par le fer ferrique)

Le fait d'exclure un ou plusieurs des éléments des réactions (1.1) et (1.2) (i.e. oxygène, eau ou sulfures de fer) permet de contrôler la formation de DMA. Ainsi, on peut envisager différentes façons de maîtriser la production de DMA (SRK, 1989 ; Aubertin et al., 2002) :

- enlèvement ou isolement des sulfures ;
- exclusion de l'eau ;
- exclusion de l'oxygène ;
- contrôle du pH ;
- contrôle de l'action bactérienne.

Dans les cas de CEBC de type « store, divert and release » (SDR) utilisées dans les zones semi-arides et arides, la méthode de contrôle est l'exclusion de l'eau. Cela sera vu au chapitre 3.

Dans les cas de CEBC de type « store, divert and release » (SDR) utilisées dans les zones semi-arides et arides, la méthode de contrôle est l'exclusion de l'eau. Cela sera vu au chapitre 3.

1.3 Le projet de recherche

Le contrôle du DMA par la limitation de l'infiltration de l'eau est visée pour les CEBC de type SDR. Or, les régions semi-arides et arides (qui représentent plus d'un tiers de la surface des continents) sont caractérisées par des précipitations faibles et irrégulières, et des températures excessives. Elles peuvent aussi connaître des événements climatiques extrêmes comme des pluies de forte ampleur, surtout dans les zones sèches tropicales et subtropicales. Plus d'informations concernant les climats dans ces zones suivent dans le chapitre 2. Un planisphère donnant les index d'humidité globale est montré à la figure 1.1.

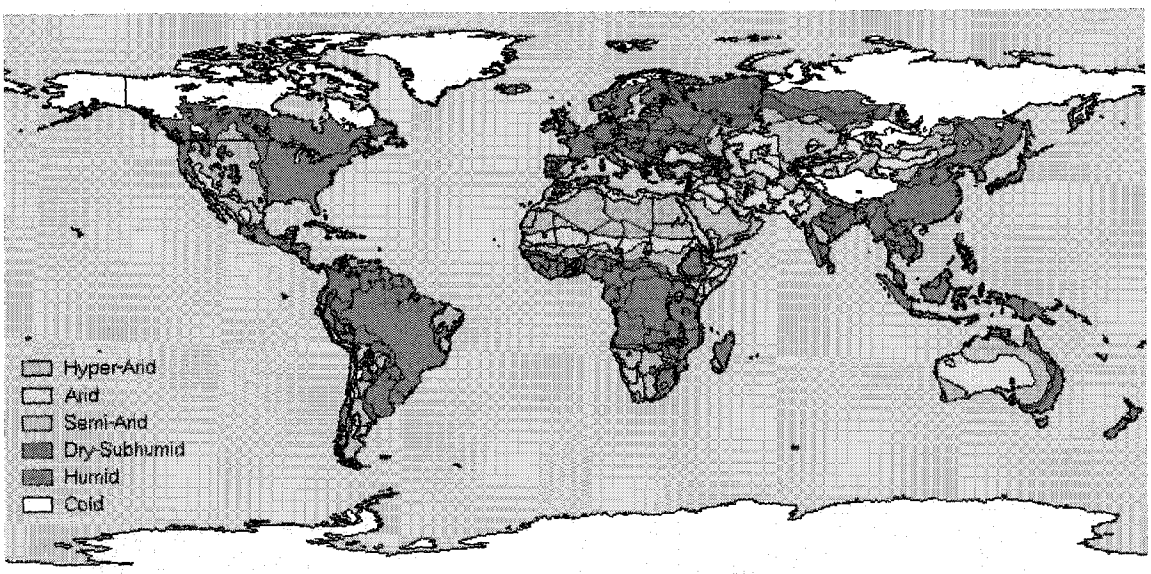


Figure 1.1 : Carte des index d'humidité globale (tirée de Tabor, 1996)
Source : http://ag.arizona.edu/OALS/IALC/soils/surveys/legend.html

sur l'efficacité des CEBC. Des modélisations numériques basées sur une halde à stériles type (matériau à granulométrie grossière) recouverte par une couverture de silt (matériau à granulométrie fine) ont été réalisées à l'aide du logiciel SEEP/W de GEO-SLOPE. L'étude paramétrique a porté sur la variation de l'ampleur des précipitations (de 0.5 à 30 cm/jr pendant cinq jours, suivies par un drainage de vingt-trois jours), des conductivités hydrauliques saturées et de l'épaisseur du silt. On a observé l'évolution de la position du point DDL (« Down Dip Limit ») à partir duquel les effets de barrière capillaire commencent à disparaître pour les différentes simulations. Cette position a été obtenue en évaluant la succion dans le silt (près de l'interface silt-sable) lorsque celle-ci correspondait à la pression d'entrée d'eau dans les rejets (« WEV »), soit la pression à partir de laquelle l'eau contenue dans la couche de rétention commence à percoler dans les stériles sous-jacents ; ce point correspond ici à la position du point DDL.

La démarche suivie dans le mémoire est la suivante. Après l'introduction, on présente au chapitre 2 une revue bibliographique sur les particularités des climats semi-arides et arides et sur les sols spécifiques à ces régions. Les relations entre le sol et l'atmosphère, les écoulements en milieu non saturé et les principes sous-jacents aux CEBC sont vus au chapitre 3. Ensuite, les résultats et analyses de modélisations numériques sont présentés et discutés au chapitre 4. Ce mémoire se termine par une conclusion et des recommandations.

Des cas de CEBC en 2D sont analysés dans ce projet. Il s'agit d'une couche à granulométrie fine posée sur un empilement de matériaux plus grossiers représentant des roches stériles. À la connaissance de l'auteur, peu d'études ont été réalisées sur les modèles en 2D, les haldes à stériles (contrairement aux modèles en 1D et aux parcs à résidus miniers), ainsi que sur les inclinaisons très marquées et longues, ce qui est considéré dans cette étude.

Cette étude démontre l'existence d'un seuil de taux de précipitation à partir duquel les effets de barrière capillaire commencent à disparaître. Ce seuil est spécifique à un problème donné (géométrie et propriétés hydrauliques de la CEBC). Plus l'intensité des précipitations augmente, plus les effets de barrière capillaire tendent à disparaître rapidement. La vitesse avec laquelle cela se produit dépend des caractéristiques de la CEBC, de même que la vitesse avec laquelle un équilibre est de nouveau atteint après une période de drainage et d'évaporation.

CHAPITRE II
LES CLIMATS ET SOLS SEMI-ARIDES ET ARIDES

2.1 Généralités

Les pays secs occupent environ le tiers de la surface des continents et, dans deux continents, l'Afrique et l'Australie, une proportion qui atteint ou dépasse la moitié. Des millions de personnes vivant sur les marges des régions désertiques sont sans cesse menacées par les aléas climatiques (Viers, 1968). De ce fait, des organisations internationales comme l'UNESCO se sont penchées sur les problèmes des régions semi-arides et arides afin d'en améliorer l'aménagement.

Les classifications climatiques ont évolué depuis au moins les premiers temps de la civilisation grecque (Tabor, 1996). Ainsi, les premières classifications climatiques étaient basées sur la végétation. Par la suite, la spécificité entre les classifications des climats et des végétaux devint plus prononcée avec le développement de la climatologie et de la physique en tant que disciplines scientifiques. A présent, les géographes et les botanistes continuent de raffiner les classifications des climats et des végétaux.

Les régions arides se retrouvent à divers endroits, présentant différents sols, végétations, faunes et reliefs topographiques. Cependant, elles connaissent toutes de rares précipitations et sont fortement influencées par la température, l'humidité, le vent, et la distribution saisonnière de pluie et de neige. À vrai dire, les données sur les précipitations moyennes annuelles à elles seules ne permettent pas de délimiter adéquatement les zones arides, même si elles peuvent être utiles en tant que premières approximations. Par ailleurs, les climats secs tropicaux et subtropicaux qui nous intéressent plus particulièrement, ont des caractères climatiques qui se résument assez

bien (Péguy, 1970) : faiblesse et très grande irrégularité des précipitations et températures excessives.

2.2 Caractéristiques des climats semi-arides et arides

Avant de décrire les principaux types de climats arides ou semi-arides, qui sont des climats secs, il est bon d'en préciser les caractères généraux.

La sécheresse est un intervalle de temps, généralement de l'ordre du mois ou de l'année, caractérisé par un déficit en eau par rapport aux besoins des êtres vivants d'abord (l'évaporation l'emporte sur les précipitations). Velly (1996) décrit la sécheresse comme étant un phénomène climatique complexe lié à de multiples facteurs :

- faibles précipitations ;
- forte évaporation causée par un bilan radiatif important (apport énergétique d'origine solaire) ;
- températures moyennes supérieures aux normales saisonnières ;
- structure physique des sols, texture et végétation.

La sécheresse est généralement due à des conditions qui se produisent individuellement ou qui sont combinées, comme la séparation (par la topographie ou par la distance) de sources majeures d'humidité et l'existence de masses d'air stables sèches (Dregne, 1976). Parmi les nombreux moyens d'estimer l'étendue des terres arides du monde, le climat devrait être le plus significatif puisque l'aridité atmosphérique est le principal facteur qui cause cette condition. Cependant, les expressions de l'aridité comme elles se manifestent à travers les caractéristiques du sol, de la végétation, de la faune et du paysage peuvent être instructives dans la détermination de la précision des limites climatiques. Cela est particulièrement vérifié dans les endroits où les données climatiques sont rares.

2.2.1 Climats types

L'Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO) considère que la zone aride se caractérise par une chaleur excessive et des précipitations insuffisantes et variables ; on y trouve cependant des contrastes climatiques. Ceux-ci résultent en général des différences de température, de saison des pluies et de degré d'aridité. Lorsqu'on décrit la zone aride, on distingue trois grands types de climats : le climat méditerranéen, le climat tropical et le climat continental (FAO, 1992).

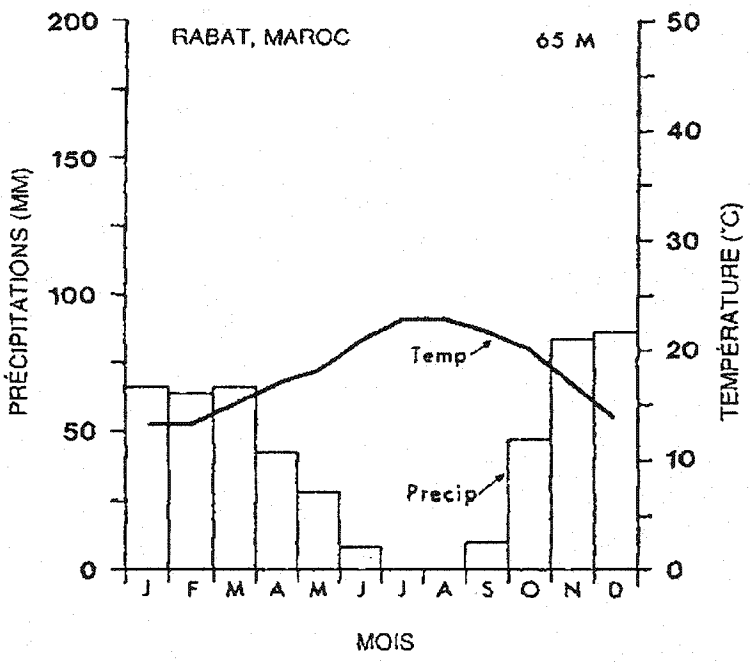


Figure 2.1a : Précipitations et températures annuelles à Rabat, Maroc (tirée de FAO, 1992).

Dans le climat méditerranéen, la saison des pluies se situe en automne et en hiver. Les étés sont chauds et secs ; les températures hivernales sont douces. La figure 2.1a montre des graphiques de précipitations et températures annuelles du climat méditerranéen à Rabat (Maroc), avec une saison humide commençant en octobre et se terminant en avril ou mai, suivie de cinq mois de saison sèche.

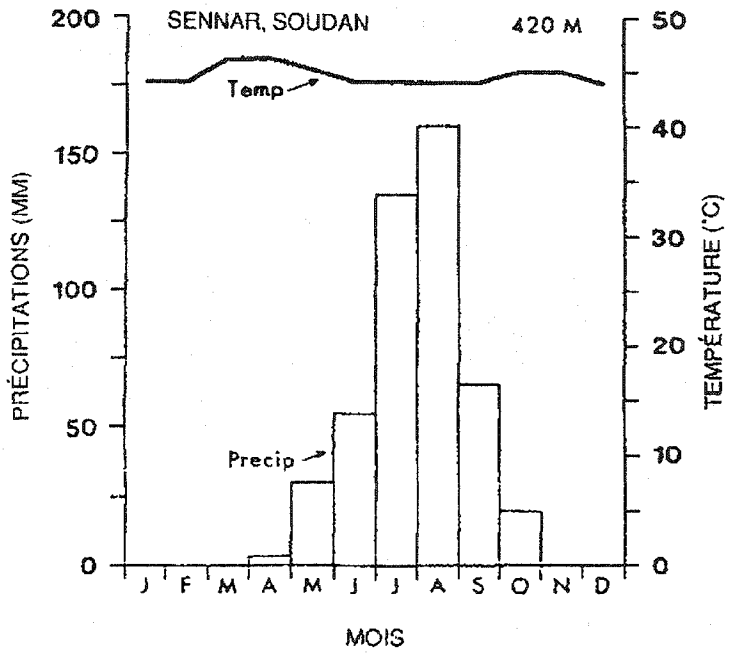


Figure 2.1b : Précipitations annuelles et températures au Sennar, Soudan (tirée de FAO, 1992).

Dans un climat tropical, les précipitations se produisent essentiellement en été. Plus on est loin de l'équateur, plus la saison des pluies est courte. Les hivers sont longs et secs. La figure 2.1b présente un graphique des précipitations et températures annuelles du climat tropical au Sennar (Soudan). La saison humide s'étend du milieu de juin à la fin de septembre et est suivie d'une saison sèche de près de neuf mois.

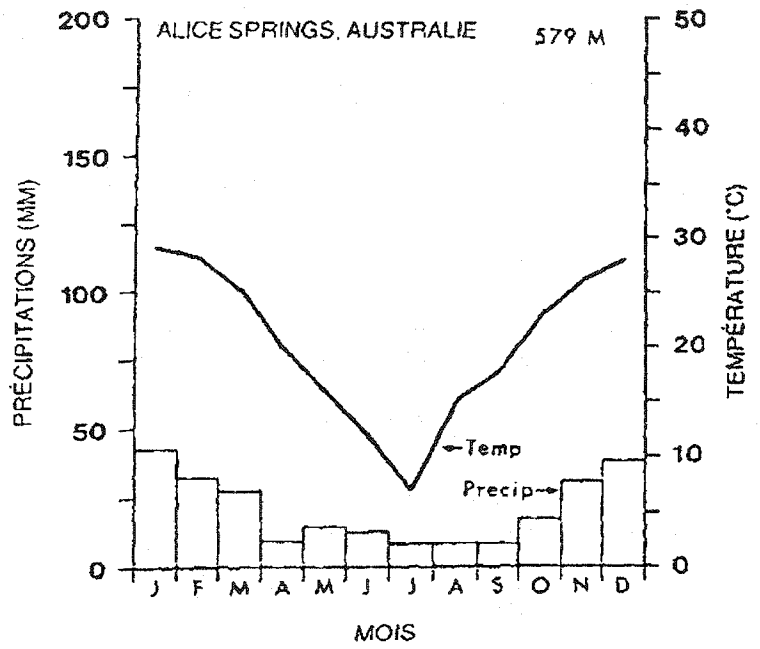
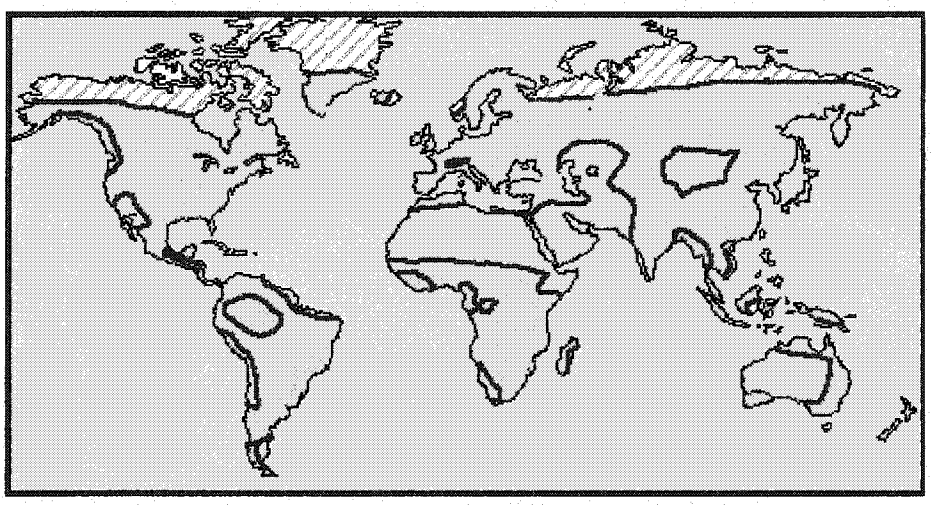


Figure 2.1c : Précipitations et températures annuelles à Alice Springs, Australie (tirée de FAO, 1992).

Avec un climat continental, les précipitations sont régulièrement réparties sur toute l'année. La figure 2.1c montre un graphique des précipitations et températures annuelles typiques de ce climat pour Alice Springs (Australie) ; la saison sèche s'étend sur toute l'année (FAO, 1992).

2.2.2 Variabilité des composantes du climat

L'irrégularité des pluies d'une année sur l'autre caractérise les climats désertiques. Ainsi, à Arica, dans le nord du Chili, la moyenne annuelle des précipitations est de 0,6 mm et dix-huit années peuvent s'écouler sans qu'aucune averse ne se produise, mais lorsque les pluies se déclenchent, elles s'abattent avec violence (DE, 2001).



BLEU — Précipitations annuelles > 250 mm abondantes toute l'année

YERT — Précipitations annuelles entre 2000 et 250 mm, plusieurs mois humides ; plusieurs mois secs.

JAUNE — Précipitations < 250 mm et forte évaporation.

hachuré — Précipitations < 250 mm et faible évaporation.

250 — Sur cette ligne, appelée isohyète, tous les points reçoivent la même quantité de précipitations.

Figure 2.2 : Les précipitations annuelles à la surface du globe.
Source : http://perso.wanadoo.fr/lr.histgeo/Les%20prEcipitations%20tpt.GIF
(Page consultée le 18 octobre 2002).

Dans les régions arides, la variabilité au niveau des précipitations annuelles augmente à mesure que les précipitations totales diminuent. De plus, les variations mensuelles pourraient même être plus extrêmes que les fluctuations annuelles relativement parlant. Dans les zones les plus chaudes du monde (le désert Atacama du Chili et le Sahara central), une seule pluie pourrait représenter les seules précipitations qui tomberont pour les dix prochaines années ou plus. Dans de telles conditions, les moyennes annuelles ne

sont pas très pertinentes. La figure 2.2 est une carte représentant les précipitations moyennes annuelles à la surface du globe.

Influence des variations

Les années les plus sèches ont l'influence la plus néfaste sur la végétation et la faune. Par ailleurs, la faible variation minimale au niveau des températures annuelles signifie que la température annuelle moyenne est une bonne indication de la température qui contrôle les processus chimiques et biologiques dans une région. L'alternance de sécheresse et de pluie peut induire des changements au niveau des sols, liés à la dessication et à l'imbibition, observables à l'aide de mesures du retrait et du gonflement.

Les précipitations

Les précipitations sont une condensation de la vapeur d'eau atmosphérique qui se dépose sur la surface terrestre. Elles surviennent quand les gouttelettes d'eau en suspension deviennent trop lourdes pour que l'air puisse les supporter. L'humidité peut tomber sous forme de pluie, de neige, de granules de glace ou de grêlons, suivant la température de l'air et les courants. Dans les bulletins d'Environnement Canada, le terme «pluie», utilisé seul, désigne les précipitations liquides d'une durée et d'une ampleur importantes. Les averses de pluie s'arrêtent et débutent d'une façon soudaine, varient beaucoup en intensité et disparaissent en moins d'une heure. La pluie intermittente s'arrête et débute de façon répétée, mais pas si abruptement ni si souvent que les averses. Un orage produit de grosses pluies, de grands vents, des éclairs, et même de la grêle et des tornades.

Dans le cadre de ce projet, nous nous intéressons à des précipitations plus ou moins abondantes qui durent jusqu'à cinq jours. Le terme « pluie » est donc le plus approprié.

Notons aussi que les régions qui reçoivent de faibles précipitations en moyenne ont des précipitations marquées par une irrégularité importante.

Lorsque le sol n'est pas en mesure d'absorber toute l'eau d'une forte précipitation, une partie de cette eau s'infiltre et l'autre peut ruisseler. De même, l'eau d'une pluie de faible intensité peut retourner dans l'atmosphère par évaporation ou évapotranspiration surtout si elle tombe sur une surface sèche. Les étapes mentionnées ci-dessus constituent le cycle hydrologique présenté à la figure 2.3. L'intensité des précipitations peut se mesurer en nombre de jours de pluie ou, de préférence, en quantité de pluie par heure ou par jour (FAO, 1992). La figure 2.4 montre les précipitations moyennes annuelles et journalières à l'échelle du globe selon la présentation du FAO (1992).

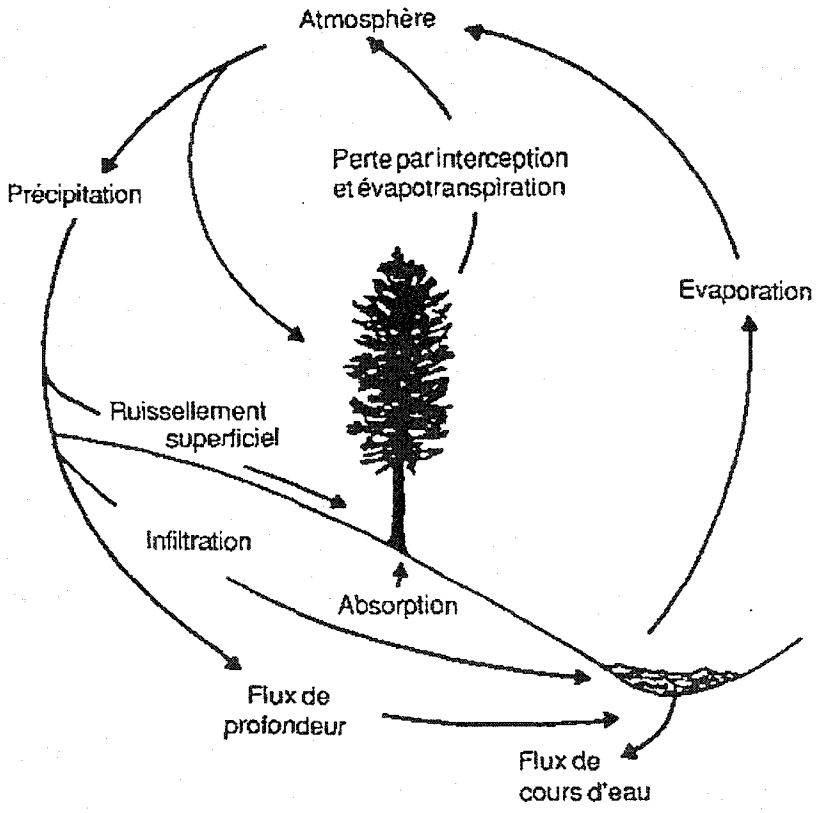


Figure 2.3 : Le cycle hydrologique (tirée de FAO, 1992).

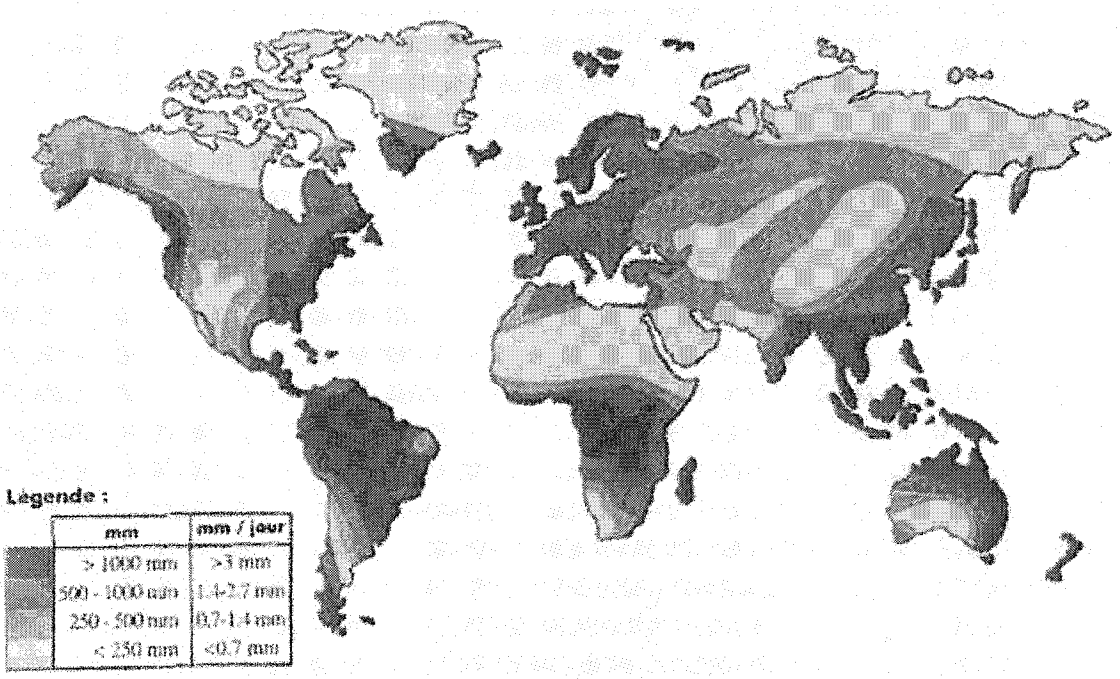


Figure 2.4 : Précipitations moyennes annuelles et journalières.
Source : FAO (Food and Agriculture FAO of the United Nations, 1992)
http://www.fao.org/docrep/W5183F/w5183f02.jpg
(Page consultée le 25 octobre 2002).

Les précipitations, quand elles se développent, ne profitent guère aux déserts. Dans les déserts chauds, en raison des températures du sol élevées (30 à 50 °C), l'évaporation est toujours supérieure à 2 000 mm/an et peut atteindre des valeurs très élevées : 5 000 mm/an à Tamanrasset (aujourd'hui Tamenghest, en Algérie). Elle est accrue par l'intensité des vents réguliers et secs (l'Harmattan au Sahara). L'absence de tapis végétal réduit l'infiltration et la rétention de l'eau dans le sol. La faible humidité relative de l'air (généralement inférieure à 50 %) et le ciel le plus souvent dégagé expliquent également les fortes amplitudes thermiques diurnes : alors que les journées sont chaudes (forte

Les températures

Dans les régions arides comparativement à d'autres régions, les températures sont souvent excessives. L'insolation diurne est partout considérable en l'absence de nuages. On a entre le jour et la nuit des écarts thermiques qui dépassent 30° dans l'air et 50 à 60° à la surface des roches ou du sable (Péguy, 1970). En fait, l'existence de déserts chauds (Sahara, désert de Simpson en Australie ...) et de déserts froids (désert de Gobi, déserts polaires ...) démontre, contrairement à l'idée reçue, que la chaleur n'est pas un critère pour définir les milieux désertiques. Le point commun à tous les déserts est le manque d'eau ou l'aridité, résultant de la combinaison de plusieurs facteurs climatiques (DE, 2001).

2.2.3 Diverses classifications

Les classifications climatiques qui existent sont nombreuses et servent des objectifs tout aussi variés. Elles peuvent simplement inclure des classes de précipitations annuelles. Cependant, elles peuvent aussi être plus complexes et incorporer des paramètres tels les précipitations, leur variabilité, la longueur des différentes saisons, mais également l'évaporation et les relations entre les précipitations et les températures, de même qu'entre les précipitations et l'évaporation. Les classifications les plus utilisées sont présentées ci-après. D'autres modes de classification sont présentés en annexe (phytotogéographique, hydrologique et pédologique).

Les isohyètes

Les isohyètes (courbes reliant les zones d'égale pluviosité) sont quelquefois utilisés pour délimiter les pays secs à l'échelle mondiale. Cependant, ils sont à interpréter avec prudence. Amiens en France ne reçoit pas plus d'eau que Niamey au Niger (environ 550

mm), zone de steppes fort poussiéreuses pendant huit mois. La steppe est une grande plaine inculte, au climat sec, à la végétation basse et pauvre, sans arbres.

Dans une même région où les saisons thermiques ne présentent pas de grosses différences, on peut à la rigueur se contenter d'examiner la hauteur des précipitations. Toutefois, les valeurs sont plus fluctuantes s'il s'agit de séparer pays humides et pays semi-arides à couverture steppique. C'est pour cela qu'on utilise le plus souvent possible des indices d'aridité (Péguy, 1970).

Classification selon Péguy (1970)

L'ensemble des régions désertiques ou subdésertiques sont caractérisées, en premier lieu, par l'énorme variabilité statistique des données climatiques. Les régimes moyens de températures et de précipitations ne peuvent avoir ici de signification concrète. La considération essentielle est la fréquence des cas de précipitations dépassant un certain seuil par 24 heures. En effet, des précipitations d'intensité trop faible sont dépourvues d'efficacité dans les déserts en raison de l'évaporation qui les suit.

Les régions hyper-arides ont des précipitations supérieures à 5 mm/24 h qui se produisent en moyenne moins de deux fois par an. Pour de telles régions, les totaux pluviométriques annuels s'établissent en général à moins de 100 mm.

En retenant le même seuil, les régions arides sont celles où les précipitations supérieures à 5 mm/24 h se produisent en moyenne de trois à dix fois par an. Les moyennes pluviométriques annuelles s'établissent alors en général entre 100 et 250 mm.

Les régions semi-arides sont caractérisées avant tout par la grande variabilité des précipitations. Les totaux moyens s'établissent en général entre 250 et 400 mm. Ces

climats semi-arides se classent d'après le type auquel ils se trouvent rattachés. Il y a ainsi la marge aride du climat méditerranéen, la marge aride du climat subtropical, etc. (Péguy, 1970).

Classification selon Le Houérou et Popov (1981)

Le Houérou et Popov (1981) classent les sols de l'Afrique intertropicale en fonction des précipitations moyennes annuelles. Le tableau 2.1 lie le degré d'aridité et les précipitations moyennes annuelles tel que présenté par ces auteurs.

Tableau 2.1 : Lien entre le degré d'aridité et les précipitations moyennes annuelles (Le Houérou et Popov, 1981)

Degré d'aridité	**Précipitations moyennes annuelles (mm/an)**
Sec sub-humide	600-800
Semi-aride	400-600
Aride	200-400
Très aride	100-200
Désert	< 100

Zones globales d'humidité (UNEP, 1992)

Les classifications des climats vont des simples classes de précipitations annuelles à celles incorporant les précipitations, leur variabilité, la longueur des différentes saisons, les relations précipitations-températures, l'évaporation, et les relations précipitations-évaporation (Tabor, 1996). Un planisphère représentant les zones globales d'humidité (Global Humidity Zones Map Legend) sur la surface du globe a été présenté à la figure 1.1. Il a été préparé par Tabor (1996) pour le Consortium International des Terres

Arides. Cette carte a été produite à partir de la documentation de l'UNEP/GRID (United Nations Environment Programme / Programme Environnemental pour les Nations Unies). Ces documents constituent l'Index Global d'Humidité venant du GRID (Global Resource Information Database) et de l'UEA/CRU dérivé de l'atlas mondial de la désertification publié par l'UNEP en 1992.

La carte des index d'humidité globale est basée sur le rapport entre les précipitations annuelles et l'évapotranspiration potentielle (P/PET). Elle suit la classification utilisée dans une étude de l'UNESCO en 1984. La carte des index d'humidité globale de la figure 1.1 montre la disponibilité moyenne annuelle en humidité sur une période allant de 1951 à 1980. La classification établit quatre zones d'aridité, une zone humide et une zone froide de la toundra montagneuse.

Zone Hyper-Aride	$P/PET < 0.05$
Zone Aride	$0.05 \leq P/PET < 0.20$
Zone Semi-Aride	$0.20 \leq P/PET < 0.50$
Zone Sèche sub-humide	$0.50 \leq P/PET < 0.65$
Zone Humide	$0.65 \leq P/PET$
Zone Froide	Régions qui ont pendant plus de six mois une température moyenne en-dessous de 0 degrés et pas plus de trois mois pendant lesquels les temperatures atteignent plus de 6 degrés centigrade.

Plus d'informations sur la nomenclature des zones arides peuvent être trouvées dans les travaux d'Arnold (1992).

L'indice d'aridité

Un géographe français, Emmanuel de Martonne, proposa en 1923 un indice d'aridité I, grâce auquel différents degrés d'aridité ont été définis I = P / (T+10). P est la hauteur moyenne des précipitations annuelles en mm, et T la moyenne des températures annuelles en °C. Plus la valeur de I est faible, et plus la station climatique considérée est aride. En fonction de cet indice, il est possible de distinguer trois types de régions arides (DE, 2001) :

Dans les régions *hyper-arides*, où l'indice d'aridité est inférieur à 5, on trouve des déserts absolus (Tanezrouft au Sahara, désert d'Atacama au Chili...) ; ces régions ne couvrent que 4 % des terres émergées, et la végétation y est éphémère.

Les régions *arides,* qui sont celles où les valeurs de I sont comprises entre 5 et 10, représentent 14 % des terres émergées (une grande partie du Sahara, déserts d'Iran, de Thar en Inde, de Sonora au Mexique, d'Arizona...) ; les précipitations, inférieures à 250 mm/an, alimentent une maigre végétation très discontinue et l'irrigation y est indispensable à l'agriculture.

Les régions *semi-arides* ont des valeurs de I oscillant entre 10 et 20 et sont des espaces de transition entre les régions arides et les régions subhumides voisines. Ces espaces couvrent 12,5 % des terres émergées (Sahel et Kalahari en Afrique, Chaco en Argentine, Nordeste au Brésil...). La végétation, toujours discontinue, se compose d'espèces buissonnantes, de touffes de graminées et de quelques arbres ; les précipitations, comprises entre 250 et 500 mm/an, rendent possibles les cultures sèches.

Le planisphère de la figure 2.5 représente l'indice d'aridité sur la surface du globe. Pour Péguy (1970), cet indice n'a pas de signification précise pour ses valeurs élevées ; ses valeurs faibles constituent par contre de bons tests des conditions climatiques à la limite

de l'écoulement normal, les valeurs inférieures à 5 correspondant aux régions très arides et celles comprises entre 5 et 20 aux régions semi-arides.

Tableau 2.2 : Lien entre les indices d'aridité et le pourcentage de superficie sur la terre (Péguy, 1970)

	I<10	10<I<20	20<I<30	I>30
Amérique	4 %	24 %	33 %	39 %
Afrique, Madagascar, Arabie, Inde	46 %	29 %	17 %	8 %
Indochine, Insulinde, Australie	17 %	13 %	15 %	55 %

L'indice d'aridité permet de remarquer que l'Afrique se trouve être de loin le plus aride des continents intertropicaux, puisque les 46% de sa surface, entre les deux tropiques, possèdent un indice inférieur à 10 comme indiqué dans le tableau 2.2. Ce tableau présente le lien entre les indices d'aridité et le pourcentage de superficie sur la terre. Il est important de garder à l'esprit que l'œuvre de de Martonne était orientée toute entière vers l'analyse des conditions de l'écoulement. L'indice d'aridité est une notion créée en vue de l'explication des dégradations de l'hydrographie.

L'indice d'aquidité

Barat a défini en 1957 un *indice d'aquidité* :

$$I_a = \frac{\delta (1 - \rho)}{365 - N} - \frac{E_v}{365}$$

dans lequel :

δ : Débit annuel des pluies (mm/jr);

ρ : Coefficient de ruissellement ;

$\delta (1 - \rho)$: Lame d'eau annuelle infiltrée, exprimée en mm ;

E_v : Evaporation annuelle (mm) ;

N : Nombre de jours de pluie de l'année.

Cet indice est donc la différence entre deux termes dont le premier est le quotient de la quantité d'eau annuelle infiltrée exprimée en mm par le nombre de jours sans pluie, et le second l'évaporation journalière moyenne exprimée également en millimètres. D'après cette formule, un climat semi-aride apparaît pour les valeurs négatives de l'indice I_a, le désert proprement dit apparaissant pour $I_a < -20$.

2.3 Les sols des climats arides et semi-arides

Les sols se forment avec le temps à mesure que le climat et la végétation agissent sur le matériau de la roche mère. Les aspects importants de la formation des sols dans un climat aride sont les suivants (FAO, 1992) :

- changements journaliers importants de température qui provoquent la désintégration mécanique ou physique des roches ;
- sables transportés par le vent qui abrasent les surfaces exposées des roches.

La désintégration physique des roches donne des fragments relativement gros ; seule l'érosion chimique peut les décomposer en fragments plus petits. Le processus d'érosion chimique est lent dans les zones arides en raison du déficit hydrique caractéristique. D'autre part, les périodes prolongées d'insuffisance hydrique sont importantes dans l'élimination ou le lessivage des sels solubles dont l'accumulation est renforcée par la forte évaporation. Les brèves périodes de ruissellement de l'eau ne permettent pas une

pénétration profonde des sels (qui ne sont transportés qu'à courte distance), d'où une accumulation de ceux-ci dans les dépressions fermées. Les sols résiduels se forment généralement in-situ et ont donc des particularités qui les distinguent des sols déposés par le vent ou l'eau par exemple. Leur comportement en ingénierie ne peut être facilement prédit à cause de la dégradation de la roche mère par le climat qui peut occasionner la présence de minéraux ayant des propriétés non usuelles, la présence de liens faibles persistant dans la structure d'origine, et une importante variabilité de l'indice des vides (Fookes, 1997). Les matériaux résultant de la dégradation dépendent de la minéralogie des matériaux d'origine, de la nature du climat et des conditions de drainage. Les sols résiduels existent souvent dans des zones où le climat a occasionné une dessication en profondeur ou là où les cycles de mouillage-séchage sont importants. Les contraintes efficaces changent de manière saisonnière, et lorsque l'évaporation de surface ne peut se faire, de larges contraintes à la déformation peuvent être induites à la surface du sol (Fookes, 1997).

2.3.1 Influence de la végétation

La végétation joue un rôle fondamental dans le processus de formation des sols en faisant éclater les particules de roche et en enrichissant le sol par des matières organiques provenant de ses parties aériennes et souterraines. Cependant, le rôle de la végétation est réduit dans les zones arides du fait de la faiblesse du couvert et du développement limité des parties aériennes. Cela dit, les systèmes radiculaires présentent souvent un développement exceptionnel et ce sont eux qui ont le plus d'influence sur le sol.

2.3.2 Propriétés hydriques

Les sols résiduels sont susceptibles d'être constitués de vides importants et de larges macro-pores, rendant ainsi la conductivité hydraulique possiblement plus élevée que la

valeur qui serait normalement associée à la granulométrie du sol. La surface des sols résiduels peut être craquelée et fissurée, ce qui accroît la perméabilité (souvent élevée) et permet un drainage de l'eau relativement rapide. Le compactage peut cependant permettre que la perméabilité réflète mieux la minéralogie, la granulométrie et la densité par la réduction du volume des vides. Si l'évapotranspiration est supérieure à l'infltration, une dessication en profondeur du sol est possible ; c'est souvent le cas dans les climats tropicaux chauds. En cas de précipitations abondantes, il y a une perte transitoire de la résistance au niveau des pentes des sols partiellement saturés en raison d'une diminution de la contrainte effective pouvant affecter la stabilité des pentes (Fookes, 1997).

Tous les sols ont la possibilité de retenir l'humidité dans leur propre structure et ne sèchent jamais complètement, même sous des conditions climatiques de sécheresse. La capacité de rétention d'eau d'un sol dépend de ses caractéristiques physiques telles que texture, structure et profondeur. La texture étant la répartition relative des particules (argile, sable et limon). En général, plus fine est la texture, plus grande est la rétention d'eau. La structure, arrangement interne des particules du sol, est influencée par la composition des sols (FAO, 1992). Dans le cas d'aridité extrême, l'humidité restant dans le sol sera retenue ou attirée vers le dessus de la surface des particules du sol avec la plus grande force de tension de surface (Cruickshank, 1972). Cet aspect sera revu au chapitre 3 du document.

2.3.3 Propriétés chimiques des sols des milieux arides

Du fait que dans les zones arides il y a peu d'accumulation de dépôts organiques, la teneur du sol en matières organiques – constituées des résidus de plantes et d'animaux à diverses phases de décomposition, ainsi que des cellules et des tissus des organismes du sol et des substances qu'ils ont synthétisées - est faible (Schut, 2002). Lorsqu'on cultive ces sols, cette matière organique disparaît rapidement (FAO, 1992).

Ces sols arides sont caractérisés par un lessivage significatif des nutriments et une érosion intensive des minéraux, encore que ces deux phénomènes soient ralentis lorsque les précipitations diminuent. La fertilité naturelle (qui dépend beaucoup de la teneur en matières organiques de la couche arable) est souvent faible (FAO, 1992). Enfin, les sols des zones arides étant vulnérables à la fois à l'érosion éolienne et à l'érosion hydrique, la fixation et la conservation du sol sont importantes. Les couches des sols résiduels peuvent être chimiquement plus actives que ce qui est de coutume pour des sols sédimentaires.

2.3.4 Erosion éolienne

L'érosion par le vent se produit lorsqu'un sol est sec. Ainsi, une des mesures pour la contrôler est la conservation de l'eau afin de maintenir le sol dans des conditions d'humidité (Kalpagé, 1974). Les secteurs les plus vulnérables ont en commun trois caractéristiques : un déficit récurrent d'humidité qui limite la croissance végétale, des vents modérés à forts aux époques où le sol reste nu ou demeure mal protégé par de trop jeunes plantes, et enfin, une prédominance de terrains contenant une importante fraction sableuse (Guinle-Thénevin, 1998).

2.3.5 Erosion pluviale

L'érosion par l'eau résulte du ruissellement des précipitations en excès par rapport à la quantité que le sol peut absorber (Kalpagé, 1974). L'importance de l'intensité des précipitations cause la désintégration des agrégats de sol et le bouchage des pores avec des matériaux fins. Ainsi, la fermeture de la surface du sol se produit et l'infiltration est réduite. De ce fait, la capacité pour le sol d'absorber les précipitations diminue et il y a plus de ruissellement à la surface. L'érosion externe des sols comprend le décapage et le lessivage superficiel des sols (érosion aréolaire) et leur ravinement (érosion linéaire) par

les gouttes de pluie ou par les filets d'eau temporaires qui se concentrent pendant la pluie, et un certain temps après la pluie (Guinle-Thénevin, 1998). L'intensité des précipitations est aussi liée au risque d'érosion du sol. Chaque goutte de pluie transporte une énergie capable d'enlever de la terre, en particulier la couche arable. L'érosion provoquée par la chute des gouttes de pluie, appelée érosion de rejaillissement, peut aussi dégrader ou détruire la structure du sol (FAO, 1992).

Dans ce mémoire, les propriétés d'intérêt sont la granulométrie et la porosité, qui affectent les propriétés hydriques. Ces aspects seront abordés dans les chapitres à venir.

CHAPITRE III
MOUVEMENTS DES FLUIDES DANS LES SOLS ET INTERACTIONS AVEC L'ATMOSPHERE

3.1 Les interactions entre le sol et l'atmosphère

Le comportement et les propriétés des sols qui constituent la zone non saturée (zone entre la surface du sol et la nappe phréatique) sont fortement dépendants du transfert de l'eau et de l'énergie entre l'atmosphère et le sol, à travers la surface du sol. De plus, beaucoup d'aspects du comportement des sols dans la zone non saturée sont étroitement reliés à l'équilibre de l'eau entre l'atmosphère et la terre, ce qui détermine des paramètres comme la profondeur de la nappe phréatique, le profil du taux d'humidité moyen et saisonnier, ainsi que le gonflement et le retrait saisonniers (Blight, 1997).

Le trajet de l'eau dans le complexe sol-eau-atmosphère s'effectue de la manière suivante. En premier lieu, l'eau (apportée par les précipitations) qui s'infiltre dans le sol pénètre sous forme d'un front appelé « front d'infiltration ». Après la pluie, l'eau se redistribue dans le sol. L'écoulement de la pluie est rapide et s'atténue au fur et à mesure que la teneur en eau de chaque couche, préalablement humectée baisse. Ce stade cesse pour une certaine valeur de l'humidité correspondant à la «capacité au champ». Musy et Soutter (1991) la définissent comme un taux d'humidité correspondant à la capacité de rétention maximale mesuré « au champ » ou in situ. Selon certains auteurs, la capacité au champ correspond à la teneur en eau du sol après que l'excédent d'eau ait été drainé et que le régime d'écoulement vers le bas soit devenu pratiquement nul. Ce régime est obtenu habituellement deux ou trois jours après une pluie ou une irrigation dans des sols perméables, de texture et de structure uniformes. Ensuite, la redistribution est caractérisée par un mouvement très lent et qui peut même être imperceptible lorsqu'une tranche de sol importante a été initialement humectée (Velly, 1996).

3.1.1 L'équilibre eau-atmosphère

L'atmosphère est constituée principalement d'air et entoure la lithosphère et l'hydrosphère. Elle absorbe, diffuse et réfracte le rayonnement solaire et est le siège de mouvements convectifs (vents) et de divers processus physiques (évaporation, condensation, cristallisation) dont l'étude constitue la météorologie.

L'équilibre eau-atmosphère (Eq) à un endroit donné est la différence algébrique entre les précipitations (pluie ou neige) (P) et l'évaporation potentielle (E) (Velly, 1996). Les paramètres sont exprimés en mm. La figure 3.1 illustre les équations qui suivent :

$$Eq = P - E \qquad (3.1)$$

L'équilibre eau-atmosphère contrôle l'état d'humidité dans la couche non saturée d'un sol. Il peut être décrit de la sorte :

Apports d'eau au sol = Extrants d'eau + eau retenue dans le sol (3.1a)

Apports = Infiltration
= Précipitations – (eau interceptée + évaporation + ruissellement)
= $P - (I_{nt} + E + R)$

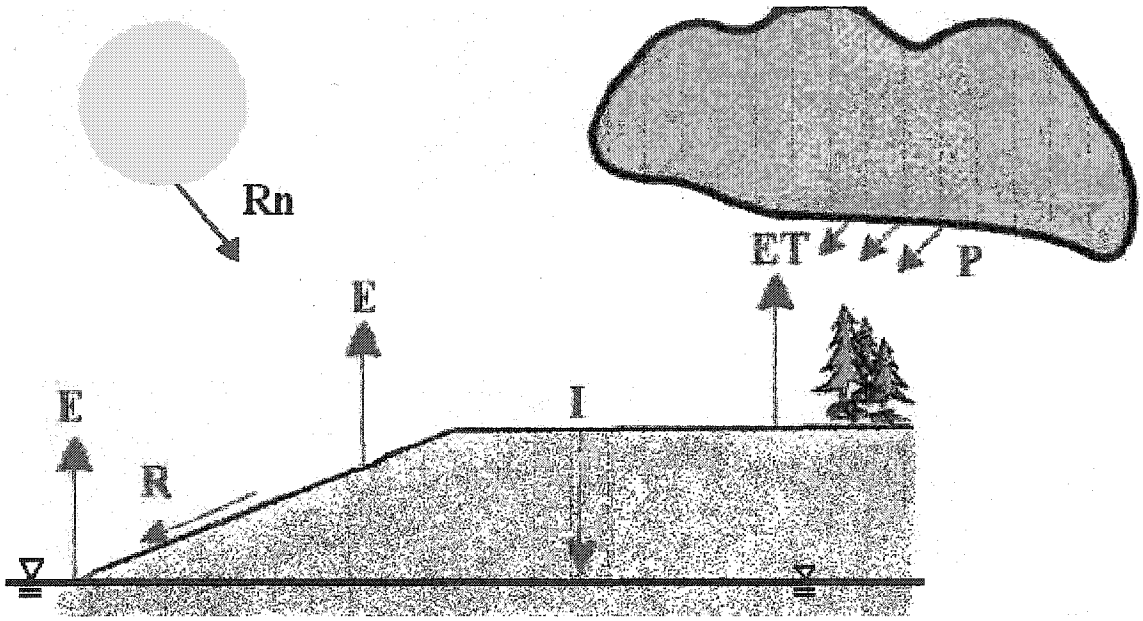
Extrants d'eau = eau perdue par évapotranspiration + eau rechargée dans la nappe phréatique
= $ET + R_{ech}$

Eau retenue = Changement total de la quantité d'eau retenue dans le sol
= R_{et}

$$= R_{et}$$

De ce fait :

$$P - (I_{nt} + E + R) = ET + R_{ech} + R_{et} \quad (3.1b)$$



E : Évaporation ; ET : Évapotranspiration ; I : Infiltration ; P : Précipitations ; R : Ruissellement ; R_n : Flux net de radiation

Figure 3.1 : Schéma montrant les interactions sol – atmosphère.

3.1.2 L'infiltration

Eau interceptée

Dans le cas des surfaces végétées, l'interception correspond à l'eau qui est interceptée par les plantes puis qui s'évapore sans avoir atteint la surface du sol. Selon la quantité de précipitations, la nature de la surface et le type de la végétation, l'interception et l'évaporation de surface peuvent varier d'une petite à une majeure proportion des précipitations.

Taux d'infiltration limite

Il existe un taux d'infiltration limite ou seuil. Au-dessous de cette valeur, l'eau s'infiltre ; cependant, elle ruisselle si cette valeur est dépassée. Ce taux d'infiltration limite dépend de la pente, de la compaction et de la saturation du sol, mais aussi du matériau se trouvant sous la surface. Les travaux de Blight (1997) permettent de déduire, à partir de cas particuliers, que le taux d'infiltration limite dans le cas d'une surface pratiquement horizontale (ex : 4%, 2-3° ; taux d'infiltration : 15 mm/h) est plus faible que celui obtenu dans le cas d'une surface avec une pente plus marquée (ex : 43%, 23° ; taux d'infiltration : 20 mm/h). Cela s'explique par le fait que la surface du sol étudié était moins compacte au niveau de la pente, et acceptait donc plus facilement l'eau que la surface presque horizontale. Par ailleurs, (Blight, 1997) a démontré que le taux d'infiltration limite d'un sol sec est supérieur à celui d'un sol humide.

L'infiltration potentielle

L'intensité de la pluie lors d'une tempête peut être très variable. La figure 3.2 présente des valeurs de taux de précipitation fictifs. La courbe de l'infiltration potentielle a aussi été superposée. Si le taux de précipitation de la tempête se trouve au-dessous des valeurs de cette courbe, il y a infiltration. Au-dessus de cette courbe en revanche, une partie de l'eau ruisselle. De ce fait, approximativement 20 % de la pluie de cette tempête ruisselle, tandis que le reste s'infiltre. Dans le cas de la figure 3.3, toute l'eau s'infiltre, car les taux de précipitations sont inférieurs à l'infiltration potentielle.

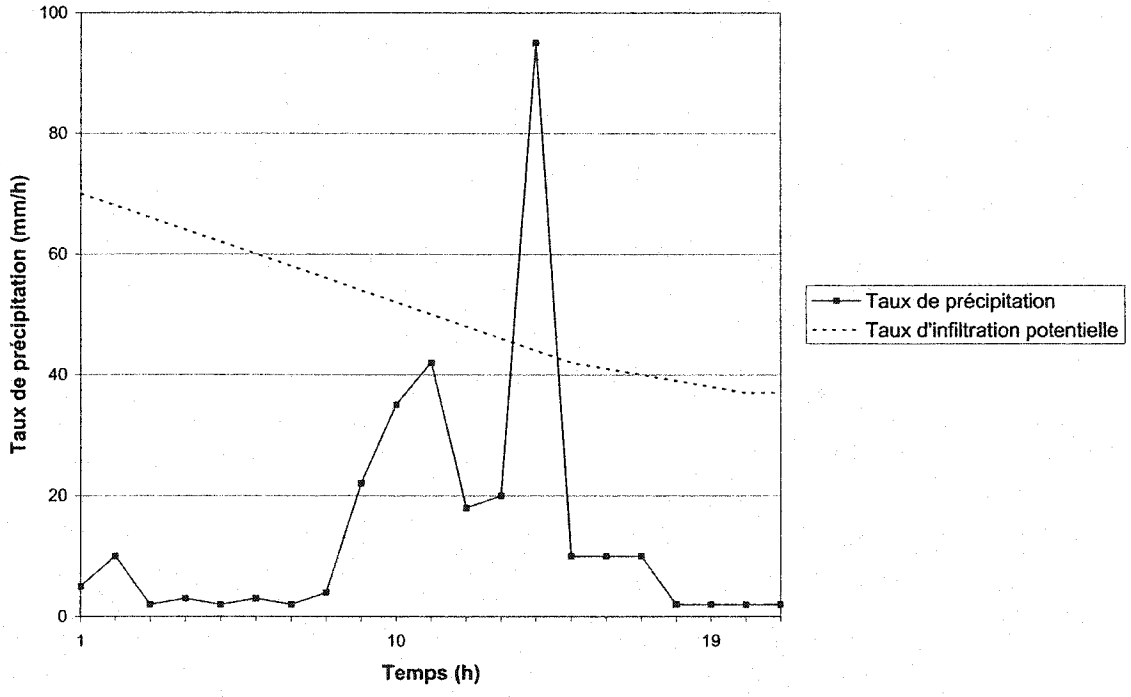


Figure 3.2 : Taux de précipitation et infiltration potentielle par rapport au temps – exemple 1 (adaptée d'après Blight, 1997).

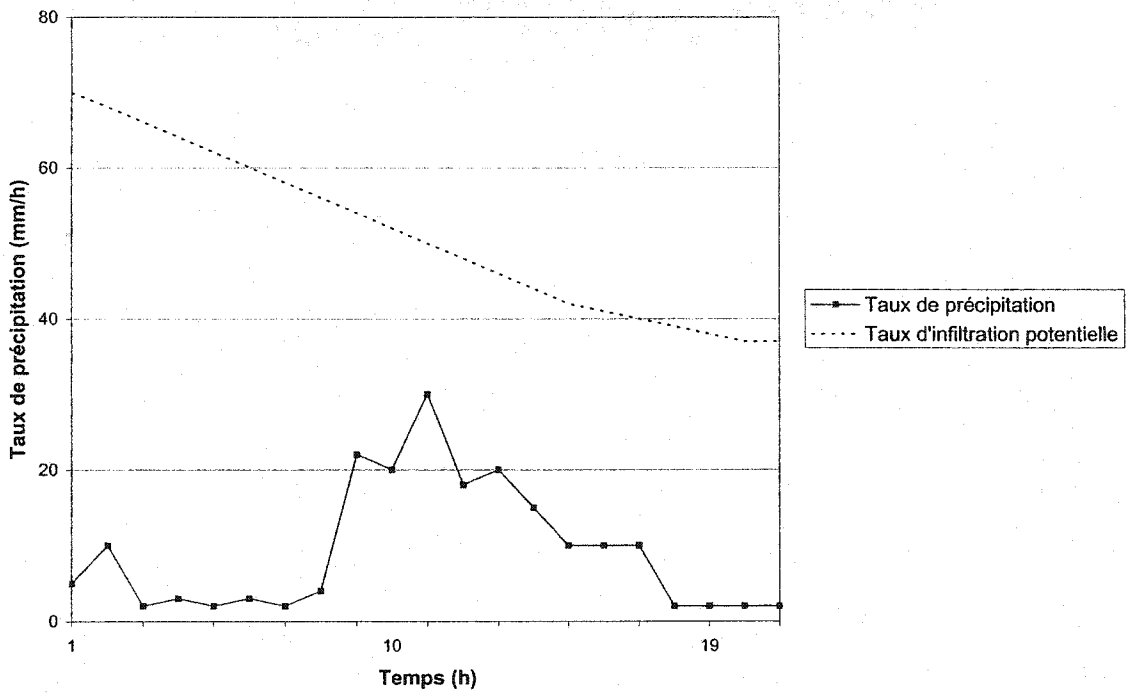


Figure 3.3 : Taux de précipitation et infiltration potentielle par rapport au temps – exemple 2 (adaptée d'après Blight, 1997).

3.1.3 Estimation de l'évapotranspiration (ET)

L'évaporation ou évapotranspiration potentielle est celle qui pourrait se produire à partir de la surface d'un sol, considérant la radiation nette disponible ainsi que les pressions de vapeur de l'eau et gradients de température près de la surface. L'évaporation réelle est celle qu'on observe en accord avec les conditions existantes près de la surface ainsi que la disponibilité de l'eau (Blight, 1997). Plusieurs méthodes existent pour estimer l'évapotranspiration potentielle (lorsque la disponibilité de l'eau n'est pas un facteur limitant). Cependant, les méthodes de Blaney et Criddle (1950), Thornthwaite (1948, 1954) et Penman (1948, 1952, 1956, 1963) ont été développées pour des climats avec un équilibre hydrique positif (l'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle). Or, dans les zones semi-arides, arides et non irriguées, la disponibilité de

l'eau peut être un facteur limitant pour l'évapotranspiration. Ainsi, l'évapotranspiration réelle peut être très inférieure à la valeur potentielle. Alors que la succion du sol augmente, des quantités d'énergie croissantes sont requises pour faire sortir l'eau du sol vers l'atmosphère. S'il y a assez d'énergie pour que l'eau à la surface d'un sol s'évapore, alors, il y a assez d'énergie pour aspirer de l'eau hors de ce sol (Blight, 1997). Mais, à mesure que la succion augmente, la perméabilité du sol diminue et cela pourrait avoir un effet majeur, à savoir, empêcher que l'eau retenue dans le sol n'en sorte. La plupart des méthodes de calculs permettant d'estimer l'évapotranspiration sont basées sur des cas pour lesquels l'eau est disponible sans aucune limite à la surface pour l'évaporation. En d'autres termes, la surface est un plan d'eau ou une surface de sol saturé.

Wilson (1990) a modifié l'équation de Penman pour le calcul de l'évaporation non potentielle à partir de la surface de sols non saturés. L'auteur considère que le taux réel de l'évaporation est contrôlé par les conditions climatiques et les propriétés du sol telles que la conductivité hydraulique et la diffusivité de la vapeur. La capacité de prédire les flux d'évaporation est particulièrement utile aux ingénieurs géotechniciens lors de la conception de couvertures en géomatériaux pour les parcs à résidus miniers (Wilson et al., 1994). Les principales équations de prédiction du paramètre ET sont présentées ci-après.

Équation de Thornthwaite (1954)

Thornthwaite (1954) a développé une équation empirique ainsi que des tableaux qui relient l'évaporation réelle à l'évaporation potentielle et au déficit d'humidité du sol. Les résultats de l'auteur ont été obtenus dans le nord-est humide de l'Amérique du Nord, on ne peut donc pas s'en servir pour anticiper ce qui se passe dans des conditions arides. Voici l'équation empirique de Thornthwaite :

$$E_m = 16.2 \frac{(10\ T_m)^a}{(\sum\ i)} \qquad (3.2)$$

dans laquelle E_m est l'évaporation mensuelle (mm), T_m est la température mensuelle moyenne (°C), i est $(T / 5)^{1.5}$, où T est la température quotidienne moyenne, et

$$a = 6.75 * 10^{-9} (\sum i)^3 - 7.7 * 10^{-7} (\sum i)^2 + 0.08 (\sum i) + 0.49$$

où le paramètre a possède une valeur limite de 0.5 pour toutes les températures.

Équation de Turc (1954, 1955)

Turc (1954, 1955) a effectué un des premiers essais tenant compte de la disponibilité limitée de l'eau. Pour ce faire, il a introduit un terme représentant la précipitation dans son équation empirique de l'évapotranspiration. Cependant, cette équation a été développée pour des climats humides et est limitée par le fait que l'évaporation est exprimée comme une fraction de la précipitation. Ainsi, l'équation prédit une évapotranspiration nulle pendant les périodes de sécheresse, ce qui n'est pas correct. Voici l'équation de Turc :

$$E_m = \frac{P_m}{0.9 + (P_m / L)^2} \qquad (3.3)$$

dans laquelle E_m est l'évaporation mensuelle (mm), P_m est la précipitation mensuelle (mm), et $L = 300 + 25\ T_m + 0.05\ T_m^3$, où T_m est la température moyenne mensuelle (°C).

Équation de Penman (1948)

Penman (1948) a développé une équation pour l'évapotranspiration qui donne des résultats réalistes pour les climats semi-arides et arides, par comparaison avec celle de Thornthwaite (1954) (Hulme et al., 1996). Voici l'équation de Penman (1948) basée sur l'équilibre énergétique à la surface du sol :

$$E_p = \frac{\Delta R_n / \lambda + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \qquad (3.4)$$

dans laquelle E_p est l'évaporation potentielle (kg/m^2), Δ est la pente de la température versus la pression de vapeur d'eau saturée à la température ambiante de l'air (Pa /°C), R_n est la radiation solaire nette qui arrive, λ est la chaleur latente de vaporisation de l'eau (Pa /°C), γ est la constante psychrométrique (66 Pa /°C), $E_a = 0.165\ (e_{sat} - e_a)\ (0.8 + u_2 / 100)$ mm/jr, e_{sat} est la pression de vapeur saturée dans l'air (mbar), e_a est la pression actuelle de vapeur de l'air (mbar) et u_2 est la vitesse du vent à une hauteur de 2 m (km / jr).

Équation de Wilson (1990)

Le taux réel de l'évaporation est contrôlé par les conditions climatiques et les propriétés du sol telles que la conductivité hydraulique et la diffusivité de la vapeur. De ce fait, il est important de tenir compte de ces facteurs afin d'obtenir des prédictions précises. Les méthodes décrites précédemment sont basées sur les conditions climatiques seulement (température, humidité relative, vitesse du vent, radiation nette). Or, il est primordial pour ces cas que le taux d'évaporation ne soit contrôlé que par des paramètres climatiques. En fait, ce genre de méthode d'analyse de l'évaporation potentielle surestime souvent l'évaporation réelle, puisque ce taux est limité par le sol (Wilson,

1990). C'est fréquemment le cas au niveau des surfaces de sols non saturés dans des environnements arides et semi-arides. L'auteur a modifié l'équation de Penman pour le calcul de l'évaporation réelle à partir de la surface de sols non saturés :

$$E = \frac{\Gamma\ Q_{n} + \eta\ E_{a}}{\Gamma + \eta\ A} \qquad (3.5)$$

Où E est le flux d'évaporation (mm/jr), Γ est la pente de la vapeur d'eau saturée versus la courbe de la température moyenne de l'air (mm Hg/ °C), Q_n représente toute la radiation nette à la surface du sol (mm/jr d'eau), η est la constante psychrométrique, et E_a est f(u) e_a (B - A), où f(u) = 0.35 (1 + 0.146 W_a), W_a est la vitesse du vent (km/h), e_a est la pression de la vapeur d'eau de l'air au-dessus de la surface du sol (mm Hg), B est l'inverse de l'humidité relative à la surface du sol. L'équation 3.5 devient similaire à celle de Penman si la surface du sol est saturée (ex., A = unité pour une humidité relative de 100%).

Facteurs d'influence

Le climat à une altitude constante est influencé par la disponibilité de la radiation solaire et de l'eau. Lorsque la disponibilité de l'eau est un facteur limitant, l'énergie d'évaporation peut varier de zéro (conditions complètement arides) à la moitié de l'insolation absorbée (conditions humides) ; tandis que l'évaporation est limitée par la disponibilité de l'énergie à raison de la moitié de l'insolation lorsque l'eau n'est pas un facteur limitant. Cette influence est généralement renforcée lorsque les nuages cachent le soleil (Morton, 1968). Le point d'évaporation nulle est défini par Wilson (1997) comme étant contrôlé par l'humidité relative dans l'air. L'évaporation du sol cesse en principe lorsque l'humidité relative dans le sol atteint un équilibre avec l'humidité relative de l'air au-dessus du sol. Par ailleurs, le processus d'évaporation consiste principalement en

une consommation d'énergie. L'énergie doit être fournie afin de donner la chaleur latente de vaporisation nécessaire (quantité de chaleur requise pour transformer un gramme de liquide en vapeur, sans changement de température) afin de permettre à l'eau de s'évaporer à la surface du sol. Aussi, la vapeur d'eau résultante doit être balayée par le mouvement de l'air ou dispersée par la diffusion afin de maintenir le gradient de l'évaporation et garder le processus d'évaporation continu. Le flux net de radiation R_n à la surface du sol correspond à la radiation solaire qui arrive moins la radiation réfléchie à partir du sol.

La température est un facteur particulièrement important à considérer dans les cas de rejets miniers. En effet, les réactions chimiques impliquant la décomposition des rejets peuvent être exothermiques et produisent donc de la chaleur. Ainsi, cela peut avoir une influence sur l'évapotranspiration qui s'en trouve accrue. Par exemple, Bendz et Bengtsson (1996) ont trouvé que la chaleur de la décomposition est à considérer dans le cas de l'évapotranspiration de l'eau à partir des résultats de travaux impliquant une décharge sanitaire en Suède.

Une étude de Nelson et Miller (1991) a montré que la zone active (couche de sol en interaction avec l'atmosphère) est d'au moins 3 m de profondeur. Cependant, ces résultats sont spécifiques aux exemples étudiés et on ne peut pas nécessairement les généraliser. Des profondeurs supérieures ont aussi été observées. Les travaux de Wilson et al. (1997) ont par ailleurs démontré que le taux actuel d'évaporation à la surface d'un sol est inférieur à celui du taux d'évaporation potentielle une fois que le sol devient non saturé. Cela est encore plus vrai lorsque la valeur de la succion totale dépasse environ 3000 kPa. Au fur et à mesure que la succion augmente, le taux d'évaporation continue de diminuer. Ce fait est indépendant de la teneur en eau.

3.1.4 Le ruissellement

Lorsque la quantité d'eau déversée sur la surface du sol dépasse la capacité de stockage de ce sol, l'eau peut s'accumuler dans les dépressions sur la surface. L'ensemble de ces dépressions, ou "poches", définit la capacité de stockage de la surface. L'eau qui n'est ni absorbée par le sol, ni accumulée dans les dépressions, ruisselle le long de la surface. Cette quantité correspond au ruissellement de surface (Hillel, 1980).

L'eau de pluie ou la neige fondue déversée sur des sols peu perméables ou saturés ne peut aisément s'y infiltrer. Elle ruisselle donc en formant une pellicule d'eau qui s'écoule le long des pentes et va rejoindre les cours d'eau. L'intensité du ruissellement est liée à (CNRS, 2003) :

- l'inclinaison de la surface,
- la nature du sol,
- son état d'humidité,
- sa compaction (l'eau ruisselle davantage sur un sol compact et dense que sur un sol meuble et léger),
- la présence ou non de végétation (la végétation retient l'eau et réduit le ruissellement, qui est plus important dans les régions arides que dans les régions humides),
- la présence d'accidents de terrain (naturels ou artificiels),
- l'intensité et la durée de la pluie.

Les couvertures de type SDR considérées dans le cadre de ce projet servent à limiter l'infiltration de l'eau. Par conséquent, le ruissellement devrait être favorisé.

3.2 Les écoulements en milieu non saturé

Le développement de la mécanique des sols classique a d'abord été basé sur l'étude des sols saturés ou secs (sables, silts et argiles). Or, les sols peuvent être saturés avec de l'eau ou avoir d'autres fluides dans leurs vides (ex. air). Dans le cas où les vides ne sont pas complètement saturés par de l'eau et qu'il y a présence d'air, nous avons affaire à des sols non saturés. Ces sols n'ont ni les mêmes propriétés, ni le même comportement que les sols saturés classiques. Les sols près de la surface sont souvent soumis à des pressions interstitielles négatives (i.e. $u_a > u_w$, avec u_a : pression d'air interstitielle et u_w : pression de l'eau interstitielle), d'où la désaturation possible (Fredlund et Rahardjo, 1994).

3.2.1 Caractéristiques des sols non saturés

On peut considérer que la présence de la plus infime quantité d'air rend le sol non saturé. En fait, un sol non saturé est communément défini comme ayant plus de deux phases, contrairement aux sols saturés, soit :

1) solides,
2) eau,
3) air.

Certains auteurs (Fredlund et Morgenstern, 1977) reconnaissent aussi l'existence d'une quatrième phase : l'interface eau-air («contractile skin»), sorte de membrane élastique sous tension dans la structure même du sol. La propriété principale de cette phase est sa capacité à exercer de la tension. Lorsqu'il y a écoulement de l'eau dans la zone située au-dessus de la nappe phréatique, communément appelée zone vadose, la saturation

partielle des matériaux poreux engendre la création d'une pression négative (ou succion) dans le milieu, principalement due aux effets de tension de surface qui existent à l'interface eau-air. Or, étant donné que les couvertures avec effets de barrière capillaire (CEBC) placées sur des déchets sont presque toujours installées au-dessus de la nappe phréatique, l'écoulement à travers ces barrières se fait en condition non saturée (Bussière, 1999).

3.2.2 Rappels sur l'écoulement de l'eau dans un milieu non saturé

L'équation de Richards permet de définir l'écoulement de l'eau dans un milieu non saturé poreux. Considérons un élément de sol, dans un repère cartésien x, y et z [L], de dimension Δx, Δy, et Δz (figure 3.4). Le volume de cet élément est Δx Δy Δz et la différence entre le débit qui entre et celui qui sort de l'élément peuvent être définis ainsi :

$$\Delta q_x = q_x \Delta y \Delta z - [q_x + (\partial q_x / \partial x)\Delta x]\Delta y \Delta z \qquad (3.6)$$

q étant le volume d'eau qui passe à travers une surface unitaire par unité de temps (débit spécifique – LT^{-1})

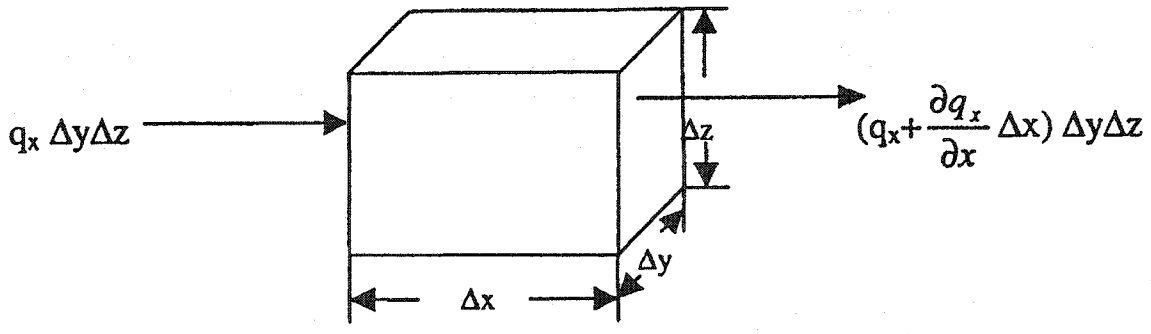


Figure 3.4 : Volume élémentaire de sol avec le bilan des débits (tirée de Hillel, 1998).

La différence entre le débit qui entre et celui qui sort est appelée recharge quand elle est positive et décharge quand elle est négative. Cette différence doit être égale au taux de gain ou de perte d'eau dans le volume élémentaire par unité de temps :

$$\Delta q = -\left(\frac{\partial q}{\partial x}\right)\Delta x \Delta y \Delta z \tag{3.7}$$

La recharge (ou la décharge) peut aussi être définie comme étant le changement de la teneur en eau volumique θ (volume d'eau / volume de l'élément – L^3/L^3) dans le temps [T] multiplié par le volume.

$$\Delta q = \left(\partial\theta/\partial t\right)\Delta x \Delta y \Delta z \tag{3.8}$$

La combinaison des équations 3.7 et 3.8 permet d'obtenir :

$$\partial\theta/\partial t = -\partial q/\partial x \tag{3.9}$$

La généralisation tridimensionnelle de cette dernière équation (en ajoutant y et z) donne l'équation de continuité en trois dimensions.

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z}\right) \tag{3.10}$$

Où q_x, q_y et q_z représentent les débits spécifiques suivant les axes x, y et z respectivement.

Il faut respecter 3 conditions pour que cette équation soit valide :

- La porosité du squelette minéral doit rester constante en tout temps,

- L'eau est supposée incompressible en tout temps, et
- La densité de l'eau est supposée constante en tout temps.

Par ailleurs, la loi de Darcy applicable pour un milieu saturé, permet de calculer le débit spécifique (ou la vitesse de Darcy) de la façon suivante :

$$q = -\left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} + k_y \frac{\partial h}{\partial y} + k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) \tag{3.11}$$

où h est la charge hydraulique [L] et k_i la conductivité hydraulique [L/T]dans la direction i. Richards (1931) a étendu cette loi pour les milieux non saturés en ajoutant que la valeur de la conductivité hydraulique k n'est pas constante, mais variable en fonction de la succion ψ [L].

$$q = -\left(k_x(\psi) \frac{\partial h}{\partial x} + k_y(\psi) \frac{\partial h}{\partial y} + k_z(\psi) \frac{\partial h}{\partial z} \right) \tag{3.12}$$

Afin d'obtenir une équation d'écoulement de l'eau valide pour les régimes transitoire et permanent, il est nécessaire d'introduire le principe de la continuité. En remplaçant q de l'équation 3.10 par celui de l'équation 3.12, on obtient :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x(\psi) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(k_y(\psi) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z(\psi) \frac{\partial h}{\partial z} \right) = -\frac{\partial \theta}{\partial t} \tag{3.13}$$

En considérant que la charge peut s'écrire sous forme $h = \psi + z$, on peut réécrire l'équation 3.13 comme suit :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(k_y(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(k_z(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial z}\right)-\frac{\partial k_z(\psi)}{\partial z}=-\frac{\partial \theta}{\partial t} \qquad (3.14)$$

Cette équation définit un écoulement non saturé en milieu poreux.

3.2.3 Les courbes de rétention d'eau

Les courbes de rétention (CRE) d'eau représentent la relation entre la teneur en eau volumique θ (ou volumétrique) et la succion ψ. La figure 3.5 montre des exemples de CRE. On ne considère que la succion matricielle $\psi = u_a - u_w$ où u_a est la pression d'air interstitielle, et u_w est la pression de l'eau interstitielle. Cette relation ψ-θ est spécifique pour un matériau donné. Sur ces courbes, on définit deux valeurs particulières. Il y a ψ_a, qui est la valeur spécifique de pression qui devrait être excédée avant que l'air ne commence à entrer dans le cas où le pore a été initialement saturé, aussi appelée la pression d'entrée d'air ("Air Entry Value" - AEV). L'autre valeur importante est ψ_r qui représente la pression résiduelle exercée à la teneur en eau résiduelle θ_r. Lorsque l'on néglige l'effet d'hystérésis sur la CRE, ψ_r correspond aussi à la pression d'entrée d'eau ψ_w ("Water Entry Value" - WEV), pression qui devrait être excédée pour que l'eau commence à entrer dans le matériau. En règle générale, plus la granulométrie d'un sol est fine, plus la pression à exercer pour débuter le drainage doit être grande (valeur absolue de ψ_a plus grande) et plus ψ_r augmente (Bussière, 1999).

Lorsqu'un échantillon de sol est désaturé au laboratoire par incrément de pression capillaire (en donnant à l'échantillon le temps d'atteindre l'état statique à chaque fois), on peut tracer la courbe pression capillaire – degré de saturation ou pression capillaire - teneur en eau volumique. La courbe de rétention d'eau CRE, (aussi appelée SWCC - Soil Water Caracteristic Curve – Fredlund et Rahardjo, 1993) est la relation qui lie la teneur en eau volumique θ (= volume d'eau / volume total) et la succion (notée ψ). Tel

que mentionné précédemment, les paramètres caractéristiques d'une CRE sont : la teneur en eau volumique à saturation θ_s, la teneur en eau volumique résiduelle θ_r, la pression d'entrée d'air ("Air Entry Value") ψ_a et la pression d'entrée d'eau ("Water Entry Value") ψ_w qui correspond généralement à ψ_r.

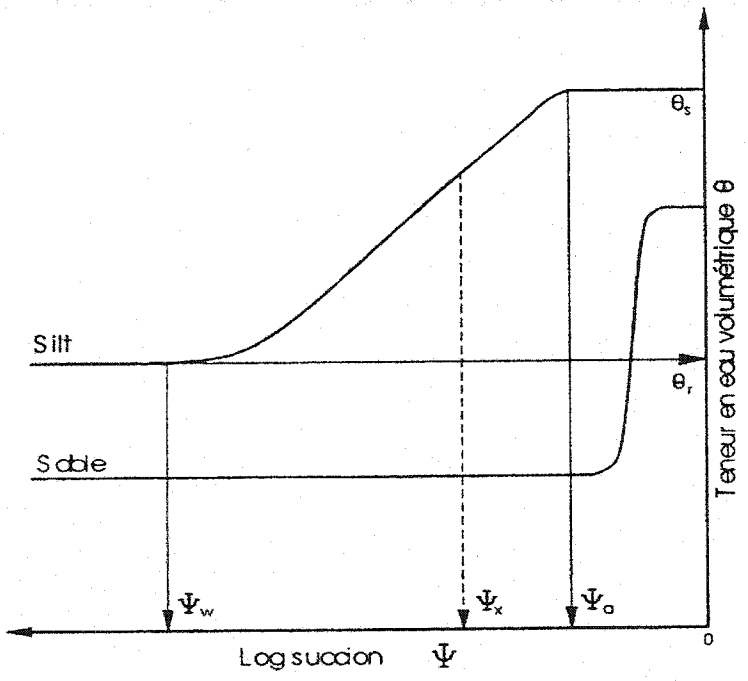


Figure 3.5 :Courbes de rétention d'eau schématiques pour un sable et un silt (adaptée d'après Aubertin et al., 1995)

La détermination de la CRE peut se faire au laboratoire, à l'aide des essais suivants (Fredlund et Rahardjo, 1993) : cellule de pression ("Tempe Cell"), cellule triaxiale, plaque drainante, papier filtre, tensiomètre, psychromètres et les essais en colonne. Ces essais permettent d'avoir quelques points dans le plan θ-ψ. Puis, pour obtenir la CRE toute entière, on utilise des modèles mathématiques. Le tableau 3.1 présente les équations des principaux modèles pour la détermination de la CRE à partir de points expérimentaux (tiré de Bussière, 1999). D'autres modèles mathématiques permettent de prédire la CRE en condition non saturée à partir des propriétés géotechniques de base

des matériaux (granulométrie, indice des vides, limites d'Attergerg etc). Parmi ces modèles, on trouve celui de Kovàcs (1981), et de Kovàcs modifié (Aubertin et al. 2003).

On peut retrouver dans la littérature beaucoup d'autres modèles permettant de décrire les courbes de rétention d'eau (e.g. Bumb et *al.*, 1992; Fayer et Simmons, 1995). Cependant, les modèles présentés au tableau 3.1 sont parmi les meilleurs pour décrire les résultats expérimentaux d'essais de rétention d'eau d'après les travaux de Leij et *al.* (1997), Leong et Rahardjo (1997a) et Lebeau (1998).

Le logiciel SEEP/W, qui est présenté ultérieurement et qui a été utilisé pour les simulations numériques de ce projet, inclut trois méthodes pour représenter la CRE (et la fonction de perméabilité). Elles peuvent être utilisées afin de prédire les fonctions hydrauliques non saturées à partir d'une fonction de la teneur en eau volumétrique mesurée ou estimée et une conductivité hydraulique saturée. Ces méthodes sont décrites ci-après.

Tableau 3.1 : Description des principaux modèles décrivant les résultats expérimentaux d'essais de rétention d'eau (tiré de Bussière, 1999)

Brooks et Corey (1964)	
$\theta_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{\psi_a}{\psi}\right)^{\lambda_{BC}}$	(3.15)
θ_c = teneur en eau réduite [L^3L^{-3}]	
θ = teneur en eau volumique [L^3L^{-3}]	
θ_s = teneur en eau volumique à saturation [L^3L^{-3}]	
θ_r = teneur en eau volumique résiduelle [L^3L^{-3}]	
λ_{BC} = paramètre de lissage de courbe relié à l'agencement des pores	
ψ_a = pression d'entrée d'air [$ML^{-1}T^{-2}$]	
ψ = pression de succion [$ML^{-1}T^{-2}$]	
Gardner (1958)	
$\theta_e = \left(\frac{1}{1 + a\psi^{n_G}}\right)$	(3.16)
a et n_G = constantes du modèle	
van Genuchten (1980)	
$\theta_e = \left[\frac{1}{1+(\alpha_v \psi)^{n_v}}\right]^{m_v}$	(3.17)
α_v, m_v, n_v = constantes d'ajustement du modèle	
Fredlund et Xing (1994)	
$\theta = c(\psi)\frac{\theta_s}{\left\{\ln\left[e + (\psi/a_f)^{n_f}\right]\right\}^{m_f}}$ avec $c(\psi) = 1 - \frac{\ln\left[1+(\psi/\psi_r)\right]}{\ln\left[1+(1000000/\psi_r)\right]}$	(3.18)
e = nombre népérien (2.71828)	
a_f = valeur approximative de ψ_a [$ML^{-1}T^{-2}$]	
n_f = paramètre de lissage qui contrôle la pente au point d'inflexion de la courbe de rétention d'eau	
m_f = paramètre de lissage de courbe (relié à la teneur en eau résiduelle et la fonction de correction $c(\psi)$	
ψ_r = succion pour atteindre la teneur en eau résiduelle [$ML^{-1}T^{-2}$]	

3.2.4 Fonctions de perméabilité

L'équation 3.14 montre qu'il est essentiel de connaître la relation k-ψ (appelée fonction de perméabilité) pour prédire l'écoulement de l'eau en milieu non saturé. On présente dans ce qui suit les principaux modèles prédictifs permettant d'évaluer cette relation.

Modèle de conductivité hydraulique de Fredlund et al. (1994)

Une des trois méthodes disponibles pour prédire la fonction de la conductivité hydraulique non saturée à partir de la fonction de la teneur en eau volumétrique est celle proposée par Fredlund et al. (1994). Cette méthode consiste à développer la fonction de la conductivité hydraulique non saturée en intégrant le long de toute la courbe la fonction de la teneur en eau volumétrique. Le logiciel SEEP/W suppose que la teneur en eau résiduelle représente 10% de la teneur en eau saturée (porosité). La courbe résultante est seulement développée dans l'intervalle négatif des pressions (succions) identifié par l'utilisateur. La méthode de Fredlund est généralement plus précise pour les sols sablonneux que pour les matériaux à grains plus fins comme l'argile. Voici l'équation permettant la résolution par méthode itérative de l'équation générale de Fredlund et al. (1994) :

$$k_w = k_s \frac{\sum_{i=j}^{N} \frac{\theta\left(e^{y}\right)-\theta(\psi)}{e^{yi}}\theta'\left(e^{yi}\right)}{\sum_{i=1}^{N} \frac{\theta\left(e^{y}\right)-\theta_s}{e^{yi}}\theta'\left(e^{yi}\right)} \qquad (3.19)$$

où :

k_w = conductivité hydraulique calculée pour une teneur en eau spécifique ou une succion (m/s) ;

k_s = conductivité hydraulique saturée mesurée (m/s) ;

θ = teneur en eau volumétrique ;

e = nombre népérien 2.71828 ;

y = variable d'intégration représentant le logarithme de la succion ;

i = intervalle entre j et N ;

j = succion minimale décrite par la fonction finale ;

N = succion maximale décrite par la fonction finale ;

ψ = succion correspondant au $j^{ième}$ intervalle ;

θ' = première dérivée de θ (se référer au tableau 3.1 pour la courbe de rétention d'eau).

Modèle de Green et Corey (1971)

Green et Corey (1971) ont proposé une méthode basée sur une solution itérative de l'équation générale de Childs et Collis-George (1950) pour prédire la conductivité hydraulique non saturée. L'équation de Green et Corey (1971) s'écrit de la façon suivante :

$$k(\theta)_i = \frac{k_s}{k_x} \cdot \frac{30T^2}{\mu g \eta} \cdot \frac{\xi^p}{n^2} \cdot \sum_{j=i}^{m} \left[(2j + 1 - 2\,i)\, h_i^{-2} \right] \qquad (3.20)$$

où :

$k(\theta)_i$ = conductivité hydraulique calculée pour une teneur en eau ou une succion spécifiques (cm/min) ;

$\frac{k_s}{k_x}$ = facteur de couplage (conductivité saturée mesurée/conductivité saturée calculée);

i = dernière classe de teneur en eau dans le groupement humide. Par ex. i=1 identifie la classe de pore correspondant à la plus faible teneur en eau, et i=m identifie la classe de pore correspondant à la teneur en eau saturée ;

h_i = charge pour une classe donnée de pores remplis d'eau (cm d'eau) ;

n = nombre total de classes de pores entre i et m ;

θ = teneur en eau (cm^3/cm^3) ;

θ_0 = teneur en eau la plus faible sur la courbe expérimentale ;

θ_s = teneur en eau saturée (cm^3/cm^3) ;

T = tension de surface de l'eau (Dyn/cm) ;

ξ = porosité totale (water-saturated porosity) ;

η = viscosité de l'eau (g/cm.s-1) ;

g = constante de gravitation (g/cm^3) ;

μ = densité de l'eau (g/cm^3) ;

p = paramètre qui intervient dans l'interaction entre les classes de pores.

Elzeftawy et Cartwright (1981) ont comparé des mesures de coefficients de perméabilité non saturée et des résultats prédits à partir de la méthode de Green et Corey pour divers sols ; ils ont conclu que la méthode permet généralement de faire des prédictions justes.

Modèle de Mualem - van Genuchten (1980)

van Genuchten (1980) a proposé l'équation ci-après, basée sur l'approche de Mualem (1976), afin de décrire la conductivité hydraulique d'un sol :

$$k_w = k_s * \theta_e^{1/2}\left[1-\left(1-\theta_e^{1/m_v}\right)^{m_v}\right]^2 \qquad (3.21)$$

où :

k_s = conductivité hydraulique saturée mesurée ;

θ_e = teneur en eau réduite [L^3L^{-3}]

m_v = constante d'ajustement du modèle de van Genuchten (1980)

3.2.5 Les effets d'hystérésis

La valeur de la succion en fonction d'une teneur en eau donnée varie selon les phénomènes de mouillage et de drainage qu'a expérimenté le sol. Cela a été constaté expérimentalement. Or, les modèles présentés ci-dessus n'en tiennent pas compte. Ces variations de la CRE peuvent être plus ou moins importantes : au laboratoire, elles dépendent des dimensions de l'échantillon et sur le terrain, elles peuvent être très importantes (Iwata et al. 1988). Plusieurs facteurs contribuent à l'apparition de ce phénomène (Bussière, 1999) :

- La non uniformité de la forme des pores ("ink bottle effect"),
- La dépendance de l'angle de contact avec la direction de l'écoulement,
- La présence d'air emprisonné, surtout quand le sol est initialement sec, et
- Le changement de volume dus au changement de la teneur en eau, surtout dans les sols fins.

Plus la structure interne du matériau est complexe (forme des pores et connexion entre eux), plus les effets d'hystérésis seront marqués. En outre, ces effets peuvent également se produire dans la relation entre la fonction de la conductivité hydraulique et la succion (mais à une moindre échelle, Maqsoud et al. 2002). Ce phénomène n'est pas pris en considération dans ce projet, mais il est néanmoins mentionné ici car il peut s'avérer important pour la suite de ces travaux.

Les travaux de Maqsoud et al. (2002) ont d'ailleurs montré l'importance du phénomène d'hystérésis pour des courbes de rétention d'eau (CRE) mesurées. Les CRE sont différentes selon la façon dont elles ont été obtenues : en imbibition ou en drainage des sols. Cela a une influence sur le comportement hydrique des CEBC, même si ces phénomènes d'hystérésis ne sont généralement pas pris en compte dans les prédictions numériques du comportement hydrique des sols non saturés.

3.2.6 La modélisation numérique des écoulements non saturés

Les méthodes numériques sont basées sur la résolution d'équations mathématiques complexes pour lesquelles il n'y a généralement pas de solutions analytiques disponibles. C'est le cas des équations décrivant les écoulements dans les milieux non saturés, impliqués dans l'analyse des CEBC. On présente donc dans cette section une brève description des équations résolues dans les modèles numériques, ainsi que le fonctionnement des méthodes numériques. Des informations complémentaires peuvent être trouvées dans les revues de littérature de Bussière (1999) et Fala (2002).

Équations d'écoulement utilisées dans les modèles numériques

L'équation qui permet de résoudre les problèmes d'écoulement en milieu saturé et non saturé est appelée l'équation de Richards vue précédemment (eq. 3.12). On retrouve également souvent cette équation d'écoulement sous la forme d'une fonction de la charge hydraulique h (Fredlund et Rahardjo, 1993) :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x \frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial h}{\partial y}\right)=C(h)\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (3.22)$$

où le terme h est la charge hydraulique qui est définie par $h = \psi + z$, z étant l'élévation et C(h) la capacité de stockage (ou d'emmagasinement) définie par $d\theta/d\psi$ où θ est la teneur en eau volumique.

L'équation de Richards est exprimée en fonction de ψ (ou de h). Elle est valide en milieu saturé et non saturé et permet de simuler des écoulements dans des sols stratifiés. Cependant, la relation de nature fortement non-linéaire entre k, θ et ψ de l'équation 3.22

rend la convergence difficile, spécialement lors du mouillage d'un sol grossier initialement sec (Pan et Wierenga, 1995).

Dans certains cas, l'utilisation de l'équation d'écoulement de Richards sous une forme où la variable dépendante est la teneur en eau volumique θ ou une forme mixte h-θ (Lehmann et Ackerer, 1998) permet d'éviter une très fine discrétisation des domaines de l'espace et du temps pour le problème de l'écoulement non saturé dans des sols secs (Hills et *al.*, 1989).

Fonctionnement général des méthodes numériques

Les méthodes numériques permettent la résolution de modèles ayant une géométrie complexe proche des situations in situ. La résolution de problèmes à l'aide de modèles numériques (par la méthode des éléments finis MEF ou par la méthode des différences finies MDF) nécessite une discrétisation dans l'espace et dans le temps (dans le cas de modélisations en mode transitoire). Les équations différentielles partielles représentant l'écoulement sont transformées en équations algébriques pouvant être résolues à l'aide de méthodes numériques (Bussière, 1999). On utilise habituellement des méthodes itératives pour accomplir cette tâche, dont les plus utilisées sont les méthodes itératives de Picard et de Newton-Raphson (e.g. Huyakorn et Pinder, 1983 ; Paniconi et al., 1991).

3.2.6 Le logiciel SEEP/W

Le logiciel SEEP/W (version 5, GEO-SLOPE International) utilise la méthode des éléments finis (MEF) qui peut être utilisée pour modéliser les écoulements en milieux saturé et non-saturé dans des matériaux poreux comme les sols et les roches. SEEP/W a été choisi parce qu'il a été utilisé avec succès dans des problèmes similaires à ceux de cette étude en conditions non saturées (e.g. Bussière et al., 2003 ; Chapuis et al., 2001 ;

Aubertin et al., 1996). Ce logiciel utilise la loi de Richards pour l'écoulement de l'eau, autant en milieu saturé que non saturé. Il permet de simuler un régime permanent ou transitoire et diverses conditions frontière. SEEP/W a trois méthodes incorporées qui peuvent être utilisées afin de prédire les fonctions de perméabilité non saturées à partir d'une fonction de la teneur en eau volumétrique mesurée ou estimée et une conductivité hydraulique saturée : Fredlund et al. (1994), Green and Corey (1971) et van Genuchten (1980). Ces méthodes ont été présentées précédemment. De façon générale, ces techniques d'estimation sont plus appropriées pour les sols granulaires que pour les sols argileux (GEO-SLOPE Office, 2002). Plus de détails concernant le logiciel peuvent être trouvés dans GEO-SLOPE Office (2002) dont les principales caractéristiques sont résumées dans le tableau 3.2 tiré de Bussière (1999).

Tableau 3.2 : Résumé des principales caractéristiques de SEEP/W (adapté de Bussière, 1999 ; Bussière et al., 2003 et GEO-SLOPE, 2002).

Type d'éléments	• Quadrilatère avec ou sans noeuds secondaires (intégration d'ordre 9 ou 4) • Triangulaire avec ou sans noeuds secondaires (intégration d'ordre 3 ou 1)
Fonctions d'interpolation	• Fonctions d'interpolation de Bathe (1982)
Équation d'éléments finis	• Équation des résidus pondérés de Galerkin
Intégration du temps	• Méthode des différences arrières
Intégration numérique	• Intégration numérique de Gauss
Méthode de résolution matricielle	• Résolution par itérations utilisant la méthode du double-gradient conjugué préconditionné • Méthode directe de par élimination Gaussienne «Skyline» (factorisation LU en stockage profil)
Convergence	• Norme Euclidienne du vecteur charge utilisée entre des itérations successives

3.3 Les couvertures avec effets de barrière capillaire (CEBC) en climat semi-aride

3.3.1 Fonctions et problèmes potentiels

La législation canadienne protège l'environnement en exigeant que les compagnies minières établissent un plan de réhabilitation des sites miniers dès l'étude de faisabilité. Ce plan peut inclure l'utilisation de barrières de recouvrement faites de matériaux géologiques ou synthétiques, placées sur les rejets miniers afin d'empêcher que les substances potentiellement toxiques ne se retrouvent dans le sol ou dans les eaux (souterraines ou de surface).

Les barrières de recouvrement placées sur des rejets ont diverses fonctions. Elles permettent de contrôler le mouvement des fluides (liquides et gaz) entrant ou sortant du site, sources possibles de contaminants. Ainsi, trois objectifs majeurs sont à respecter lors de la conception de telles couvertures (Aubertin et al., 1995) :

- empêcher le contact entre les rejets (matériaux contaminés et/ou potentiellement toxiques) et la surface environnante,
- réduire l'infiltration de l'eau vers les rejets et
- contrôler la migration des gaz hors du site (ex : méthane dans les décharges de déchets domestiques) ou vers l'intérieur du site (ex : oxygène dans les résidus miniers générateurs d'eaux acides).

Dans les régions où il y a peu de précipitations (sujet d'intérêt de cette étude), les CEBC ont pour objectif de limiter l'infiltration d'eau. C'est le cas dans les climats semi-arides

et arides. Les recouvrements de type CEBC qu'on utilise dans ces climats sont qualifiés de "store, divert, and release" (SDR). La couche fine de rétention garde une partie de l'eau des précipitations (store) jusqu'à ce qu'elle puisse s'évaporer pendant la période sèche suivante (release), et l'autre partie de l'eau est déviée le long de l'interface couche de rétention d'eau-rejets (divert). Ainsi, l'eau ne peut s'écouler sous le recouvrement et les rejets placés en bas ne sont pas acidifiés. C'est le type de recouvrement qui est considéré dans le cadre de ces travaux. Les travaux de Morris et Stormont (1997) démontrent que dans les climats arides, les barrières capillaires sont plus efficaces que les barrières conventionnelles (argile et sol organique) pour limiter l'infiltration d'eau. Par ailleurs, ces auteurs ont simulé une barrière capillaire constituée d'une couche additionnelle de sable. Son rôle est de permettre le transport de l'eau latéralement, ce qui revient à la structure : silt sur sable sur gravier. Morris et Stormont (1997) ont conclu que la diminution de la percolation est de l'ordre de 50 à 200 % avec l'ajout de cette couche de transport comparativement à la barrière capillaire sans couche de transport et la couverture conventionnelle.

Les couvertures devraient aussi permettre de minimiser l'érosion par l'eau et le vent, de contrôler le ruissellement, de stabiliser les surfaces, d'éviter les accumulations d'eau, de rétablir l'esthétique du site et de faciliter le contrôle de l'utilisation future du terrain. Les couvertures sont conçues dans l'optique d'assurer un rôle de protection sur une période plus ou moins longue, définie selon le type de rejets. La durée de vie d'un recouvrement dépend de la nature des rejets, des conditions hydrologiques et hydrogéologiques, des prescriptions légales et du budget accordé à son entretien (Aubertin et al., 1995). Divers problèmes potentiels pouvant affecter l'efficacité des recouvrements ont été répertoriés dans la littérature (e.g. Suter et al., 1993 ; Daniel et Koerner, 1993). Mentionnons (Aubertin et al., 1995) :

- Problèmes d'ordre climatique : la température peut affecter les propriétés des matériaux, notamment à cause des effets des cycles de gel et dégel. De même, les

conditions climatiques peuvent entraîner la fissuration des sols à cause des cycles de mouillage et séchage. L'érosion par l'eau et le vent est à considérer également.

- Problèmes d'ordre géotechnique : les tassements peuvent modifier les conditions d'écoulement en surface et dans les résidus. De plus, les propriétés hydro-mécaniques des matériaux peuvent changer avec le temps.

- Autres problèmes : l'intégrité des recouvrements peut être altérée par les intrusions biologiques (racines, insectes, animaux fouisseurs) ainsi que par la circulation des véhicules.

3.3.2 Structure des barrières de recouvrements

Les couvertures comprennent généralement plusieurs couches de matériaux géologiques ou synthétiques. Ainsi, la tendance est d'utiliser jusqu'à cinq couches (Aubertin et Chapuis, 1991 ; Daniel et Koerner, 1993). On identifie habituellement du haut vers le bas une couche superficielle, une couche de protection, une couche drainante, une couche de faible perméabilité et une couche de support. Cependant, certaines couches peuvent être combinées ou ne pas être requises selon les cas considérés. Dans le cadre de ce projet, on considère un système bi-couche : une couche de rétention d'eau (matériau fin de faible perméabilité) placée au-dessus de rejets miniers (matériau grossier). De plus, une fine couche artificielle de drainage est mise à la surface afin de faciliter la simulation numérique avec du ruissellement. Les détails spécifiques concernant ces calculs seront donnés ultérieurement. La figure 3.6 montre les échanges sol-atmosphère dans une couverture à effet de barrière capillaire bi-couche.

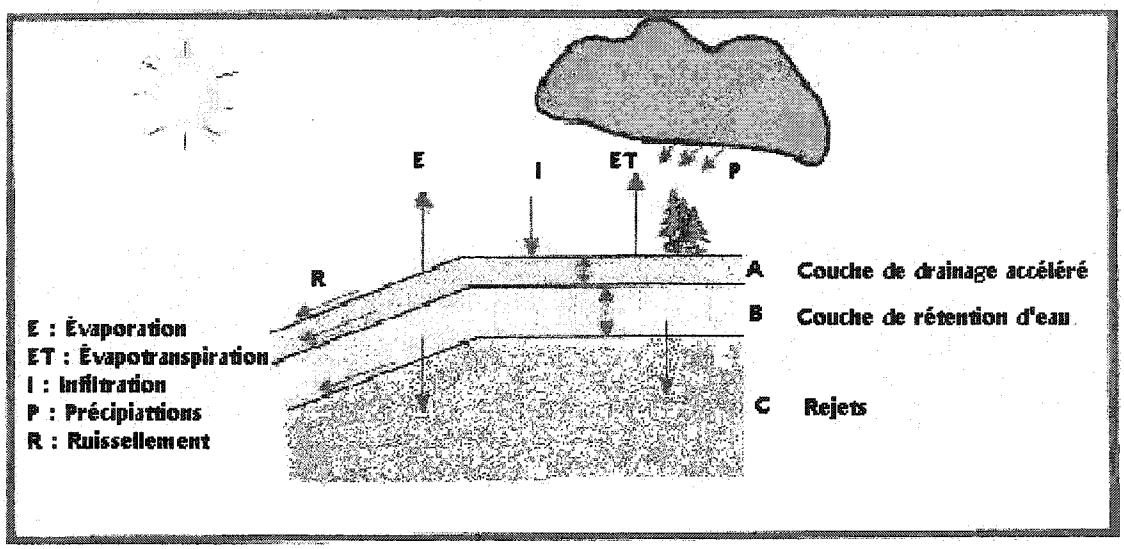


Figure 3.6: Échanges sol - atmosphère dans une couverture à effet de barrière capillaire.

3.3.3 Les effets de barrière capillaire

Parmi les divers types de systèmes de recouvrement pour limiter la génération de DMA en climat semi-aride (et aride), on retrouve les couvertures à effets de barrière capillaire (CEBC). Celles-ci sont obtenues en plaçant un matériau fin au-dessus d'un matériau grossier. Le contraste entre les propriétés hydrauliques des deux matériaux permet une rétention de l'eau dans la couche de matériau fin. De ce fait, l'écoulement de l'eau en-dessous de cette couche est réduite lorsque la couverture est bien conçue. Les flèches montrant les échanges dans une couverture à effet de barrière capillaire permettent de mieux comprendre le bilan hydrique d'un site recouvert par une CEBC (figure 3.6). En fait, l'eau qui s'infiltre de la surface ne pourra s'écouler vers le matériau grossier (initialement non saturé) que lorsque la tension capillaire à l'interface du matériau de la couche de rétention d'eau sera proche de la pression d'entrée d'eau (i.e. le matériau est presque complètement saturé). L'assèchement de la couche de matériau grossier (formée de matériaux grossiers à faible valeur de AEV) permet ainsi d'empêcher le mouvement

couche de rétention d'eau (Aachib et al., 1993 ; Aubertin et al., 1995 et 1996b ; Bussière, 1999).

Les fonctions de perméabilité et les courbes de rétention d'eau permettent également d'expliquer l'effet de barrière capillaire. Lorsque la succion (ψ ou valeur absolue de la pression négative) est supérieure à la pression d'entrée d'air (ψ_a ou AEV : "*Air Entry Value*" correspondant au début de la désaturation), on a $\theta < n$ (ou degré de saturation $S_r < 100\%$) ; cela entraîne que $k \leq k_{sat}$ (où k_{sat} est la valeur de la conductivité hydraulique à l'état saturé ; k est la conductivité hydraulique pour une succion donnée). À partir de la figure 3.7 représentant les fonctions de perméabilité schématisées pour un sable et un silt, on peut constater que la valeur de k diminue progressivement à mesure que la pression d'eau baisse (succion plus marquée) ou que la teneur en eau volumique est réduite. La comparaison des matériaux de granulométrie différente (un silt et un sable, par exemple) permet de constater que le sol fin est moins perméable que le sol grossier à l'état saturé. Toutefois, l'inverse peut devenir vrai pour certaines conditions de succion. En effet, la chute de la valeur de k est plus marquée avec un sable qu'avec le silt car, le sable se draine plus facilement. Ceci implique que sous certaines conditions, c'est le matériau le plus grossier qui peut s'avérer le moins perméable. Ce phénomène contribue à l'effet de barrière capillaire dans un système bicouche en réduisant l'écoulement de l'eau d'un matériau fin placé sur un matériau grossier. Ainsi, la rétention d'eau dans la couche supérieure d'un tel système est plus aisée (Bussière, 1999).

Les effets de barrière capillaire auront un impact différent selon que le système est incliné ou non. On présente dans les deux sections qui suivent une description des effets de barrière capillaire en 1D et en 2D.

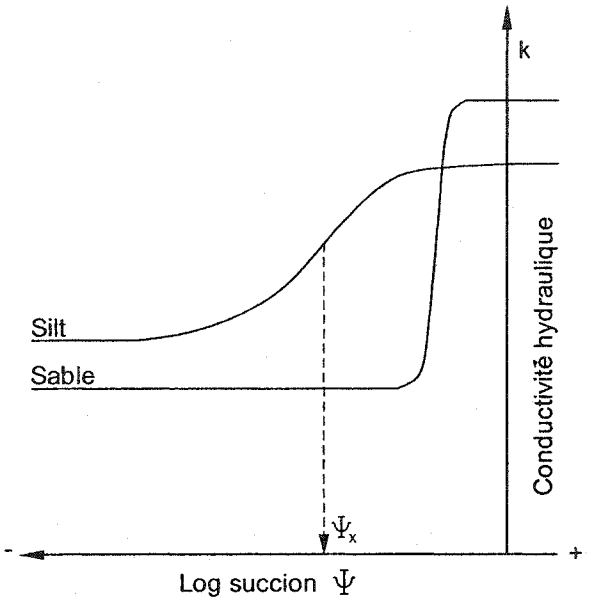


Figure 3.7 : Fonctions de perméabilité schématisées pour un sable et un silt (tirée d'Aubertin et al., 1995)

Effets de barrière capillaire 1D

Les effets de barrière capillaire qui se produisent dans un système bicouche à interface horizontale et d'épaisseur uniforme suivent une seule direction verticale (1D). Lors du mouillage d'un système bicouche silt sur sable possédant les CRE présentées à la figure 3.8, il se produit des phénomènes spécifiques rapportés par Morel-Seytoux (1992a) et adaptés par Aubertin et al. (1995) :

- À une succion donnée, la teneur en eau volumique dans le silt est plus grande que celle dans le sable. De plus, à l'interface, la succion et le débit spécifique doivent être les mêmes (par continuité). Il faut donc nécessairement que la teneur en eau normalisée θ_n (= θ/θ_s) soit plus grande dans le silt que dans le sable. Cette teneur en eau est notée $(\theta_n)_1$ sur la figure 3.8.

- La condition de continuité implique que la même succion ψ_1 correspondante agit aussi dans le sable près de l'interface. Cependant, on doit aussi satisfaire la condition de continuité du débit à l'interface, donc, la teneur en eau volumique réduite dans le sable ne peut pas être $(\theta_n)_1$, (figure 3.8). Supposons que la valeur pour satisfaire cette dernière condition soit $(\theta_n)_2$, dans le sable $((\theta_n)_2, > (\theta_n)_1,)$. On a alors ψ_2 dans le sable qui est différent de ψ_1 dans le silt, ce qui contredit la première condition.

Pour satisfaire ces deux conditions simultanément, la pression dans la couche de sable doit être réduite de (ψ_2 à ψ_3 par exemple) et celle dans le silt doit être augmentée (de ψ_1 à ψ_3). De plus, la teneur en eau doit baisser (de $(\theta_n)_2$, à $(\theta_n)_3$) dans le sable et augmenter (de $(\theta_n)_1$ à $(\theta_n)_3$) dans le silt. Ceci implique qu'une partie de l'eau qui se déplace vers le bas sera repoussée à l'interface silt-sable. Seule une fraction de l'eau qui migre à travers la couche de silt passera dans la couche de sable, tant et aussi longtemps que la couche de silt ne sera pas suffisamment saturée.

Les effets de barrière capillaire se produisent en régime transitoire et leur durée dépend du contraste entre les caractéristiques hydriques des deux matériaux, et des conditions initiales et frontières appliquées au système bicouche. Des études paramétriques effectuées à l'aide de méthodes numériques ont montré que plus la succion nécessaire pour drainer le matériau grossier est faible, plus l'effet de barrière capillaire se produit rapidement ; et plus la pression d'entrée d'air du matériau fin est grande, plus longtemps ce matériau conservera son haut degré de saturation (Bussière, 1999). Plus de détails peuvent être trouvés dans Aubertin et al. (1995, 1996, 1997) et Bussière (1999) qui rapportent une série de travaux traitant des effets de barrière capillaire. Le rapport synthèse produit par MEND (2001) présente diverses applications de CEBC.

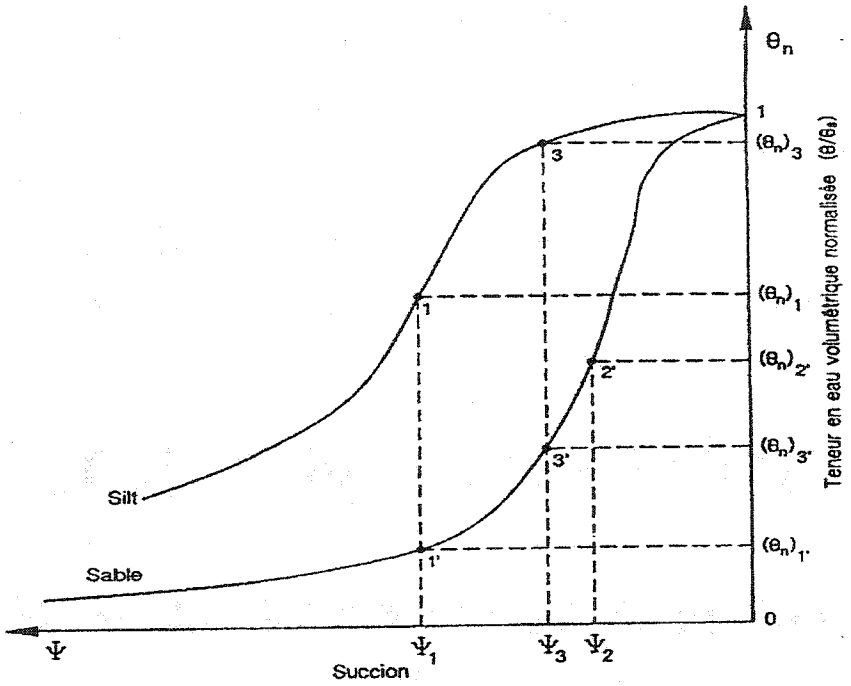


Figure 3.8 : Courbes de rétention d'eau pour un sable et un silt, présentées dans un plan ψ-θ_n (tirée de Aubertin et al. 1995)

Effets de barrière capillaire 2D

L'eau s'écoule selon une composante horizontale et une verticale (2D) lorsque le système bi-couche est incliné (voir figure 3.6). Il existe un point critique à l'interface des deux couches à partir duquel la pression exercée sur la couche de matériau grossier dépassera la pression d'entrée d'eau (ψ_w) de ce dernier. À ce point, il y aura infiltration de l'eau qui s'écoule à l'interface ; l'effet de barrière capillaire commence à disparaître à ce point qu'on appelle la limite de diversion de la pente, ou point DDL ("Down Dip Limit") (Bussière, 1999). Dans ce projet, le débit dans le sens de la pente du haut de la pente jusqu'au point DDL est appelé la capacité de diversion de la barrière capillaire et la distance entre le sommet de la pente et le point DDL (par rapport à un axe parallèle à la pente) s'appelle la longueur effective de la CEBC. Cette valeur est quelquefois définie

distance horizontale entre le sommet de la pente et le point DDL dans la littérature (Ross, 1990). Ces deux paramètres permettent d'évaluer l'efficacité d'une barrière capillaire visant à empêcher l'infiltration de l'eau. Stormont (1994) a conclu après des études de terrain que sous des conditions extrêmes (précipitations intenses, évapotranspiration faible), c'est la capacité pour une couverture à effets de barrière capillaire inclinée de dérouter latéralement le trajet de l'eau qui détermine son efficacité. Les résultats des travaux de Bussière (1999) concernant les effets de barrière capillaire suivant deux directions ont également montré que lors du drainage, la succion est plus élevée dans le haut de la pente que dans le bas, d'où une teneur en eau plus faible dans le haut.

Les couvertures à effets de barrière capillaire (CEBC) sont utilisées dans le but de limiter l'infiltration d'eau sous les climats arides (e.g. Ross, 1990 ; Stormont, 1995a, 1996 ; Bussière et al., 2001) et pour limiter le flux de gaz dans les climats humides, car la diffusion des gaz (l'oxygène en l'occurrence) dans un milieu poreux à haut degré de saturation est très faible (e.g. Nicholson et al. 1991 ; Aubertin et al., 1993, 1995 ; Aachib, 1997). Dans ces deux cas, la génération de drainage minier acide s'en trouve limitée.

Afin d'accroître la longueur effective des CEBC, il existe l'alternative d'utiliser une couche de matériau fin ayant des propriétés anisotropes pour la conductivité hydraulique, favorisant l'écoulement latéral. Des travaux de Stormont (1994) ont démontré qu'une CEBC avec des propriétés anisotropes a réduit à 1% la quantité d'eau qui percole dans le matériau grossier, tandis que 75% de l'eau s'est infiltrée dans la couche sous-jacente dans le cas d'une CEBC conventionnelle.

Solutions analytiques en régime permanent

La distance horizontale entre le sommet de la pente et le point DDL est associée à la longueur effective de la CEBC. Cette distance permet d'évaluer l'efficacité d'une barrière capillaire visant à empêcher l'infiltration. Les paramètres qui influencent la capacité de diversion de la CEBC sont inclus dans les principales solutions analytiques en régime permanent présentées ci-après. On introduit la solution analytique proposée par Ross (1990) permettant d'évaluer la capacité de diversion et la longueur effective d'une barrière capillaire, en régime permanent. Des modifications de cette solution analytique proposées par d'autres auteurs (Steenhuis et *al.*, 1991 et Stormont, 1995a) sont aussi mentionnées. Plus de détails se trouvent dans la synthèse de Bussière (1999) sur les solutions analytiques en régime permanent permettant d'estimer l'efficacité d'une CEBC, ainsi que dans le tableau 3.3 présentant les principales solutions analytiques. Ces solutions permettent d'estimer l'efficacité de barrières capillaires pour limiter l'infiltration d'eau. La longueur effective du bris capillaire peut être évaluée pour chaque solution en divisant la valeur de Q_{max} par le taux de précipitation P.

Dans ces solutions analytiques, on utilise des fonctions de perméabilité $k(\psi)$ pour représenter la conductivité hydraulique par rapport à la succion, afin de simuler l'écoulement de l'eau en milieu non saturé. Les solutions analytiques retenues sont basées sur les modèles de Gardner (1958) et Rijtema (1965) :

Gardner (1958)

$$k_{rel} = \frac{k}{k_{sat}} = \exp(a_s \psi) \tag{3.23}$$

Rijtema (1965)

$$\begin{aligned} k &= k_{sat} && \psi \le \psi_a \\ k_{rel} &= \frac{k}{k_{sat}} = \exp\left[a_s\left(\psi + \psi_a\right)\right] && \psi_a \le \psi \le \psi_r \\ k &= k_{\psi_r}\left(\frac{\psi}{\psi_r}\right)^N && \psi > \psi_r \end{aligned} \qquad (3.24)$$

avec :

k_{rel} : conductivité hydraulique relative

a_s : paramètre du sol (appelé "*Sorptive number*")

k_{sat} : conductivité hydraulique à saturation

N : exposant

ψ_a : pression d'entrée d'air

ψ_r : succion pour atteindre la teneur en eau résiduelle

La valeur de débit équivalente à l'endroit limite où la CEBC est encore efficace (point DDL) est la valeur Q_{max}. Dans les équations décrivant les solutions analytiques, les paramètres sont identifiés par un indice 1 (couche de matériau grossier) ou par un indice 2 (couche de matériau fin).

Ross (1990) a utilisé la fonction de perméabilité de Gardner (1958), tandis que Steenhuis et *al.* (1991) l'ont modifiée avec la fonction de perméabilité de Rijtema (1965). Ces derniers ajoutent que l'eau à l'interface ne s'infiltrera dans la couche de matériau grossier que si la pression à l'interface est plus grande que la pression limite à l'entrée d'eau du matériau grossier ψ^*_0. Cette valeur de ψ^*_0 peut être considérée similaire à la succion résiduelle ψ_r ($\cong \psi_w$) selon Bussière et *al.*, (1998b).

Dans les solutions montrées au tableau 3.3, l'angle de l'interface par rapport à l'horizontale est de α. Ces modèles indiquent que la capacité de diversion est affectée par cet angle, ainsi que par les précipitations P et par les propriétés des matériaux.

Tableau 3.3 : Solutions analytiques en régime permanent de Ross (1990) et Ross (1990) modifiée par Steenhuis et *al.* (1991) pour déterminer la capacité de diversion de barrières capillaires homogènes (tiré de Bussière, 1999)

Équation	
Ross (1990)	
$Q_{\max} = k_{sat2} \frac{\tan\alpha}{a_{s2}} \left[\left(\frac{P}{k_{sat1}} \right)^{a_{s2}/a_{s1}} - \frac{P}{k_{sat2}} \right]$	(3.25)
Ross (1990) modifiée par Steenhuis et *al.* (1991)	
$Q_{\max} = k_{sat2} \tan\alpha \left[a_{s2}^{-1} \left(1 - \frac{P}{k_{sat2}} \right) + \psi_{a2} - \psi_0^* \right]$ $\psi_{a2} \geq \psi^*_0$	(3.26)
$Q_{\max} = \frac{k_{sat2} \tan\alpha}{a_{s2}} \left(e^{a_{s2}(\psi_{a2} - \psi_0^*)} - \frac{P}{k_{sat2}} \right)$ $\psi_{a2} \leq \psi^*_0$	(3.27)

CHAPITRE IV
COMPORTEMENT HYDRIQUE DE CEBC EN 2D : MODÉLISATIONS

Le projet de recherche implique l'utilisation du logiciel SEEP/W (version 5) afin d'étudier le comportement hydrique de couvertures à effets de barrière capillaire (CEBC) placées sur une halde à stériles en milieux semi-arides (et aride) en 2D. On s'intéresse plus particulièrement à l'efficacité des couvertures lorsque des précipitations allant d'une intensité faible à extrêmement importante sont appliquées pendant cinq jours consécutifs. En effet, les climats semi-arides et arides ont souvent la particularité de recevoir de très fortes pluies de façon soudaine et d'une durée variable. Les couvertures utilisées dans ce type d'environnement sont de type « store, divert and release » (SDR) comme vu dans le chapitre 3. L'eau s'infiltre donc dans la couverture lorsque le taux de précipitation se situe au-dessus d'un taux d'infiltration limite (détails dans la section 3.1.3) et reste dans la couche de rétention jusqu'à ce qu'elle s'évapore. Un des objectifs de cette étude est d'évaluer la valeur maximale du taux de précipitation qui peut être appliqué sans que l'eau ne s'infiltre dans les rejets sous la couverture. Par ailleurs, l'influence des propriétés de la couche de rétention ainsi que de la géométrie du système est également étudiée. Peu d'études sur ce sujet ont été réalisées en 2D à la connaissance de l'auteur ; c'est également le cas pour les haldes à stériles, et les pentes très marquées et longues, éléments qui ont été considérés dans ce projet de recherche.

4.1 Modélisations numériques

Cette étude traite principalement du cas des CEBC placées sur une halde à stériles (matériaux grossiers) visant à limiter l'infiltration de l'eau. Les simulations aident à comprendre les phénomènes, mais elles ne permettent pas nécessairement d'offrir des solutions pratiques (critères de design) pour des cas réels. Cependant, les études

paramétriques effectuées permettent de faire ressortir les principales tendances. Les résultats de cette étude permettent ainsi d'établir la nature des relations entre l'efficacité des CEBC et les paramètres suivants : l'intensité des précipitations, les propriétés de la couche de rétention d'eau et certaines caractéristiques géométriques de la CEBC. La période prolongée de précipitations sert ici de critère de design puisque l'efficacité de la barrière pour limiter l'infiltration dans les rejets diminue avec l'augmentation de la quantité de pluie. On veut ainsi s'assurer de l'efficacité de la CEBC, et ce, même dans les pires conditions (quantités d'eau extrêmes). Le logiciel utilisé pour les modélisations numériques est SEEP/W (version 5) de GEO-SLOPE dont les caractéristiques ont été présentées dans la section 3.2.6. Ce logiciel utilise la méthode des éléments finis (MEF) pour modéliser les écoulements en milieux saturé et non saturé dans des matériaux poreux comme les sols et les roches, en régime permanent ou transitoire en tenant compte des conditions imposées aux frontières.

4.2 Présentation du modèle type

Le modèle initial est basé sur une halde à stériles axisymétrique de 24,5 m de hauteur, d'un rayon de 50 m, d'une pente de 40° et de 3212 éléments. Cette géométrie a été choisie car elle est typique. On retrouve à la figure 4.1 un schéma du modèle de référence simulé numériquement montrant la géométrie, les matériaux, certaines conditions aux frontières (q, h), la position du DDL et les lignes d'observation. La figure 4.2 présente le même schéma avec les éléments (maillage généré par SEEP/W).

La densité du maillage est plus grande dans la couverture que dans les résidus comme on le voit à la figure 4.3 qui montre le maillage au haut de la pente incluant la couche de ruissellement, la couverture de silt et les rejets. Ceci permet d'avoir une précision maximale pour la couverture sans pour autant avoir un modèle trop lourd et qui demande de longs temps de calcul. Un drain de pied est placé au bas de la pente (à x =

55 m, z = 0,5 m et h = 0,5 m) au niveau de l'interface entre le matériau drainant et le silt ; il est présenté à la figure 4.4. En allant du haut vers le bas, on a les trois matériaux suivants :

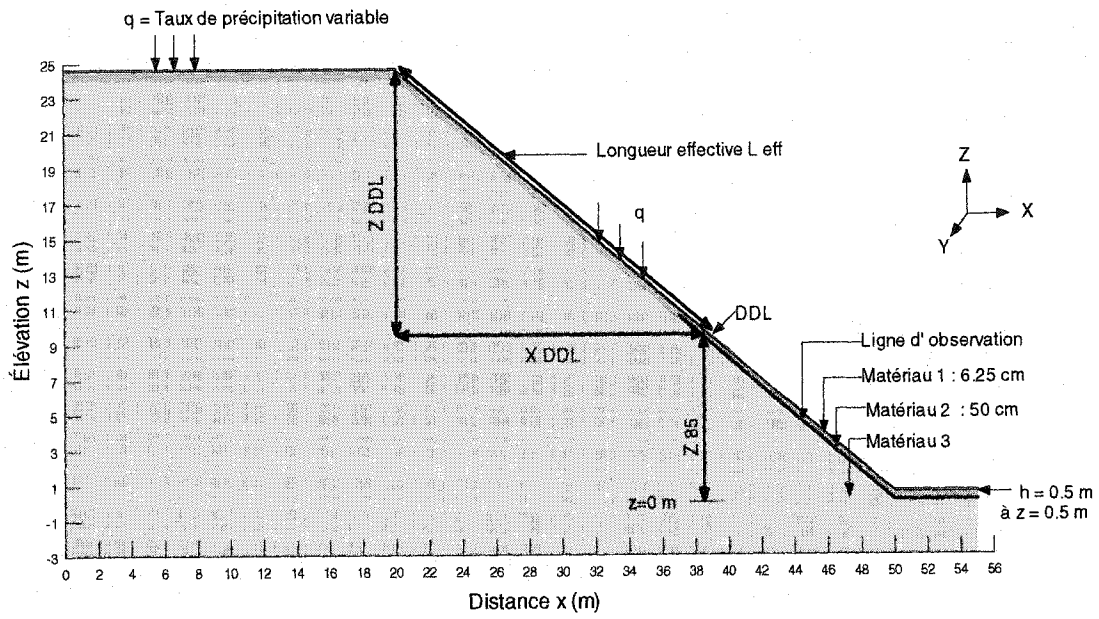


Figure 4.1 : Schéma du modèle de référence montrant la géométrie, les matériaux et certaines conditions aux frontières (q, h), la position du DDL, x_{DDL}, L_{eff}, z_{85} et les lignes d'observation.

Matériau 1 : couche de matériau très drainant (couche de ruissellement)

L'épaisseur est de 6,25 cm pour tous les éléments dont la longueur varie selon leur emplacement.

Matériau 2 : couche de silt (couverture)

Couche horizontale du haut : 50 cm d'épaisseur ; éléments rectangulaires de 50 cm de longueur et de 6,25 cm d'épaisseur.

Haut de la pente : éléments de dimensions variables d'environ 12,5 cm de longueur et de 6,25 cm d'épaisseur.

Le long de la pente : comme pour la couche horizontale de z = 20 à 25 m ; éléments rectangulaires de 70,7 cm de longueur et de 12,5 cm d'épaisseur pour z = 0 à 12 m.

Au bas de la pente : éléments rectangulaires de 1 m de longueur et de 12.5 cm d'épaisseur.

Matériau 3 : épaisseur de sable (représente les stériles miniers)

Éléments rectangulaires de 50 cm de longueur et de 40 cm de largeur (z =12 à 24 m) ; éléments triangulaires de transition puis éléments carrés de 1 m de côté (z = -3 à 12 m).

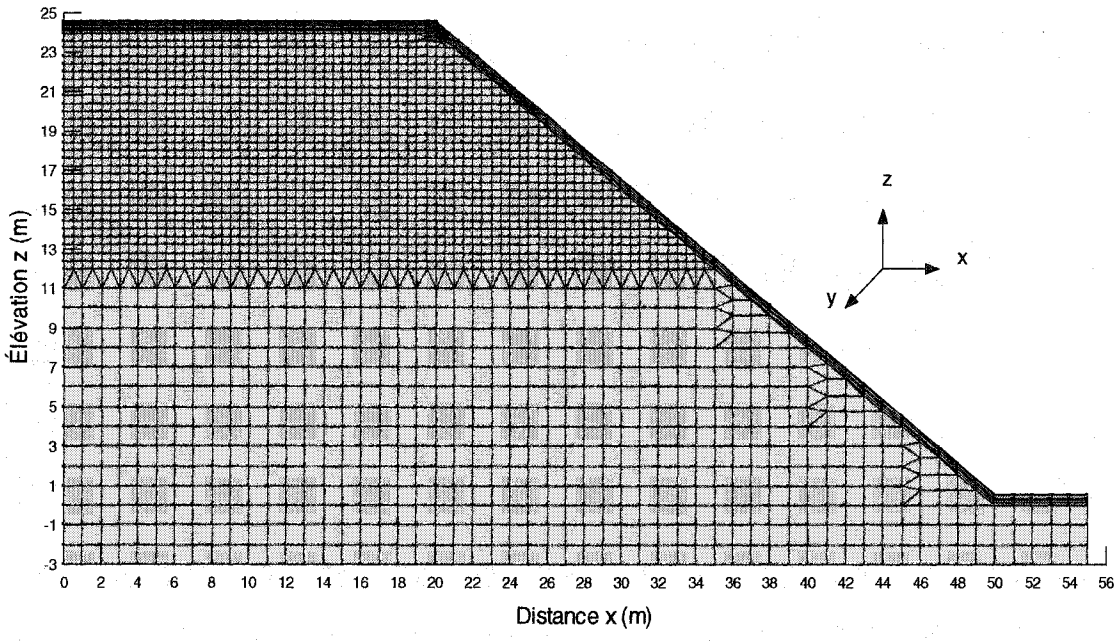


Figure 4.2 : Schéma du modèle de référence avec le maillage.

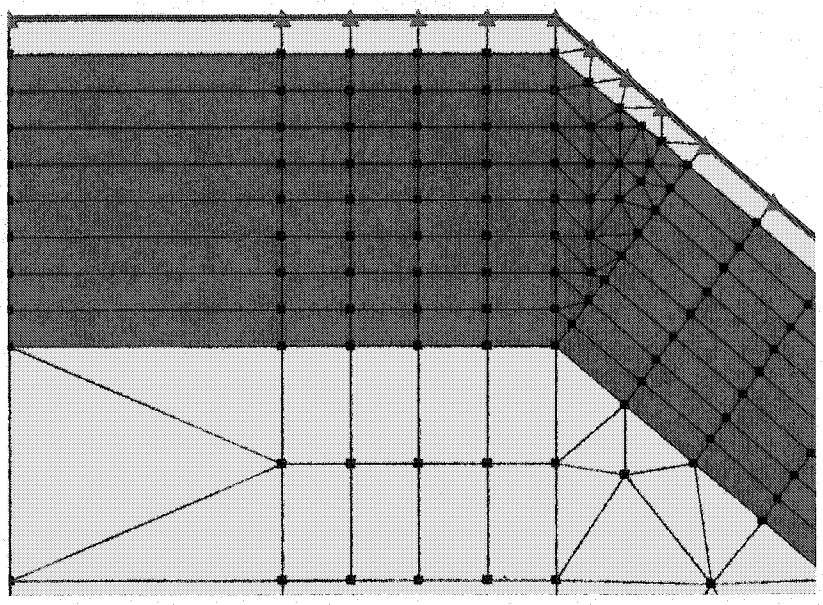


Figure 4.3 : Maillage au haut de la pente ; on voit la couche de ruissellement, la couverture de silt et les rejets (du haut vers le bas).

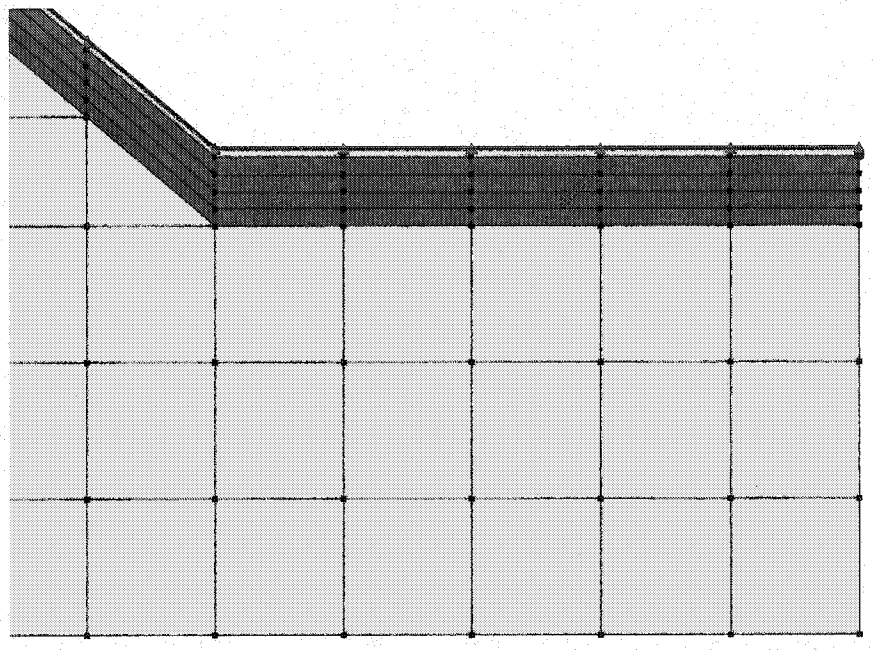


Figure 4.4 : Maillage au bas de la pente et drain de pied (point rouge) au niveau de l'interface entre le matériau drainant et le silt à x = 55 m, z = 0,5 m et h = 0,5 m.

4.3 Fonctions hydriques des matériaux

L'eau dans les pores se déplace le long de canaux connectés entre eux. La diminution de la teneur en eau entraîne la diminution de la taille et du nombre de canaux (remplis d'eau), réduisant par la même occasion la capacité de conduire l'eau à travers le sol. Lorsque le sol est sec, la capacité de permettre le déplacement de l'eau le long des canaux vides disparaît. En revanche, quand le sol est saturé, tous les canaux disponibles sont utilisés. La valeur de la conductivité hydraulique est donc à son maximum. La capacité pour un sol de laisser l'eau s'écouler librement peut d'ailleurs être vue en termes de conductivité hydraulique, qui dépend de la teneur en eau. Or, puisque la teneur en eau est une fonction de la succion et que la conductivité hydraulique est une fonction de la teneur en eau, alors, il s'ensuit que la conductivité hydraulique est une fonction de la succion (e.g. Fredlund et Rahardjo, 1993).

La réalisation d'une simulation numérique nécessite la construction d'un modèle et l'introduction dans celui-ci des fonctions qui décrivent le comportement hydrique des différents matériaux et des conditions aux frontières. Les caractéristiques hydriques d'origine des matériaux utilisés pour les différentes simulations sont présentées au tableau 4.1 dans lequel G & C signifie que les relations k-ψ ont été déterminées à l'aide du modèle de Green et Corey (1971). Ces sols sont inclus dans les matériaux associés au logiciel SEEP/W. Les courbes de rétention d'eau pour les matériaux de SEEP/W proviennent de la littérature, tandis que les fonctions de perméabilité sont déterminées par le logiciel à partir de la méthode d'estimation de Green et Corey (1971) décrite au chapitre 3. Pour le silt et le sable, on a adapté les fonctions importées de SEEP/W qui ont été modifiées par l'auteur. Le sable silteux est à l'origine le « sand # 19 » de Ho (1979), et le silt est une modification du « silt (tailings) # 22 » de Gonzalez and Adams (1980). Les caractéristiques des matériaux de cette étude ressemblent aux propriétés

usuelles observées en laboratoire (e.g. Aubertin et al., 1995). En revanche, les valeurs de la CRE du matériau drainant de surface sont fictives. En fait, c'est une couche artificielle très perméable qui n'existe pas dans la réalité. Elle permet de simuler le ruissellement qui a cours, puisque SEEP/W ne prend pas en compte ce phénomène (Chapuis et al., 2001). On retrouve au tableau 4.1 des informations sur les courbes de rétention d'eau et les fonctions de perméabilité des matériaux 1: drainant (figures 4.5 et 4.6), 2 : silt (figures 4.7 à 4.11) et 3 : sable (figures 4.12 et 4.13).

Lorsque la conductivité hydraulique saturée (k_s) du matériau 2 (silt) varie, on anticipe également une variation de la pression d'entrée d'air (ψ_a) et de la courbe de rétention d'eau dans la réalité. Cependant, l'objectif de cette étude est d'isoler l'effet du paramètre k_s, afin d'analyser quelle est son influence sur le comportement des CEBC en régions semi-arides. De ce fait, le choix a été fait de garder la même valeur de ψ_a, ainsi que la même courbe de rétention quelles que soient les valeurs de k_s.

Tableau 4.1 : Caractéristiques hydriques d'origine des matériaux utilisés pour les différentes simulations

Matériaux	**ψ_a (kPa)**	**θ_r**	**θ_s**	**k_s (m/s)**	**Porosité**	**Estimation de k**
1	0	0,005	0,3	$1x10^{-2}$	0.3	-
2 a	- 15	0,06	0,38	$1x10^{-5}$	0.38	G & C
2 b	-15	0,06	0,38	$1x10^{-6}$	0.38	G & C
2 c	-15	0,06	0,38	$1x10^{-7}$	0.38	G & C
2 d	-15	0,06	0,38	$1x10^{-8}$	0.38	G & C
3	- 5	0,06	0,39	$1x10^{-5}$	0.39	G & C

4.3.1 Matériau 1 drainant (couche de ruissellement)

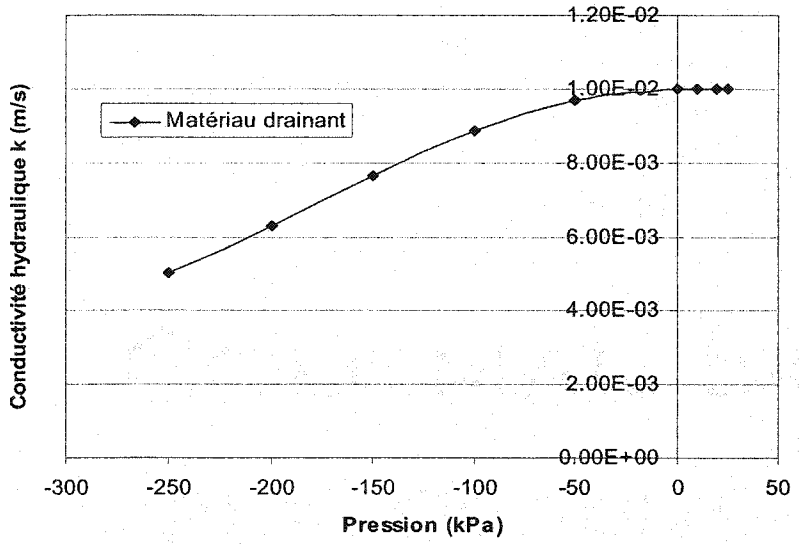


Figure 4.5 : Fonction de perméabilité : conductivité hydraulique vs. succion du matériau drainant avec $k_s = 1*10^{-2}$ m/s

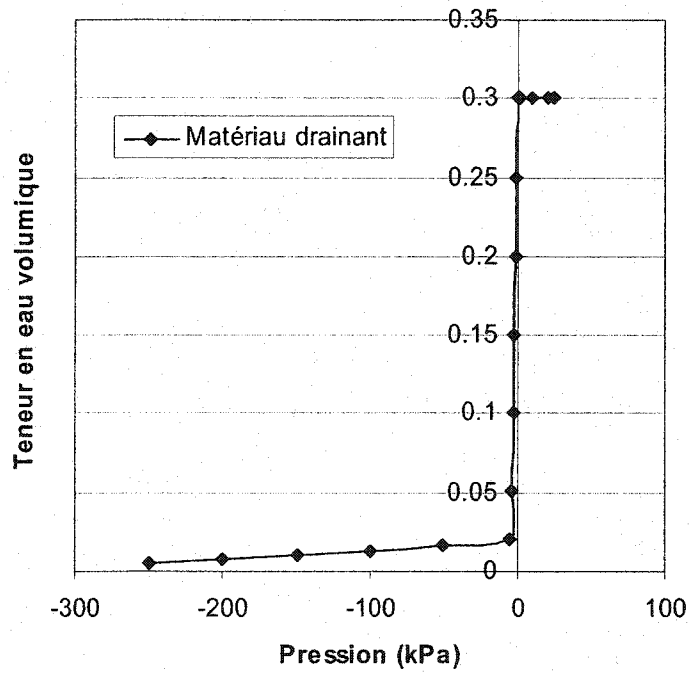


Figure 4.6 : Courbe de rétention d'eau : teneur en eau volumique vs. succion du matériau drainant

4.3.2 Matériaux 2 : silts (couverture)

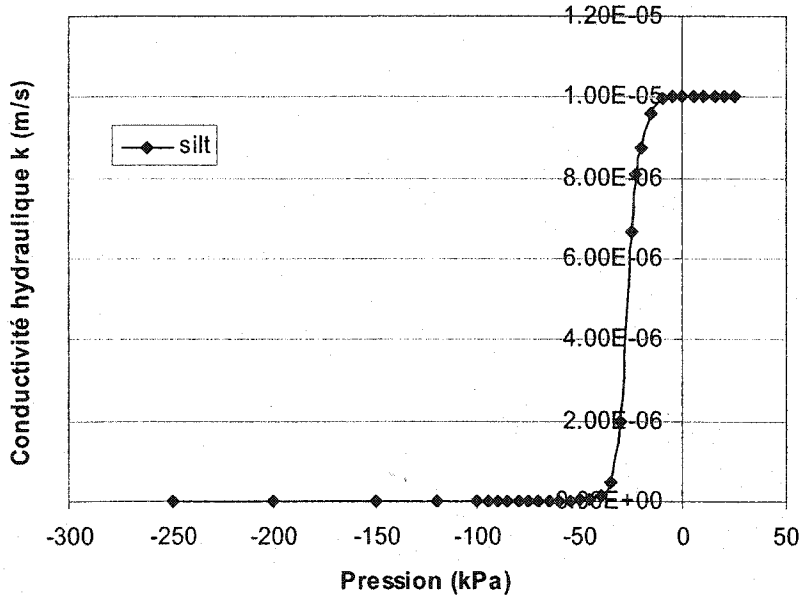


Figure 4.7 : Fonction de perméabilité : conductivité hydraulique vs. succion du matériau 2 a avec $k_s = 1*10^{-5}$ m/s

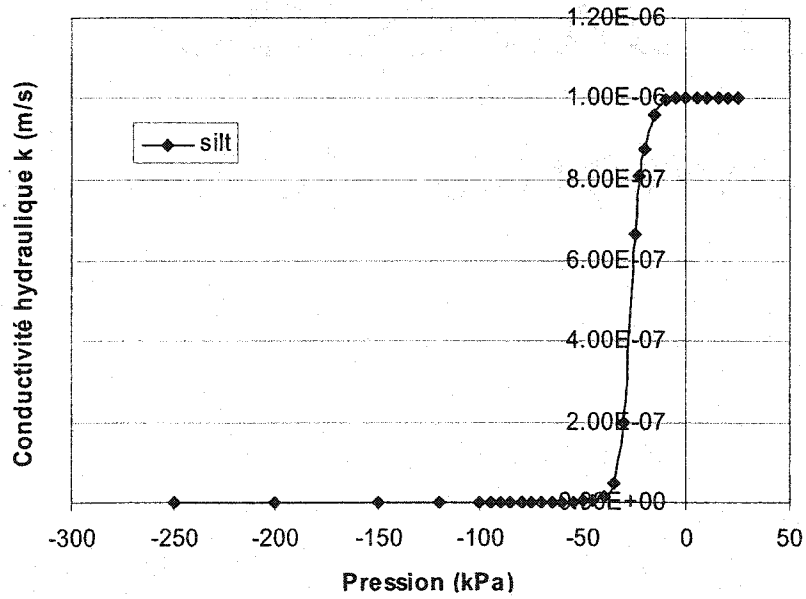


Figure 4.8 : Fonction de perméabilité : conductivité hydraulique vs. succion du matériau 2 b avec $k_s = 1*10^{-6}$ m/s

Matériaux 2 : silts (suite)

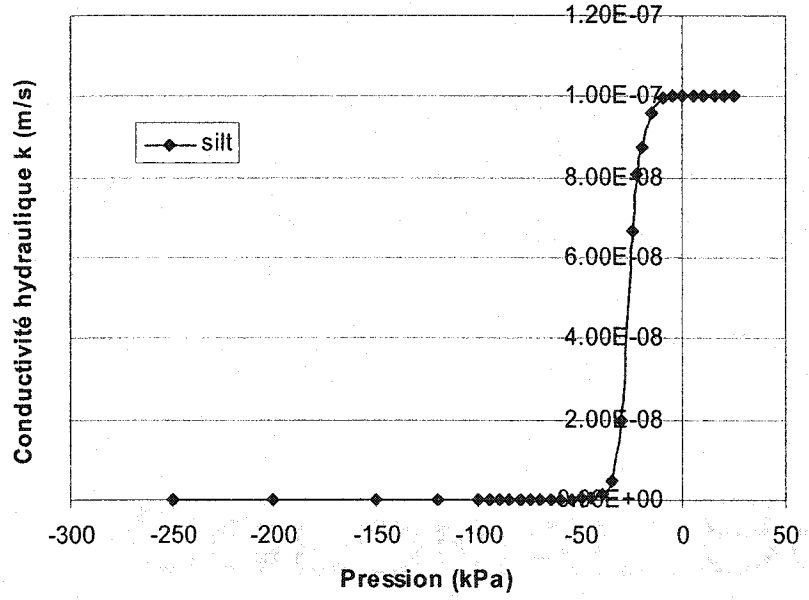


Figure 4.9 : Fonction de perméabilité : conductivité hydraulique vs. succion du matériau 2 c avec $k_s = 1*10^{-7}$ m/s

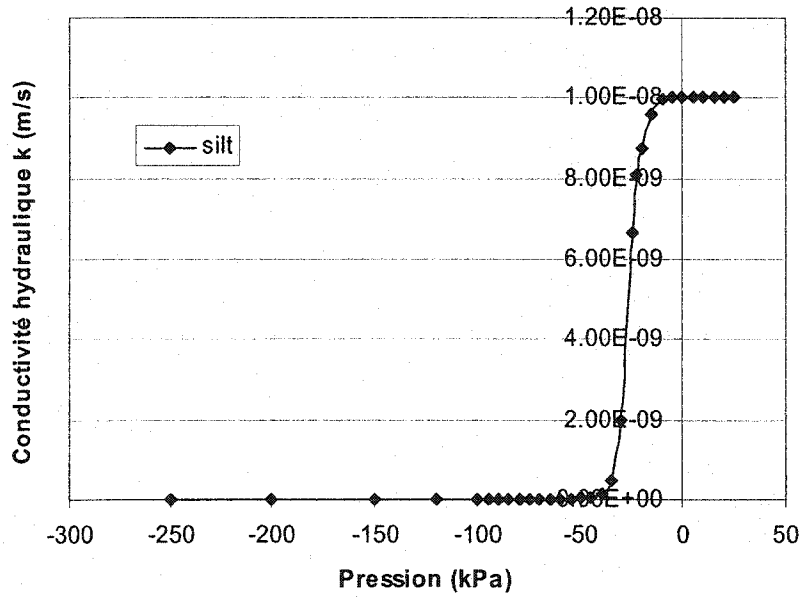


Figure 4.10 : Fonction de perméabilité : conductivité hydraulique vs. succion du matériau 2 d avec $k_s = 1*10^{-8}$ m/s

Matériaux 2 : silts (suite)

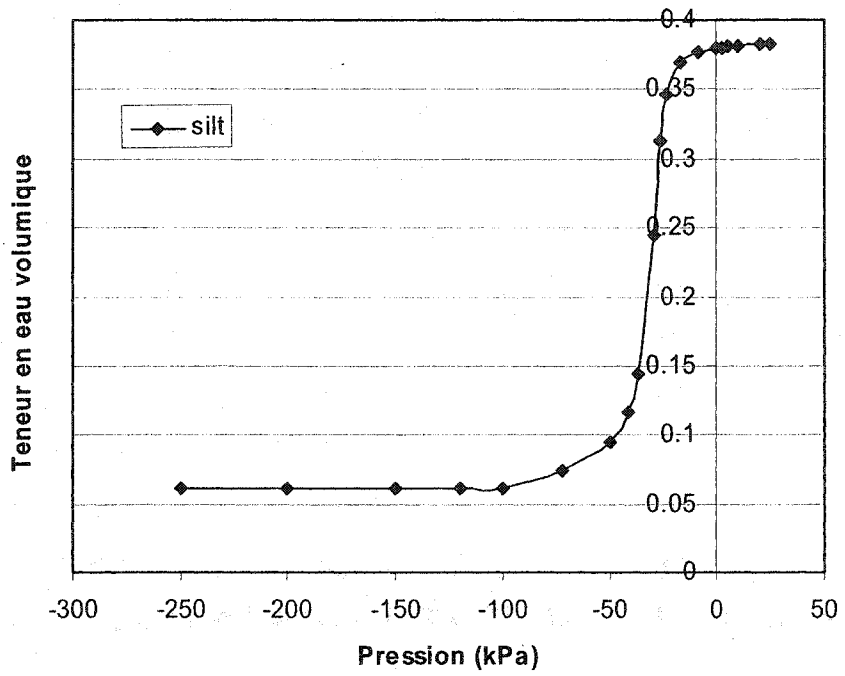


Figure 4.11 : Courbe de rétention d'eau : teneur en eau volumique vs. succion pour les silts (matériaux 2 a à 2 d)

4.3.3 Matériau 3 : sable (rejets – roches stériles)

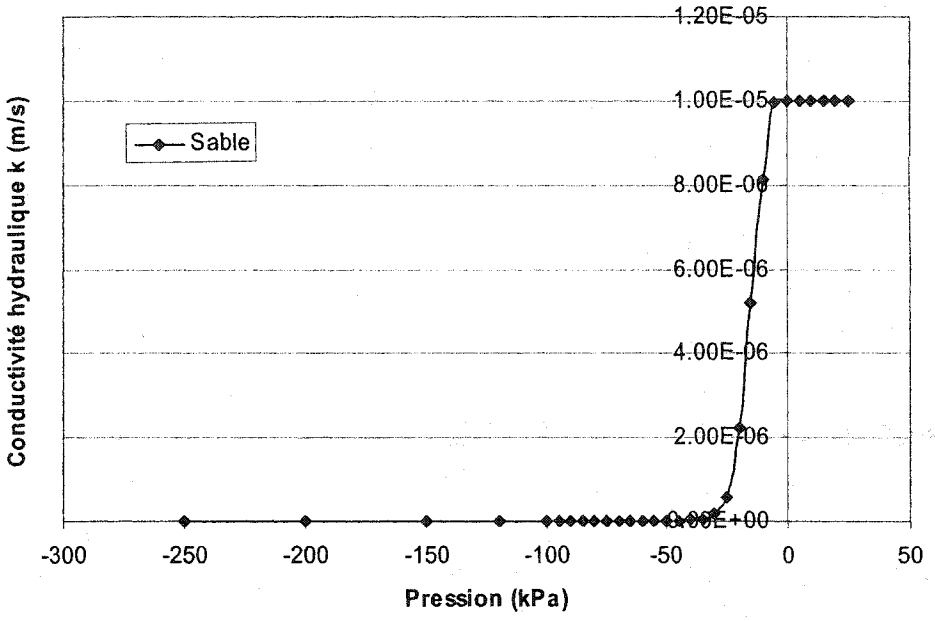


Figure 4.12 : Fonction de perméabilité : conductivité hydraulique vs. succion du sable

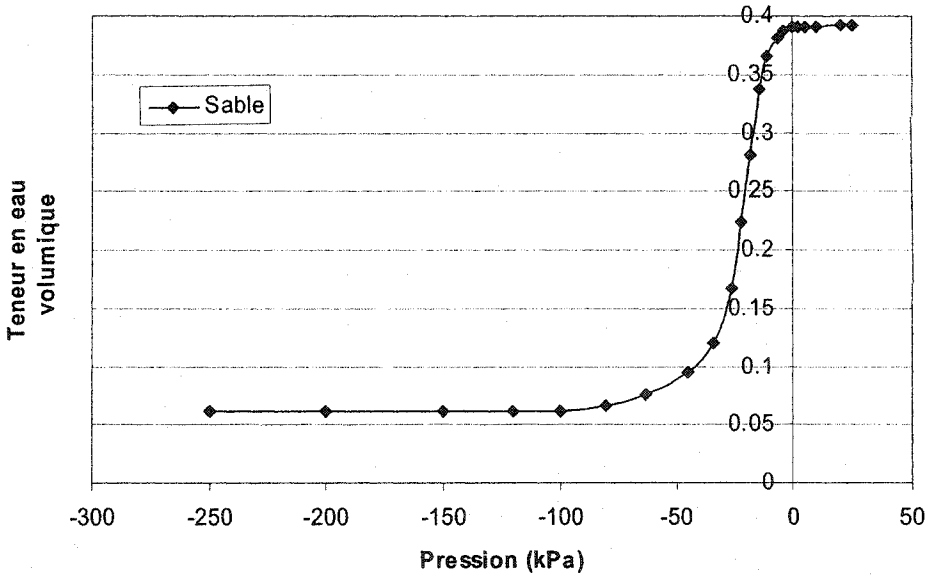


Figure 4.13 : Courbe de rétention d'eau : teneur en eau volumique vs. succion du sable

4.4 Modélisations en régimes permanent et transitoire

SEEP/W requiert une simulation en régime permanent, dont le résultat est utilisé afin d'initialiser la modélisation en régime transitoire (t = 0 s). Pour le démarrage des modélisations en régime transitoire, il est essentiel d'avoir un état initial du modèle en terme de charge hydraulique h. Le même taux d'infiltration a été employé afin de mettre en marche les différentes simulations. Un taux de précipitation de $q = 1{,}16*10^{-8}$ m/s (1 mm/jr) a été appliqué à la surface du modèle en régime permanent ; cette valeur est suffisante pour l'initialisation des simulations suivantes en régime transitoire. Des conditions de Dirichlet de la charge, où h est égale à l'élévation (simulation d'un drain), ont été appliquées au drain de pied : z = 0,5 m, h = 0,5 m au niveau de l'interface matériau drainant / silt. De par la position de la charge hydraulique, le niveau de la nappe phréatique est placé à l'élévation z = 0,5 m. Des simulations admettant des précipitations variables ont été utilisées dans l'analyse transitoire puisque l'on s'intéresse aux situations d'infiltration prolongées. Ces simulations permettent d'imposer des précipitations qui durent jusqu'à 5 jours et qui sont suivies par un drainage libre. On observe comment réagit le système des premières minutes de pluie jusqu'au $28^{ème}$ jour.

4.4.1 Les paramètres importants

Les pas de temps ont légèrement varié d'une modélisation à l'autre, et ce, en fonction de la quantité des précipitations. Cependant, les mêmes paramètres de convergence ont été gardés pour toutes les simulations. Voici leurs spécificités :

- Nombre maximum d'itérations : 200 (paramètre qui limite le nombre des itérations dans la recherche de la solution).

- Tolérance : 0,0001 (variation maximale tolérée du vecteur norme de la pression entre deux itérations successives).
- Changements de la conductivité (en ordres de magnitude)
- Changement maximum : 7 (variation maximale de la conductivité hydraulique k entre deux itérations successives).
- Changement minimum : $1*10^{-15}$ (paramètre qui impose une limite inférieure à la valeur de la conductivité hydraulique k).
- Taux de changement : 1,1 (paramètre qui contrôle la variation du changement maximum de k d'une itération à l'autre).

Enfin, il convient de rappeler que les modélisations sont réalisées en conditions axisymétriques. Cela permet de simuler des problèmes tridimensionnels qui ont une symétrie par rapport à un axe de rotation vertical. Ainsi, le problème est défini en deux dimensions. Dans le cas d'une simulation en mode axisymétrique, le flux calculé est en fait un flux par radian si l'angle est spécifié à 1 radian ou un flux pour toute la surface si l'angle des éléments est de 2π.

4.4.2 Le flux imposé à la frontière supérieure

Les graphiques présentant les conditions aux frontières appliquées dans le cas où des précipitations de 5 cm/jr d'intensité sont appliquées à la surface du modèle pendant cinq journées consécutives sont montrés ci-après. Chaque fonction (de 0,5 cm/jr à 30 cm/jr de précipitations) est sub-divisée en quatre segments qui représentent les quatre étapes de chaque modélisation. Ces étapes se font en continu, elles ne sont pas séparées. L'évolution de la précipitation dans le cas de 5 cm/jr de précipitations (cinq journées de pluie et drainage libre jusqu'au vingt-huitième jour) se trouve à la figure 4.14.

Première étape (« montée ») : Lors de la première étape, l'intensité de la pluie passe de $q = 1{,}16*10^{-8}$ m/s (1mm/jr) à $q = 5{,}785*10^{-7}$ m/s (5 cm/jr) en 3 600 s (1 h). La figure 4.15a montre comment se fait l'évolution de la précipitation pendant la première heure.

Deuxième étape (« plateau ») : À 3 600 s, $q = 5{,}785*10^{-7}$ m/s (5 cm/jr). Cette valeur se maintient jusqu'à la fin du cinquième jour, soit 432 000 s. Cela signifie qu'il pleut pendant cinq jours consécutifs avec la même intensité comme montré à la figure 4.15b.

Troisième étape (« descente ») : À 432 000 s (5 jrs), $q = 5{,}785*10^{-7}$ m/s (5 cm/jr). La pluie s'arrête progressivement et totalement après une heure (3 600 s). La valeur du flux diminue jusqu'à zéro au bout de 435 600 s (5 jours + 1 heure), tel que montré à la figure 4.15c.

Quatrième étape (« plateau 2 ») : À 435 600 s, $q = 0$ m/s (5 cm/jr). La période de drainage libre (pas de pluie du tout) dure jusqu'au vingt-huitième jour (2 419 200 s), soit pendant vingt-trois jours. La valeur du flux est donc nulle pendant tout ce laps de temps. Il est possible de voir cette évolution à la figure 4.15d.

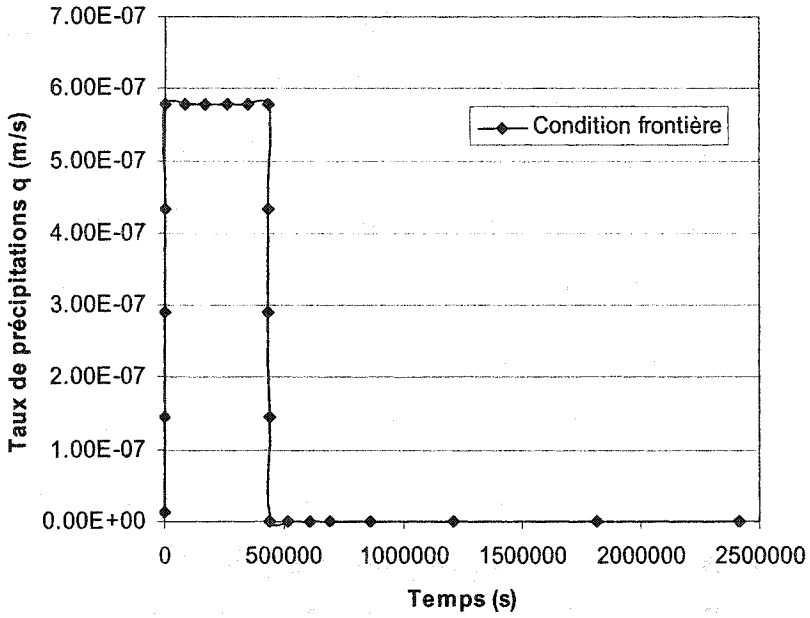


Figure 4.14 : Évolution du taux de précipitations pendant 28 jours avec cinq jours de pluie (5 cm/jr) et 23 jours de drainage

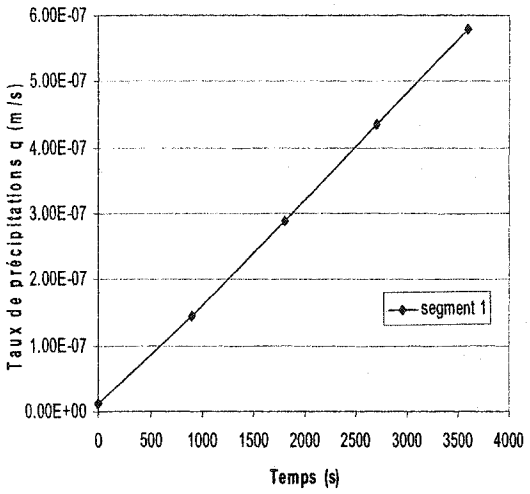


Figure 4.15a : Évolution de la précipitation pendant la 1ère heure - 5 cm/jr de pluie : « montée »

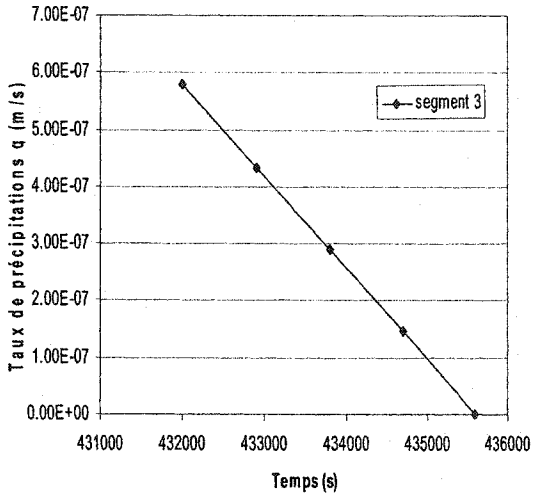


Figure 4.15c : De 5 à 0 cm/jr en 3600 s après le 5ème jour : « descente »

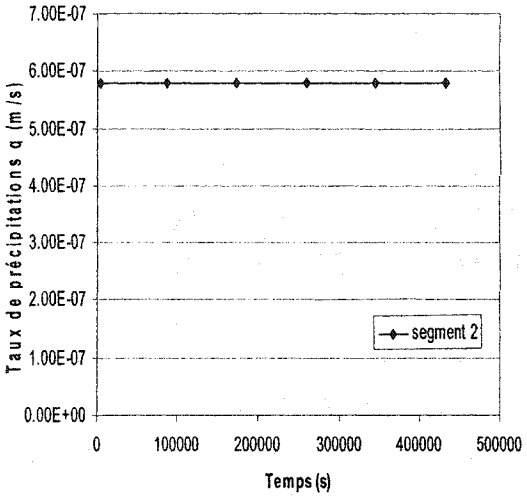


Figure 4.15b : 5 cm/jr pendant 5 jours : « plateau »

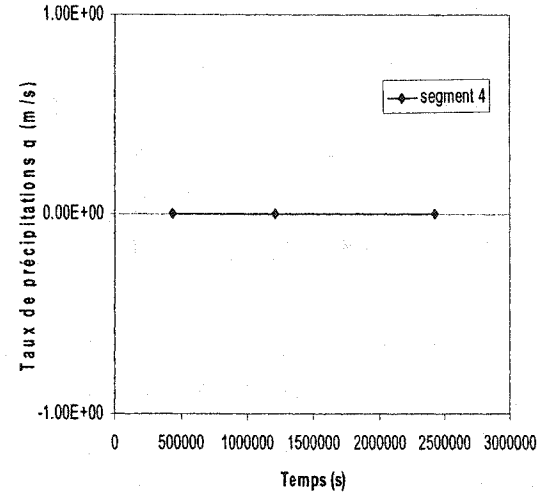


Figure 4.15d : 0 cm/jr de pluie pendant 28 jours : « plateau 2 »

Figure 4.15 : Présentations plus détaillées des conditions imposées pendant 28 jours

4.4.3 Modélisations en régime transitoire

L'état initial est obtenu après le régime permanent ($q = 1{,}16*10^{-8}$ m/s), et le taux de précipitation maximum (0,5, 1, 2, 5, 10, 20 ou 30 cm/jr) est atteint en une heure (3600 s). Le jour 1 et le jour 2 correspondent respectivement aux résultats 86 400 s et 172 800 s de précipitations continues. Ainsi de suite pour les autres jours 3 à 5. À partir du sixième jour, le drainage libre a cours sans aucun apport d'eau extérieur. Les résultats pour les jours 6, 7, 14, 21 et 28 sont obtenus à la fin des journées considérées.

On s'intéresse ici aux valeurs de l'élévation et de la teneur en eau en fonction de la pression au niveau de la couche de silt proche du sable, plus précisément à 12,5 cm au-dessus de l'interface silt/sable. On ne prend pas de résultats au niveau de l'interface silt/sable même parce que les valeurs obtenues seraient a priori des moyennes établies entre celles pour le silt et celles pour le sable. De ce fait, la précision est un peu moins bonne. On souhaite notamment évaluer quand et à quel endroit la couche de rétention devient saturée au point de permettre l'infiltration de l'eau dans la couche de sable du bas. Pour ce faire, les valeurs de l'élévation en fonction de la pression sont extraites, puis par interpolation on calcule quelle est l'élévation qui correspond aux pressions suivantes : - 85 kPa (pression d'entrée d'eau ou WEV du sable, équivalent du point DDL), - 5 kPa (pression à saturation ou pression d'entrée d'air, AEV du sable) et 0 kPa. Ces résultats permettent ensuite de générer des graphiques lorsque des précipitations d'intensité variant entre 0,5 cm/jr et 30 cm/jr sont appliquées à la surface du modèle pendant 5 journées consécutives.

Par ailleurs, la conductivité hydraulique saturée du silt peut prendre les valeurs suivantes : $k_s = 1*10^{-5}$ m/s, $1*10^{-6}$ m/s, $1*10^{-7}$ m/s et $1*10^{-8}$ m/s. Tous les autres paramètres définissant ce matériau restent identiques.

La convergence des simulations est vérifiée et confirmée en s'assurant que les courbes de la conductivité hydraulique vs la succion rentrées dans le modèle et ressorties comme résultats concordent pour les 3 matériaux. La figure 4.16 montre un exemple de superposition de courbes de la conductivité hydraulique (k_s silt = $1*10^{-7}$ m/s) vs la succion imposées dans le modèle et celles qui sont ressorties avec les résultats par SEEP/W ; les courbes concordent pour les 3 matériaux (silt, sable, matériau drainant). Ce graphique est donné par SEEP/W après les calculs des différentes simulations. De même, la figure 4.17 montre une superposition de courbes de la rétention d'eau imposées dans le modèle et celles qui sont ressorties avec les résultats par SEEP/W ; les courbes concordent pour les 3 matériaux.

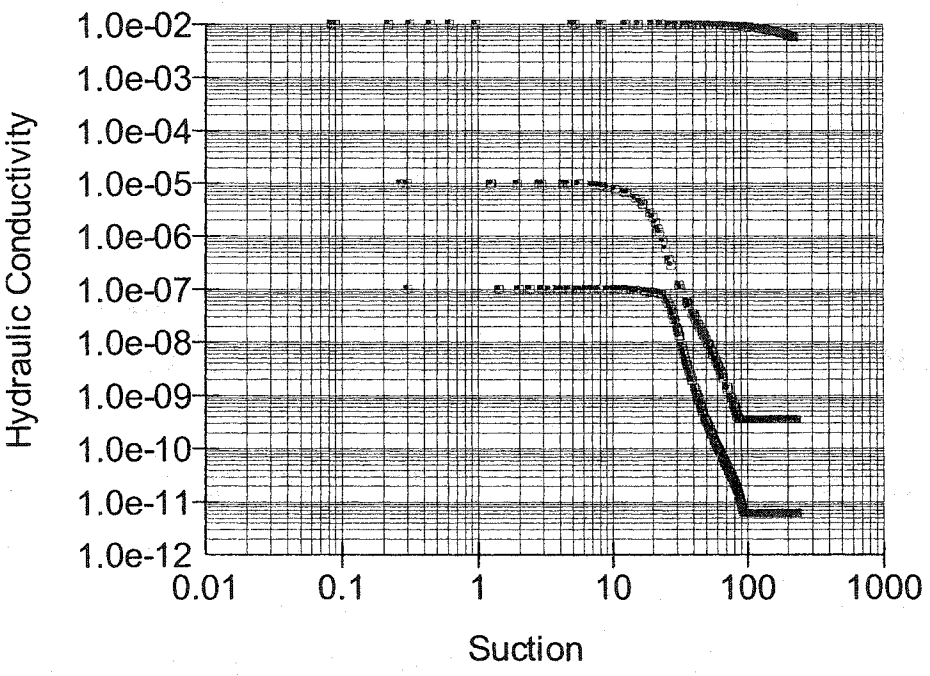
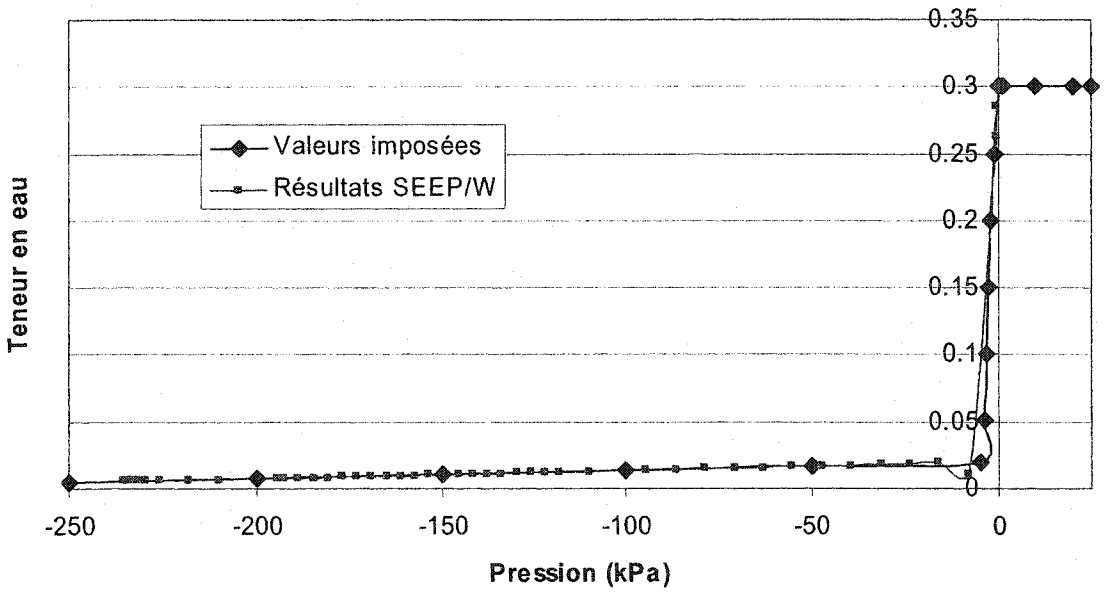
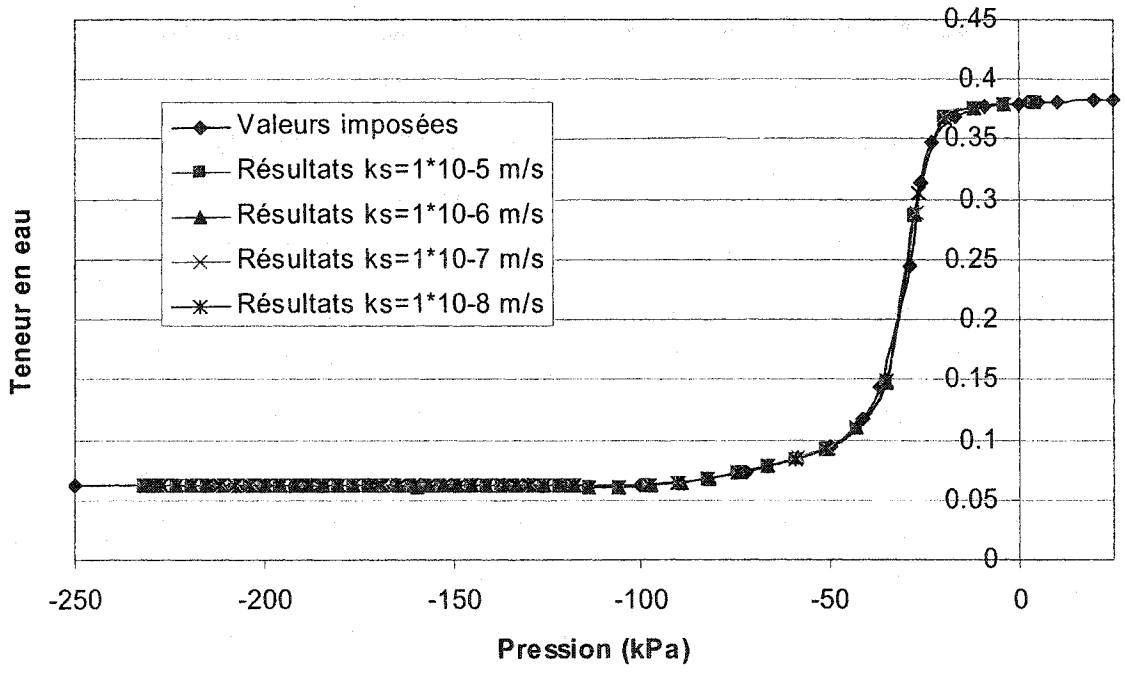


Figure 4.16 : Courbes de la conductivité hydraulique vs la succion imposées dans le modèle et ressorties avec les résultats. Graphique fait par SEEP/W avec en abscisse : succion en kPa ; en ordonnée : conductivité hydraulique en m/s. De bas en haut : silt, sable, matériau drainant.


Valeurs imposées
Résultats SEEP/W
Teneur en eau
Pression (kPa)
0.35
0.3
0.25
0.2
0.15
0.1
0.05
0
-250
-200
-150
-100
-50
0


Valeurs imposées
Résultats ks=1*10-5 m/s
Résultats ks=1*10-6 m/s
Résultats ks=1*10-7 m/s
Résultats ks=1*10-8 m/s
Teneur en eau
Pression (kPa)
0.45
0.4
0.35
0.3
0.25
0.2
0.15
0.1
0.05
0
-250
-200
-150
-100
-50
0

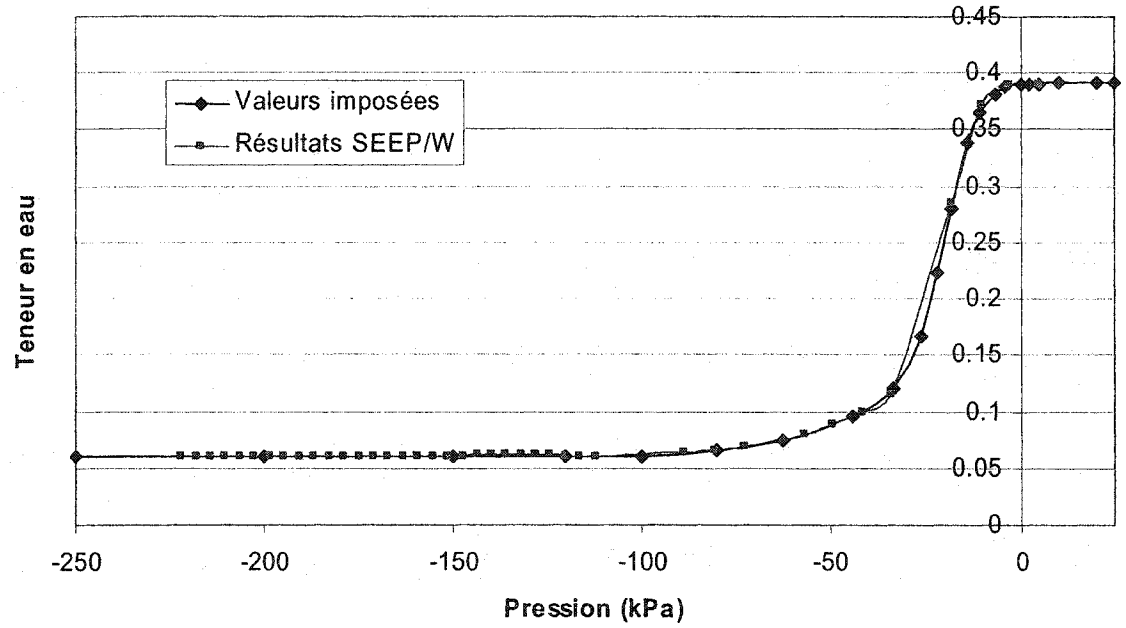


Figure 4.17 : Exemples de courbes de rétention d'eau imposées dans le modèle et ressorties avec les résultats.

4.5 Résultats des modélisations numériques

4.5.1 Effets des précipitations

Les modélisations montrées ici ont pour objectif d'évaluer l'effet d'un changement d'intensité de précipitations sur le comportement de la CEBC placée sur la halde. Les modèles présentés ci-après permettent de mieux apprécier l'efficacité des couvertures lorsque des précipitations allant d'une intensité de 0.5 cm/jr (faible) à 30 cm/jr (extrêmement importante) sont appliquées pendant cinq jours consécutifs. Selon les cas, les taux de précipitation suivants sont appliqués sur le système : 0,5, 1, 2, 5, 10, 20 ou 30 cm/jr ; tous les autres paramètres restent identiques d'une modélisation à l'autre. Voici les principaux résultats obtenus.

z_{85}

Observons à la figure 4.18 l'évolution du point z_{85} au bas de la couche de silt en fonction des intensités de précipitations lorsque la conductivité hydraulique saturée du silt est de $1*10^{-6}$ m/s. La pression de - 85 kPa correspond à la pression qui est nécessaire pour que l'eau commence à rentrer dans les rejets (sable). Selon le taux de précipitation considéré, la position de z_{85} varie entre 9 et 12,7 m environ. Lorsqu'il y a 0,5 cm/jr de précipitations pendant cinq jours, z_{85} varie entre 9,176 m (1 h) et 9,186 m (jour 6), alors que l'intervalle est plus important dans le cas de 30 cm/jr de précipitations avec un z_{85} de 9,074 m à 12,657 m. La position la plus élevée de z_{85} est observée le $6^{ème}$ jour, soit lors de la première journée de drainage. Ainsi, au fur et à mesure qu'on avance dans les six premiers jours, le point z_{85} "remonte" la pente. Cela signifie que plus la quantité d'eau de précipitation augmente, plus la valeur de z_{85} augmente. De même, plus le taux de précipitation augmente, plus la position du point

DDL remonte le long de la pente (tel que présenté à la figure 4.1) diminue. Les résultats sont compatibles avec ce qui était anticipé.

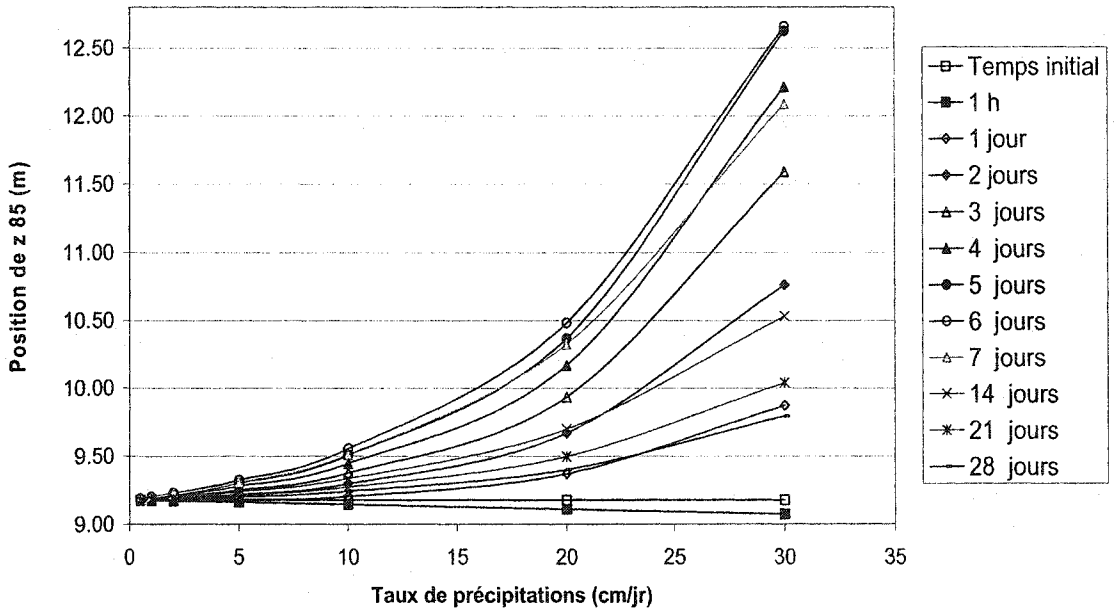


Figure 4.18 : Évolution de la position de z_{85} en fonction des intensités de précipitations (avec k_s du silt = 1*10-6 m/s).

Plus le taux de précipitation est élevé, plus la valeur de z_{85} est élevée et plus la longueur effective (L_{eff}) du bris capillaire (associée à la position du point DDL) est faible. De plus, pour une intensité de précipitation donnée, plus la durée de la pluie augmente, plus la valeur de z_{85} augmente comme le montre la figure 4.19. Lorsqu'une quantité de 0,5, 1 ou 2 cm d'eau par jour est déversée sur le système, z_{85} reste pratiquement identique au fil des cinq journées de pluie. Les courbes sont presque confondues pour ces cas. En revanche, pour 5, 10, 20 et 30 cm/jr, z_{85} varie avec l'intensité de la pluie : augmentation progressive pendant les 6 premiers jours, puis diminution encore plus progressive jusqu'au jour 28 pour la valeur de z_{85}. On constate également que pour tous les taux de précipitation, il existe une valeur maximale de z_{85} qui revient typiquement au sixième

jour de pluie (premier jour de drainage) ; il existe donc une valeur minimale de L_{eff}. Cette longueur de diversion varie aussi avec l'ampleur des précipitations.

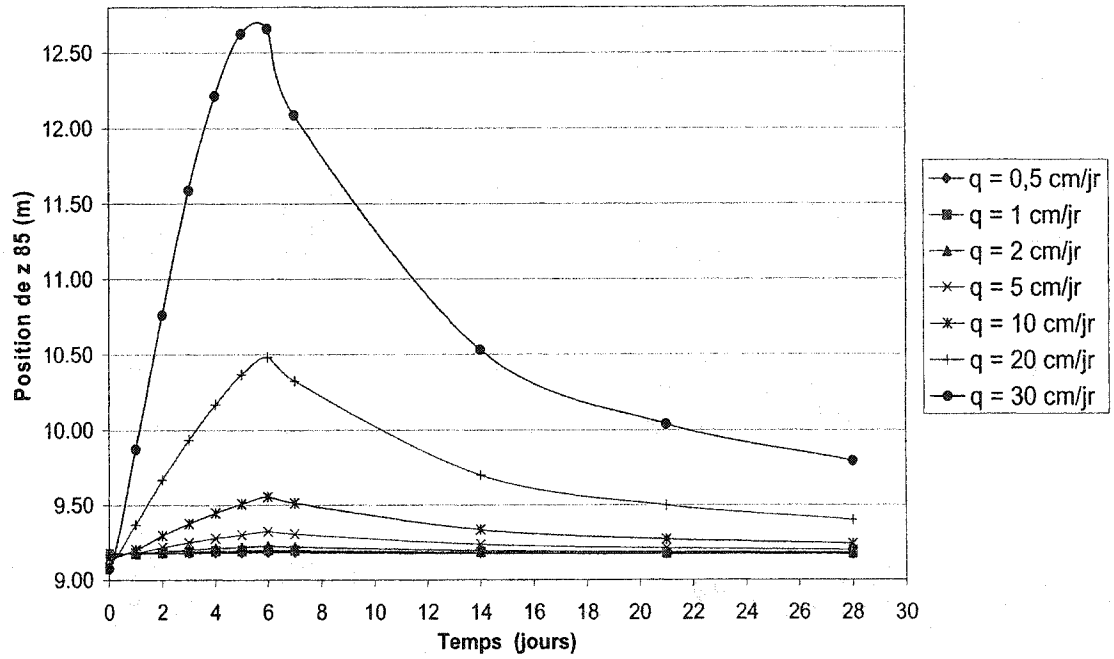


Figure 4.19 : Évolution de la position z_{85} en fonction des intensités et de la durée des précipitations (avec k_s du silt = $1*10^{-6}$ m/s).

z_5

L'évolution de la position z_5 (point correspondant à la pression d'entrée d'air du sable = - 5 kPa) en fonction des intensités de précipitations est moins marquée. C'est ce que décrit la figure 4.20 qui présente l'évolution de la position de z_5 en fonction des intensités de précipitations (avec k_s du silt = $1*10^{-6}$ m/s). Cette pression correspond à la pression où le sable à l'interface est pratiquement saturé (i.e. $\psi = \psi_a$). Pour un taux de précipitation donné, les valeurs de z_5 varient peu au cours des journées de pluie. Par exemple, pour une intensité de précipitation de 20 cm/jr, z_5 varie entre 1,271 m (1 h), 2,012 m (jour 5), 1,203 m (jour 6). Contrairement au point z_{85} où la valeur maximale se situait au jour 6, celle de z_5 se trouve au jour 5. L'augmentation de z_5 s'arrête avec la fin

de la pluie et la chute est assez rapide du jour 5 au jour 6. La diminution continue jusqu'à ce qu'une stabilité apparaisse au bout du jour 12. Par la suite, les courbes sont pratiquement confondues jusqu'au jour 28, peu importe le taux de précipitation considéré.

De plus, il y a relativement peu de variation de la position de z_5 entre les jours 1 à 5. La figure 4.21 montre l'évolution de la position de z_5 en fonction des intensités et de la durée des précipitations (avec k_s du silt = $1*10^{-6}$ m/s). Ainsi, pour 10 cm/jr de précipitations pendant 5 journées consécutives, du jour 1 (1,413 m) au jour 2 (1,451 m) il y a 0,038 m de différence, et du jour 4 (1,472 m) au jour 5 (1,474 m) il y a 0,002 m de différence. Toutefois, on constate que les courbes sont bien distinctes pour les différentes intensités de précipitation de 0,5 à 30 cm/jr pendant les jours de pluie. Il semble, d'après ces résultats, que plus la quantité de pluie imposée sur le système est importante, plus z_5 augmente.

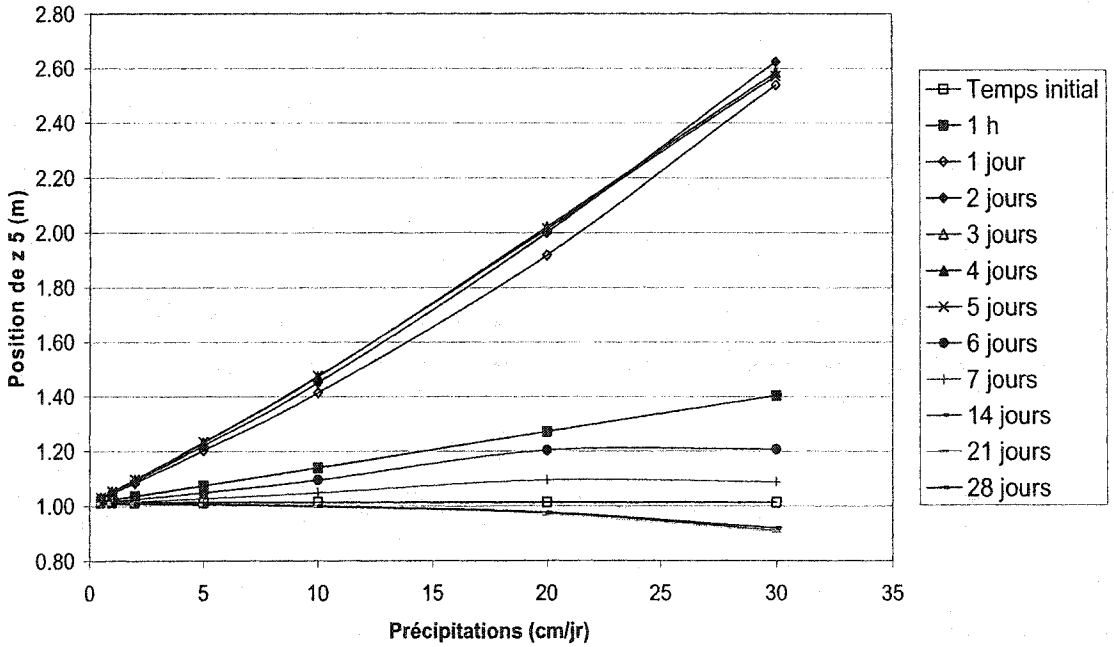


Figure 4.20 : Évolution de la position de z_5 en fonction des intensités de précipitations - k_s du silt = 1*10-6 m/s.

Les valeurs de z_5 sont relativement stables pendant la durée des précipitations à part lorsqu'il y a 30 cm/jr de pluie. Dans ce cas, il y a un pic à la fin du jour 2 puis les valeurs restent assez stables avec des différences peu importantes : 2,623 m (jour 2) et 2,570 m (jour 5).

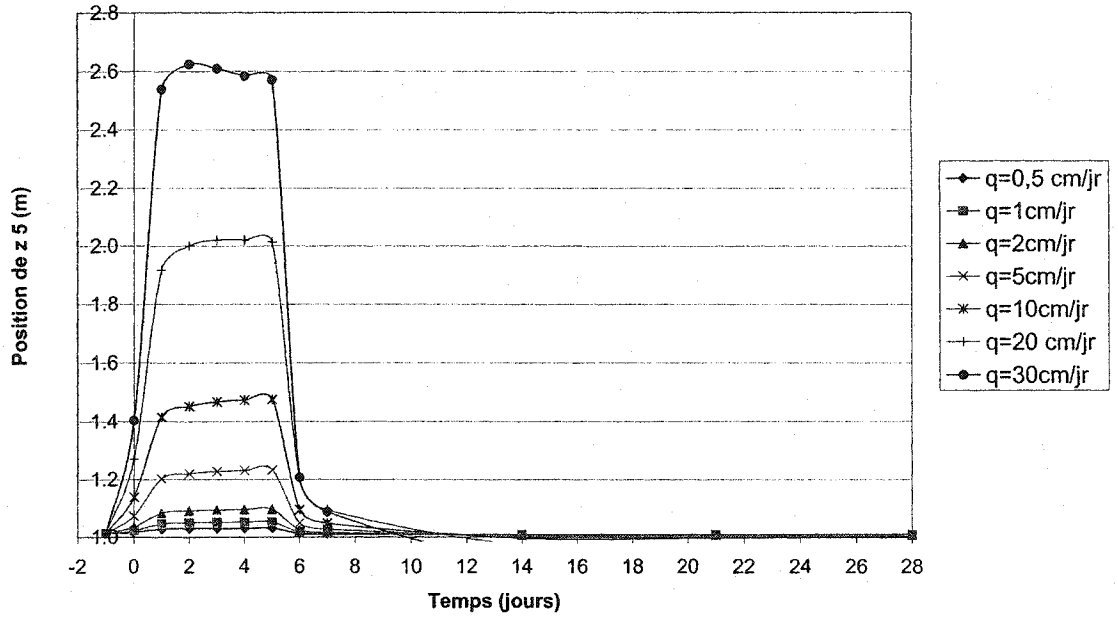


Figure 4.21 : Évolution de la position de z_5 en fonction des intensités et de la durée des précipitations (avec k_s du silt = $1*10^{-6}$ m/s).

z_0

L'évolution du point pour lequel la pression est nulle en fonction des intensités de précipitations (z_0) est montrée à la figure 4.22 (k_s du silt est $1*10^{-6}$ m/s). L'évolution ressemble ici à celle de z_5. Pour un taux de précipitation donné, les valeurs de z_0 sont peu influencées par le temps durant la période de pluie. Par exemple, pour une intensité de 5 cm/jr de précipitations, z_0 varie entre 0,703 m (jour 1) et 0,728 m (jour 5), soit 0,025 m de différence.

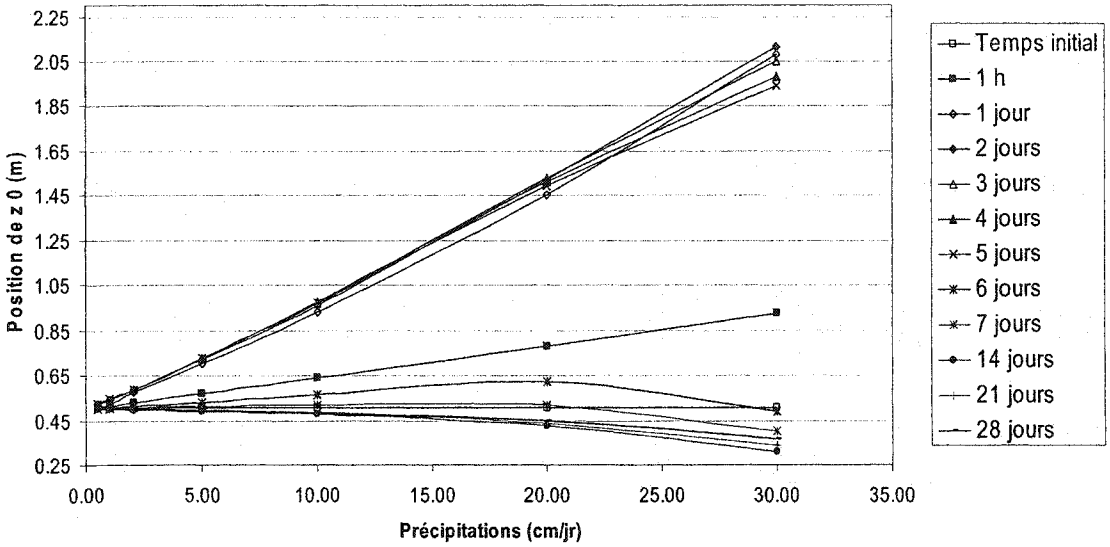


Figure 4.22 : Évolution de z_0 en fonction des intensités de précipitations (k_s du silt = $1*10^{-6}$ m/s).

De plus, il y a une variation assez faible de z_0 entre les jours 0 à 5. La figure 4.23 décrit l'évolution de la position z_0 en fonction des intensités et de la durée des précipitations (k_s du silt = $1*10^{-6}$ m/s). Ainsi, pour 10 cm/jr pendant 5 journées consécutives, du jour 1 (0,927 m) au jour 2 (0,960 m) il y a 0,033 m de différence, et du jour 4 (0,974 m) au jour 5 (0,972 m) il y a 0,002 m de différence en valeur absolue. Les tendances observées à partir des figures 4.21 (z_5) et 4.28 (z_0) sont semblables, seules les valeurs de "z" sont différentes d'une figure à l'autre.

L'augmentation des valeurs de z_0 s'arrête avec la fin de la pluie et la chute est assez rapide du jour 5 au jour 6. La diminution continue jusqu'au jour 9 ; par la suite, les courbes sont toutes confondues jusqu'au jour 28 quelque soit le taux de précipitation considéré. En revanche, on constate que les courbes sont bien distinctes pour les différentes intensités de précipitation de 0,5 à 30 cm/jr pendant les jours de pluie, tout comme pour le cas précédent où le point z_5 est considéré. Plus la quantité de pluie imposée sur le système est importante, plus z_0 augmente.

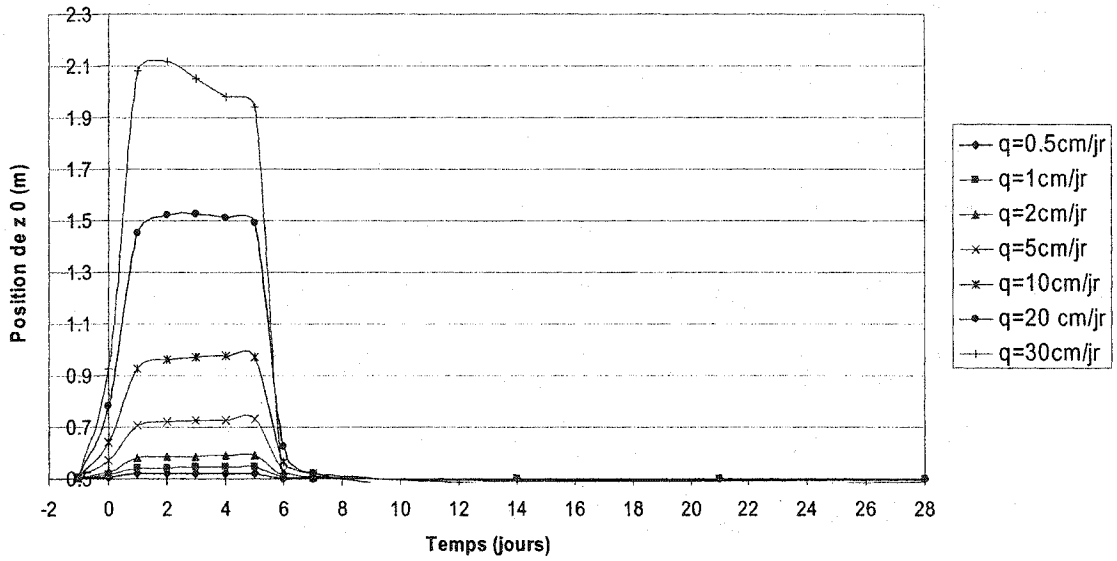


Figure 4.23 : Évolution de la position z_0 en fonction des intensités et de la durée des précipitations (k_s du silt = $1*10^{-6}$ m/s).

4.5.2 Effets de la conductivité hydraulique

Les propriétés de la couche de rétention ont un impact sur la variation du point "z" pendant les précipitations. La position de z_{85}, z_5 et z_0 varie en fonction de la quantité totale déversée sur le système au bout de cinq journées de pluie pour différents taux de précipitation : de 0,5 cm/jr (2,5 cm en cinq jours) à 30 cm/jr (150 cm d'eau en cinq jours), et ce, pour les conductivités hydrauliques du silt suivantes : k_s = $1*10^{-5}$ m/s, $1*10^{-6}$ m/s, $1*10^{-7}$ m/s et $1*10^{-8}$ m/s.

z_{85}

La figure 4.24 représente l'évolution de la position de z_{85} par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 12,5 cm au-dessus de l'interface silt-sable. On constate que plus la conductivité hydraulique saturée de la couche de rétention est grande, plus z_{85} augmente de façon importante avec l'augmentation de la quantité d'eau déversée sur la CEBC. Par exemple, lorsque k_s = $1*10^{-5}$ m/s, z_{85} passe progressivement

de 9,214 m (2,5 cm d'eau) à 14,931 m (150 cm d'eau) environ en cinq jours de pluies sans interruption, ce qui indique que le point z_{85} « remonte » la pente et que la valeur de L_{eff} diminue. L'évolution de z_{85} est un peu moins importante si $k_s = 1*10^{-6}$ m/s : de 9,185 m à 12,624 m environ. La valeur de z_{85} varie de 9,172 m à 9,565 m si $k_s = 1*10^{-7}$ m/s ; cette faible variation pourrait s'expliquer par la plus faible quantité d'eau qui passe dans la couverture (due à une conductivité hydraulique saturée plus faible) par rapport aux deux cas précédents. Pour sa part, z_{85} semble légèrement baisser si $k_s = 1*10^{-8}$ m/s : variation approximative de 9,171 m à 9,007 m en cinq jours de pluie.

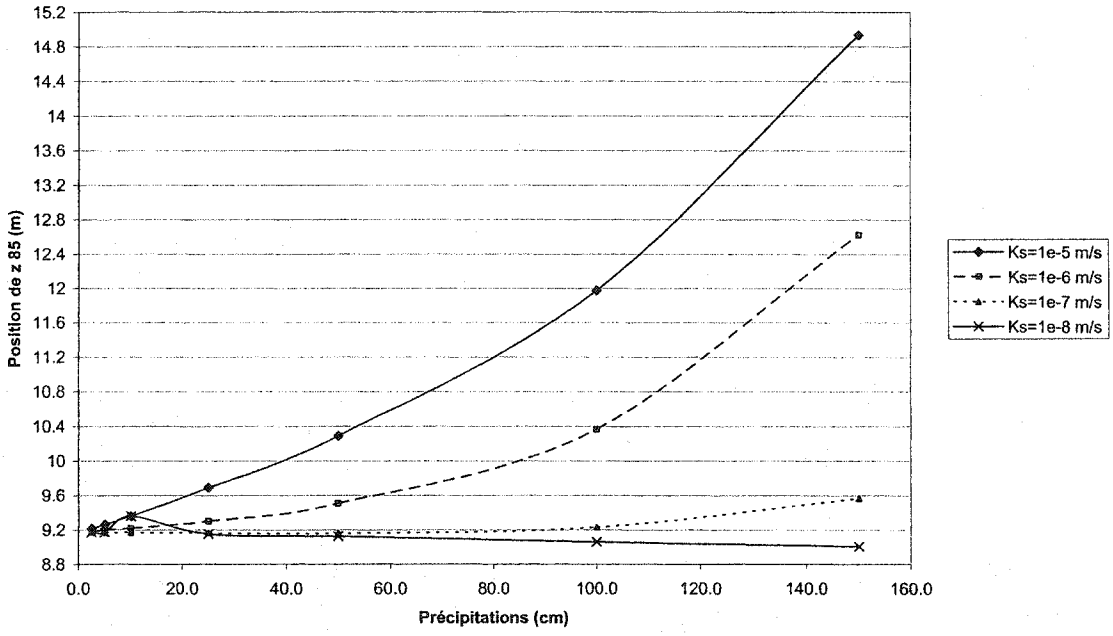


Figure 4.24 : Évolution de la position de z_{85} par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 12,5 cm au-dessus de l'interface silt-sable.

La figure 4.25 montre l'évolution de la position de z_{85} par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 1 m au-dessous de l'interface silt-sable. On constate que les mêmes tendances sont observées au-dessus et au-dessous de l'interface silt-sable. Néanmoins, les variations sont moins grandes pour les cas considérées : si $k_s = 1*10^{-7}$

m/s, z_{85} passe progressivement de 9,169 m (2,5 cm d'eau) à 9,206 m (150 cm d'eau) environ en cinq jours de pluies sans interruption, ce qui indique que le point z_{85} « remonte » la pente, et que la valeur de L_{eff} diminue de façon plus faible qu'au-dessus de l'interface. Cela indique que θ et ψ varient moins vite sous l'interface. Par ailleurs, les valeurs obtenues lorsque $k_s = 1*10^{-8}$ m/s sont constantes peu importe les précipitations appliquées (cela est dû au peu d'eau qui s'infiltre).

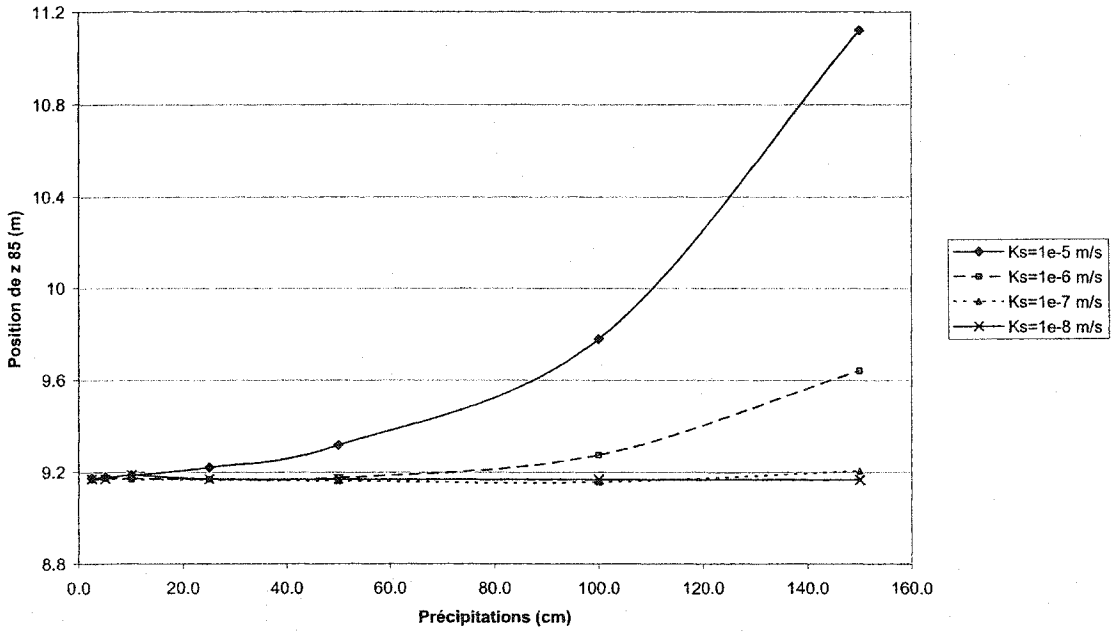


Figure 4.25 : Évolution de la position de z_{85} par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 1 m au-dessous de l'interface silt-sable.

z_5

Lorsque la pression d'entrée d'air du sable est considérée, on observe que plus la conductivité hydraulique saturée de la couche de rétention est grande, plus z_5 augmente de façon importante avec l'augmentation de la quantité d'eau déversée sur la CEBC. Les tendances sont les mêmes que celles de z_{85} au-dessus de l'interface silt-sable.

L'évolution de la position de z_5 par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 12,5 cm au-dessus de l'interface silt-sable se trouve à la figure 4.26. Ainsi, lorsque $k_s = 1*10^{-5}$ m/s et $k_s = 1*10^{-6}$ m/s, les courbes sont pratiquement confondues, passant de 1,031 m (2,5 cm d'eau) à 2,577 m (150 cm d'eau). Les valeurs de z_5 semblent augmenter proportionnellement à l'augmentation de la conductivité saturée du silt. En effet, dans le cas où $k_s = 1*10^{-7}$ m/s, z_5 passe progressivement de 1,026 m à 1,978 m en cinq jours de pluies sans interruption, et de 1,022 m à 1,827 m pour $k_s = 1*10^{-8}$ m/s. On observe le même phénomène que pour z_{85} : si la conductivité hydraulique saturée et les précipitations augmentent, les valeurs de z_5 augmentent.

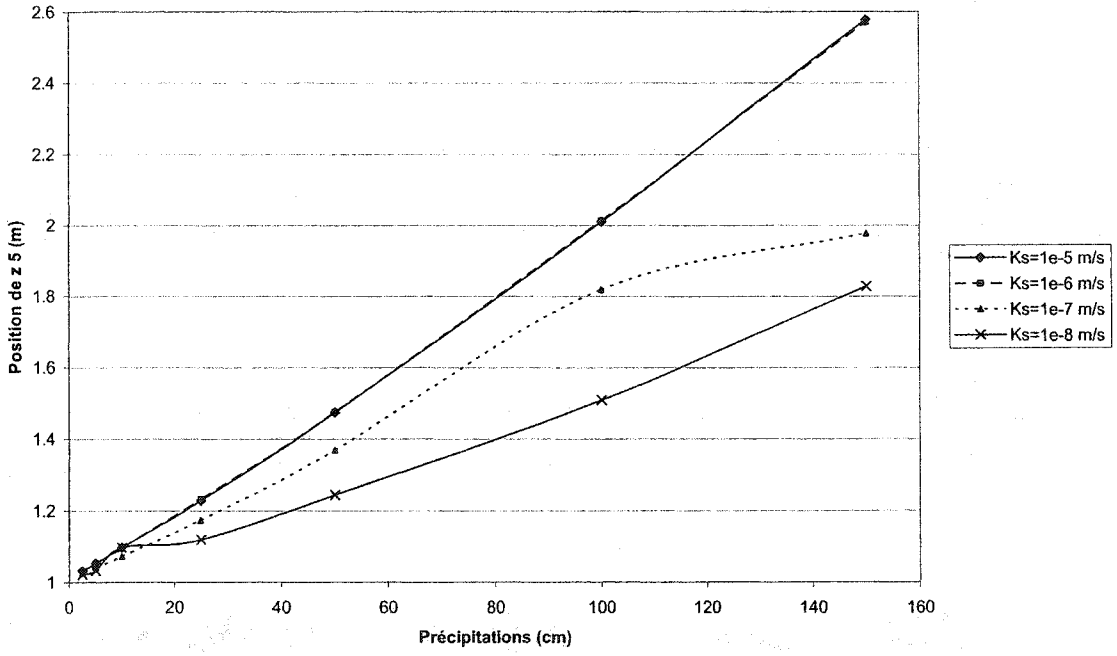


Figure 4.26 : Évolution de la position de z_5 par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 12,5 cm au-dessus de l'interface silt-sable, pour diverses valeurs de k_s pour le silt de la couverture.

Sous l'interface également, plus la conductivité hydraulique saturée de la couche de rétention est grande, plus z_5 augmente de façon importante avec l'augmentation de la quantité d'eau déversée sur la CEBC. Cependant, les courbes représentant $k_s = 1*10^{-5}$

m/s et $k_s = 1*10^{-6}$ m/s ne sont pas les mêmes ; elles l'étaient au-dessus de l'interface. Le graphique de l'évolution de la position de z_5 par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 1 m au-dessous de l'interface silt-sable est montré à la figure 4.27.

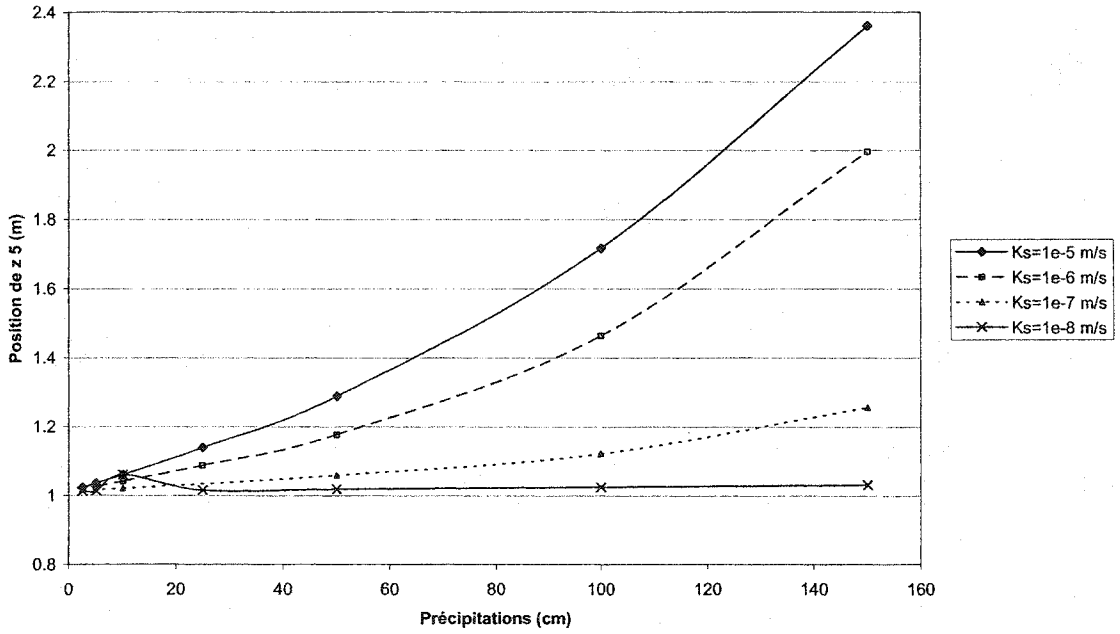


Figure 4.27 : Évolution de la position de z_5 par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 1 m au-dessous de l'interface silt-sable pour diverses valeurs de k_s pour le silt de la couverture.

z_0

La figure 4.28 représente l'évolution de la position de z_0 par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 12,5 cm au-dessus de l'interface silt-sable. Cette figure montre que la conductivité hydraulique saturée de la couche de rétention affecte la variation de la valeur de z_0 avec l'augmentation de la quantité d'eau déversée sur la CEBC. Ainsi, lorsque $k_s = 1*10^{-6}$ m/s, les variations les plus importantes de z_0 sont observées : de 0,521 m à 1,942 m environ. Jusqu'à ce qu'il y ait 110 cm de précipitations environ au total sur la CEBC, les valeurs de z_0 pour $k_s = 1*10^{-5}$ m/s sont

supérieures à celles pour $k_s = 1*10^{-7}$ m/s. Enfin, z_0 passe progressivement de 0,512 m à 1,379 m en cinq jours de pluies sans interruption pour $k_s = 1*10^{-8}$ m/s, ce sont les valeurs les plus faibles de z_0.

Sous l'interface, plus la conductivité hydraulique saturée de la couche de rétention est grande, plus z_0 augmente de façon importante avec l'augmentation de la quantité d'eau déversée sur la CEBC. Les courbes représentant la valeur de z_0 pour les différentes conductivités hydrauliques saturées sont parfaitement séparées les unes des autres et les valeurs se situent dans un intervalle plus petit que dans le cas au-dessus de l'interface (voir figure 4.29).

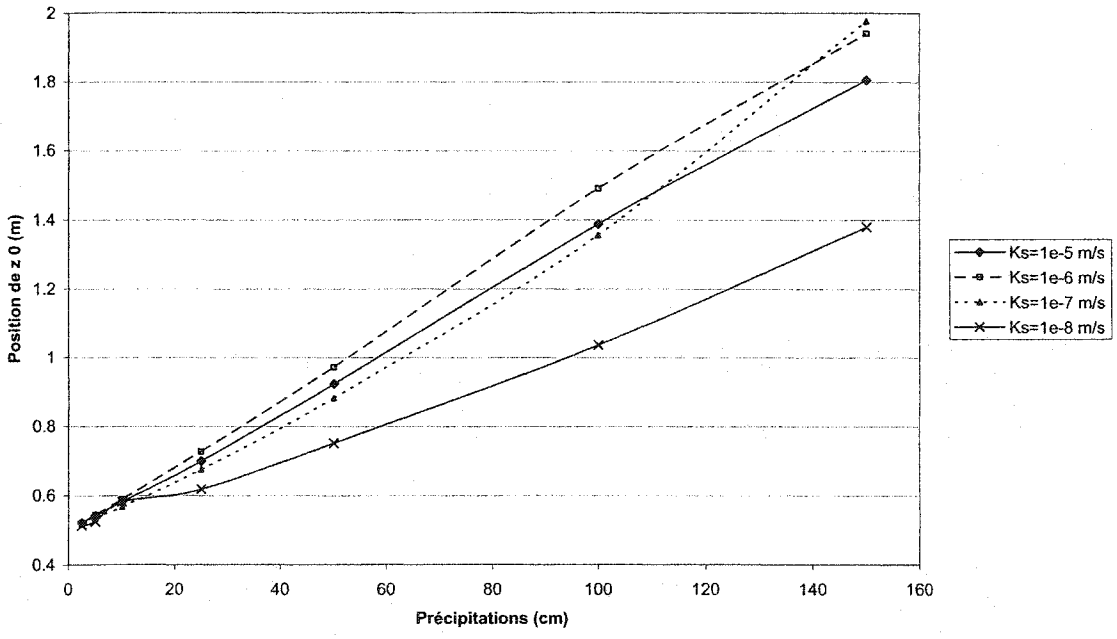


Figure 4.28 : Évolution de la position de z_0 par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 12,5 cm au-dessus de l'interface silt-sable.

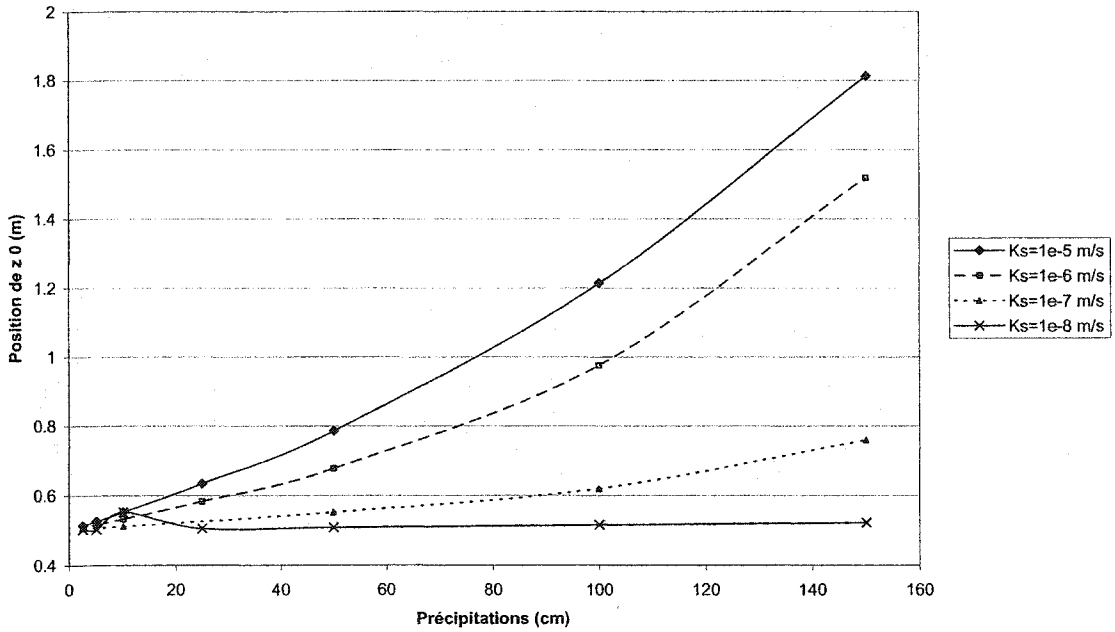


Figure 4.29 : Évolution de la position de z_0 par rapport à la quantité totale de précipitations après cinq jours à 1 m au-dessous de l'interface silt-sable.

4.5.3 Effets de l'épaisseur

Afin d'étudier les effets de la configuration, la couche de rétention (silt) est réduite à 25 cm d'épaisseur au lieu de 50 cm précédemment. Un schéma de la nouvelle géométrie se trouve à la figure 4.30. Pour ces deux épaisseurs, on compare ce qui se passe lorsque le taux de précipitation est de 10 cm/jr et de 20 cm/jr à 6,25 cm au-dessus de l'interface sable-silt (ligne d'observation). La conductivité hydraulique saturée du silt est k_s = $1*10^{-6}$ m/s pour les cas observés.

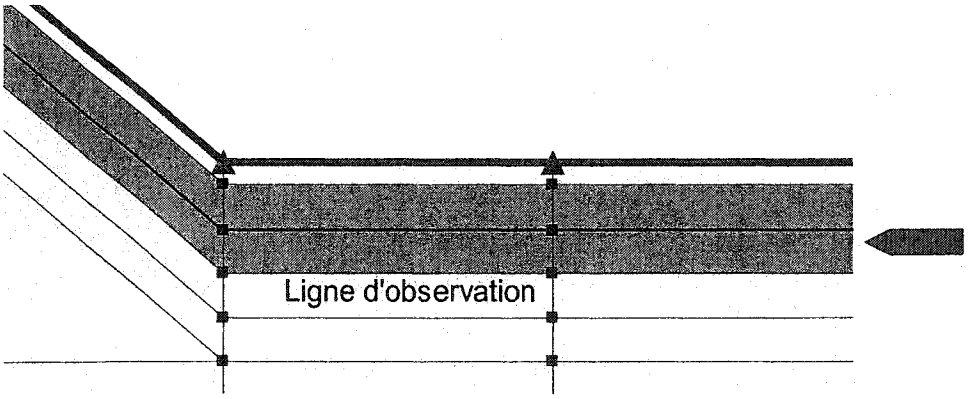


Figure 4.30 : Nouvelle géométrie : 25 cm d'épaisseur de silt

z 85

On observe l'évolution de z_{85} pour lequel la pression résiduelle = - 85 kPa en fonction des intensités de précipitations à la figure 4.31. Cette pression correspond à la pression qui est nécessaire pour que l'eau commence à s'infiltrer dans les rejets (sable) sous la couverture. Selon le nombre de journées de précipitations considérées et l'épaisseur de la couche de silt, la position de z_{85} varie. C'est pendant les périodes de pluie que la position change le plus. Ainsi, au fur et à mesure qu'on avance dans les cinq jours de mouillage, le point z_{85} "remonte" la pente. Les valeurs de z_{85} augmentent proportionnellement à la durée de la pluie, et la valeur de L_{eff} diminue dans les mêmes conditions. Par ailleurs, cette évolution est d'autant plus importante que le taux de précipitation est grand. Lorsqu'il y a 10 cm/jr de précipitations pendant cinq jours, z_{85} varie entre 9,169 m (1 h) et 10,212 m (jour 5) avec 25 cm de silt et entre 9,109 m et 9,506 m avec 50 cm de silt. L'intervalle est plus important dans le cas de 20 cm/jr de précipitations : z_{85} varie entre 9,175 m et 11,907 m avec 25 cm de silt et entre 9,109 m et 10,365 m avec 50 cm de silt. Plus z_{85} augmente, plus la valeur de L_{eff} diminue. Ainsi, plus la couche de silt est mince, plus l'effet des précipitations est marqué. De ce fait, lorsqu'on augmente l'épaisseur de la couche de silt, on améliore l'efficacité de la couverture.

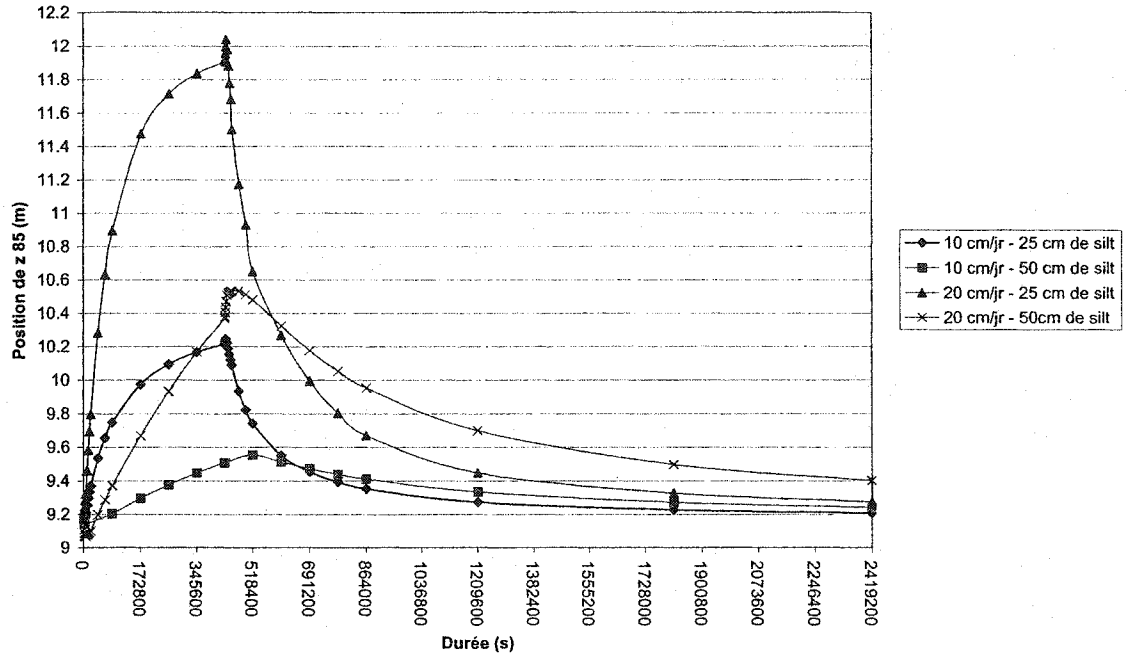


Figure 4.31 : Comparaisons entre les valeurs de z_{85} en fonction du temps avec une épaisseur de couverture et des précipitations variables.

z_5

L'évolution est moins marquée pour le point dont la pression d'entrée d'air est égale à - 5 kPa en fonction des intensités de précipitations, comme on peut le constater sur la figure 4.32. Cette figure présente des comparaisons entre les valeurs de z_5 en fonction du temps avec une épaisseur de couverture et des précipitations variables. Rappelons que la pression de - 5 kPa correspond à la pression où le sable à l'interface est pratiquement saturé. Pour un taux de précipitation et une épaisseur donnés, les valeurs de z_5 varient peu pendant les cinq jours de pluie. Pour une intensité de 10 cm/jr de précipitations, z_5 varie entre 1,184 m (1 h) et 1,434 m (jour 5) avec 25 cm de silt et entre 1,139 m et 1,474 m avec 50 cm de silt. Lorsqu'il tombe 20 cm de pluie par jour, z_5 varie entre 1,363 m (1 h) et 1,271 m (jour 5) quand il y a 25 cm de silt, et entre 1,926 m et 2,012 m avec 50 cm de silt. À partir du jour 2 (10 cm/jr) et entre les jours 1 et 2 (20 cm/jr), les valeurs de z_5 avec 50 cm de silt sont supérieures à celles observées avec 25 cm de silt.

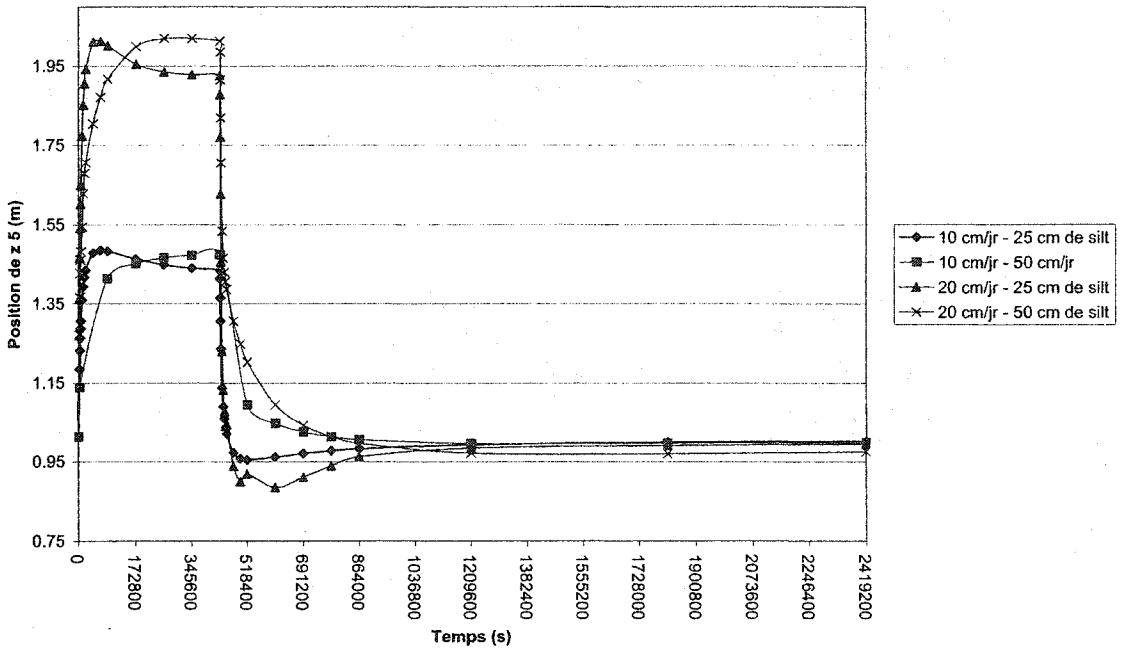


Figure 4.32 : Comparaisons entre les valeurs de z_5 en fonction du temps avec une épaisseur de couverture et des précipitations variables.

z_0

L'évolution de z_0 présente les mêmes tendances que celle de z_5. À ce point, la pression d'entrée d'air = 0 kPa, le silt et le sable sont saturés et il n'y a donc plus d'effet de barrière capillaire. Pour un taux de précipitation et une épaisseur donnés, les valeurs de z_0 varient peu pendant les cinq jours de pluie. La figure 4.33 montre des comparaisons entre les valeurs de z_0 en fonction du temps avec une épaisseur de couverture et des précipitations variables. Pour une intensité de 10 cm/jr de précipitations, z_0 varie entre 0,685 m (1 h) et 0,885 m (jour 5) avec 25 cm de silt et entre 0,639 m et 0,972 m avec 50 cm de silt. Lorsqu'il tombe 20 cm de pluie par jour, z_0 varie entre 0,875 m (1 h) et 1,302 m (jour 5) quand il y a 25 cm de silt, et entre 0,789 m et 1,490 m avec 50 cm de silt. À partir du jour 1 (20 cm/jr) et entre les jours 1 et 2 (10 cm/jr), les valeurs de z_0 avec 50 cm de silt sont supérieures à celles observées avec 25 cm de silt.

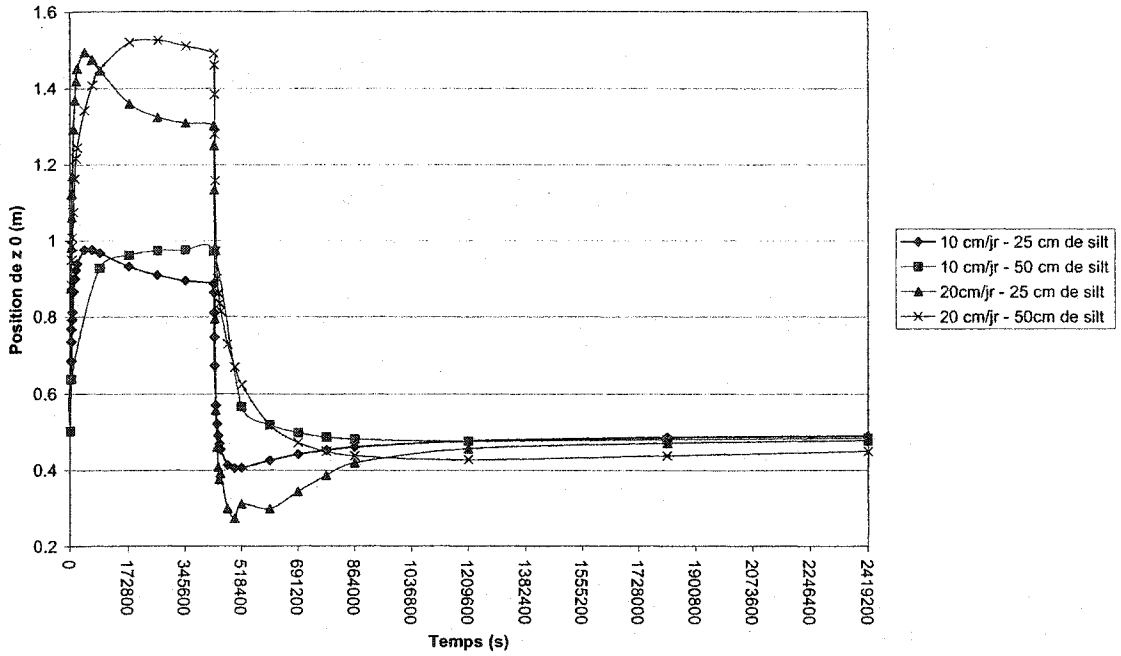


Figure 4.33 : Comparaisons entre les valeurs de z_0 en fonction du temps avec une épaisseur de couverture et des précipitations variables

4.5.4 Présence d'une couverture

L'influence d'une couverture placée sur les rejets est étudiée en comparant les résultats obtenus avec une couche de rétention d'eau de 50 cm (silt) et ceux sans couche entre le matériau drainant et les roches stériles. Le taux de précipitation considéré ici est de 10 cm/jr et de 20 cm/jr. Les résultats sont extraits dans les deux cas à z = 0,125 m, soit à 12,5 cm au-dessus de l'interface silt-sable (dans le cas d'une couverture). La géométrie du modèle sans couverture, incluant la ligne d'observation considérée, est montrée à la figure 4.34. La conductivité hydraulique saturée du silt (couverture) est $k_s = 1*10^{-6}$ m/s pour les cas analysés.

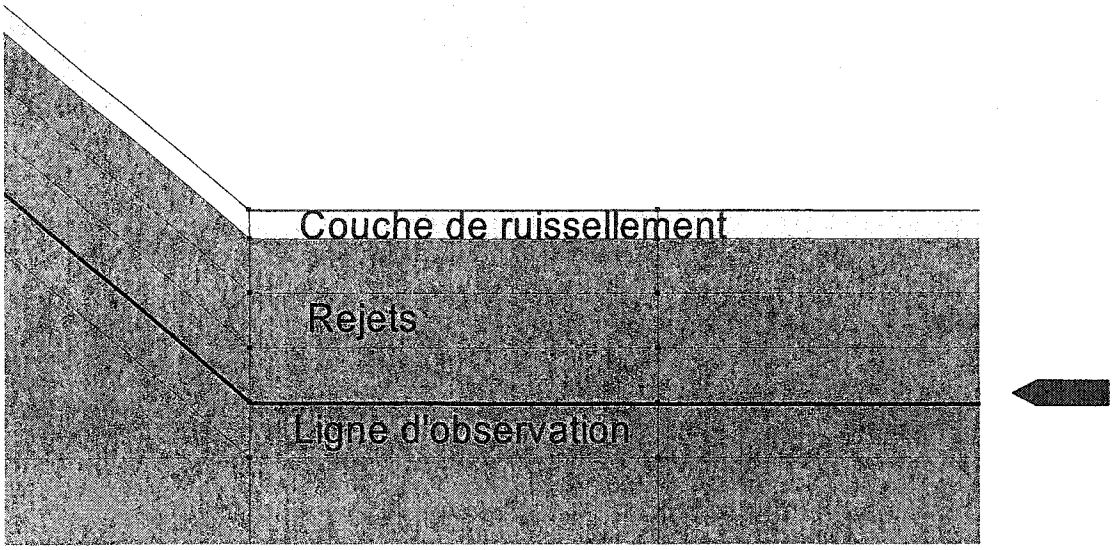


Figure 4.34 : Géométrie d'une partie du modèle pour le cas sans couverture, avec la ligne d'observation utilisée pour observer l'évolution du milieu.

Observons l'évolution de la valeur du z_{85} en fonction des intensités de précipitation à la figure 4.35. Selon le nombre de journées de précipitations considérées et la présence ou l'absence de la couche de silt en surface, la position de z_{85} varie. À mesure que les jours de mouillage passent, le point z_{85} tend à "remonter" le long de la pente. Les valeurs de z_{85} augmentent généralement avec la durée de la pluie et la quantité d'eau déversée sur le système. Lorsqu'il y a 10 cm/jr de précipitations pendant cinq jours, z_{85} varie entre 9,14 m (1 h) et 9,94 m (jour 5) sans couverture, et entre 9,14 m et 9,51 m avec une couverture de silt de 50 cm d'épaisseur. L'effet de la profondeur a son importance ici pour l'interprétation des résultats. La variation est plus importante dans le cas de 20 cm/jr de précipitations : z_{85} varie entre 9,18 m (1 h) et 11,50 m (jour 5) sans couverture, et entre 9,18 m et 10,37 m avec une couverture. La présence de la couverture réduit l'effet des précipitations sur l'évolution du z_{85}, qui sert à déterminer la position du point DDL. Il convient de noter que l'analyse de la variation des valeurs de z_{85} aurait pu être complétée par une analyse de la variation des valeurs du débit d'infiltration.

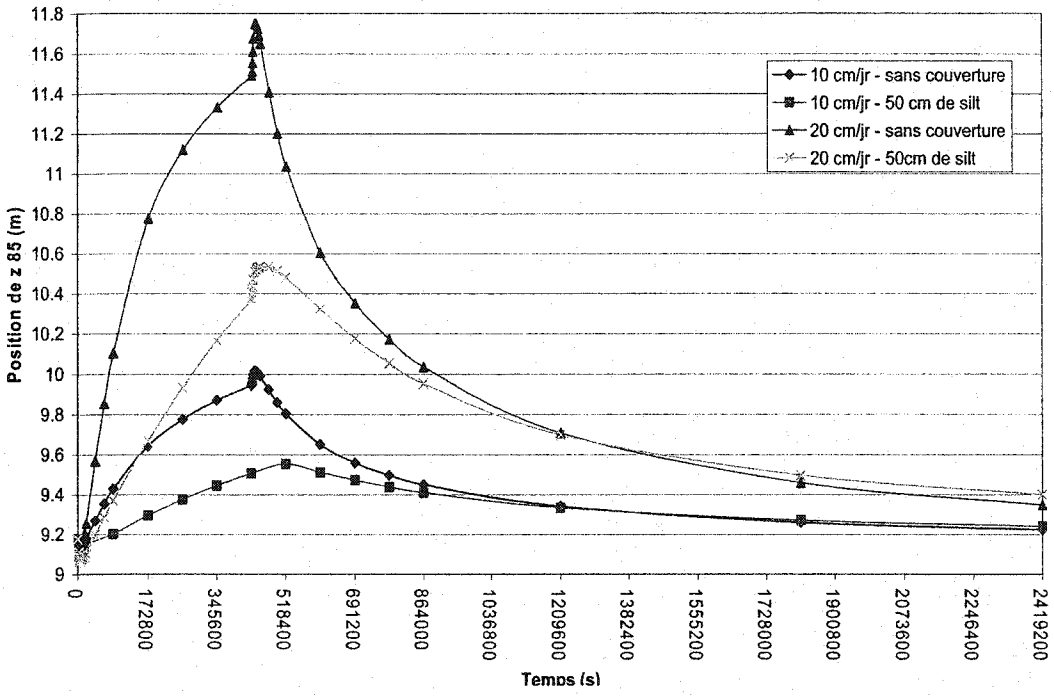


Figure 4.35 : Comparaisons entre les valeurs de z_{85} en fonction du temps en présence et en absence de couverture et avec des précipitations variables.

4.5.5 Succion et teneur en eau à travers la CEBC

Afin de donner un autre aperçu de la distribution de l'eau, plusieurs sections de la couverture sont analysées: x_1 = 10 m, x_2 = 26 m, x_3 = 36 m, x_4 = 46 m, x_5 dans la pente (silt) - à 12,5 cm au-dessus de l'interface silt-sable et x_6 dans la pente (sable) - à 1 m au-dessous de l'interface silt-sable (voir la figure 4.36). Le choix de ces endroits permet de mieux comprendre le comportement de la couverture dans sa partie horizontale, ainsi que dans le haut, dans le milieu et dans le bas de la pente, en cas de précipitations d'intensités variables. On observe ici les valeurs de la pression et de la teneur en eau en fonction de l'élévation selon l'axe z et de la distance selon l'axe x, et ce, lorsque la conductivité hydraulique saturée du silt est de $1*10^{-6}$ m/s et que les taux de précipitations sont de 10 cm/jr et 30 cm/jr.

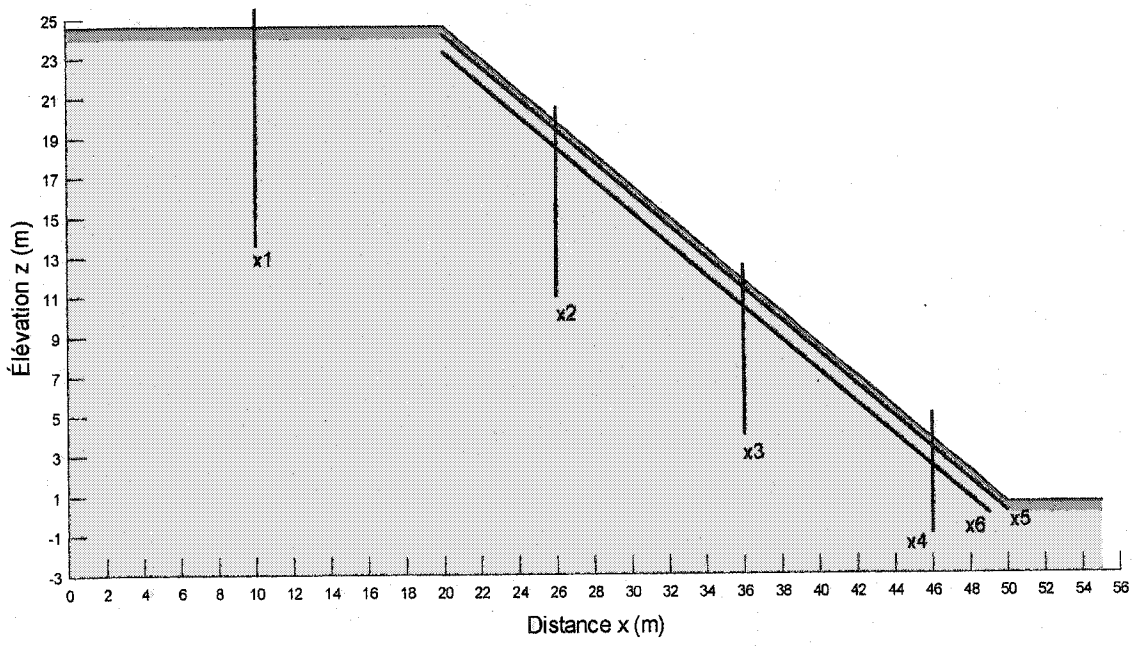


Figure 4.36 : Sections x_1, x_2, x_3, x_4, x_5 et x_6 effectuées dans la CEBC.

x_1

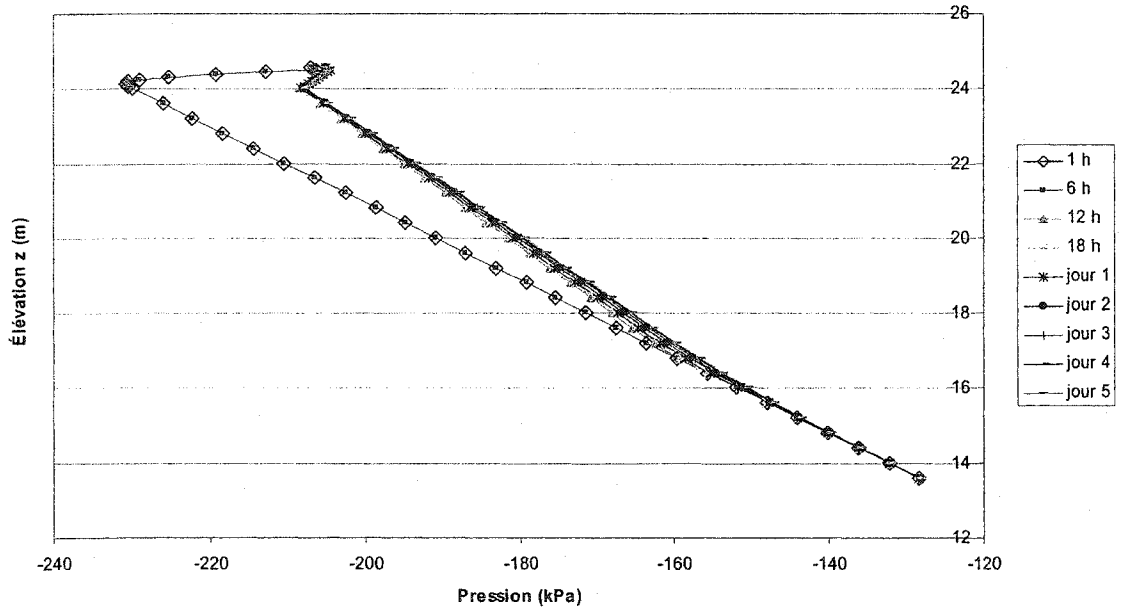
Les profils de succion permettent de différencier les trois couches. Toutefois, la couche drainante étant très fine, on voit assez mal ce qui s'y passe pour la variation de la succion. L'observation des profils de succion obtenus entre la première heure de pluie et l'arrêt des précipitations (jour 5) de la figure 4.37 permet de constater qu'il y a une évolution continue dans les cas de 10 cm/jr et 30 cm/jr. À partir d'une élévation z = 16 m et en-dessous, une progression vers un état hydrostatique s'opère, les courbes sont donc toutes confondues. Cela est constaté lorsque la section x_1 est prolongée dans la CEBC au complet comme dans la figure 4.40. En particulier, à 10 cm/jr de taux de précipitation, un régime permanent ou presque est atteint après le premier jour. La même tendance vers un état hydrostatique a été observée pour les sections suivantes (mais les figures ne seront pas présentées par souci de concision).

Du début des précipitations jusqu'au jour 5, on observe que dans le silt, la valeur de la succion diminue lorsque l'élévation augmente, tandis que la valeur de la succion

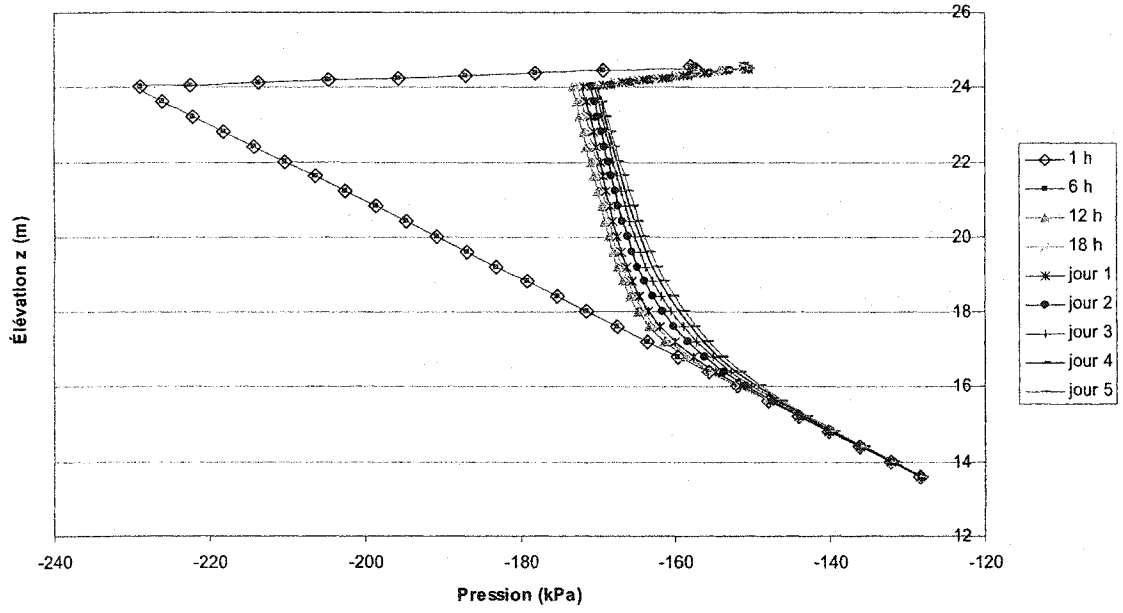
augmente quand l'élévation augmente dans le sable (rejets). L'évolution dans le temps est particulièrement marquée entre les courbes « 6 h » et « 12 h » (10 cm/jr) et entre les courbes « 1 h » et « 6 h » (30 cm/jr). Les courbes « 1 h » et « 6 h », et celles situées après « 12 h » (10 cm/jr) ainsi que les courbes situées après « 6 h » (30 cm/jr) sont très proches les unes des autres. Plus l'intensité des précipitations déversées sur le système est importante, plus les effets se font rapidement sentir et sont marqués dans un intervalle de temps donné. Peu importe le taux de précipitation, la tendance est la même.

La figure 4.38 représente les profils de la pression en fonction de l'élévation z de la fin des précipitations (jour 6) jusqu'à la fin de la période considérée (jour 28), pour 10 et 30 cm/jr de précipitation. On ne distingue pas nettement les couches de silt et de sable. La valeur de la succion augmente quand l'élévation augmente, et les courbes sont pratiquement confondues (10 cm/jr). Dans le cas de 30 cm/jr, seules les courbes représentant les jour 6 et 7 se détachent des autres. Plus le drainage avance dans le temps, plus la succion augmente dans la CEBC et plus les courbes se rapprochent d'une situation d'équilibre. Le retour à un équilibre hydrostatique se fait rapidement pour 10 cm/jr d'intensité de précipitation.

La teneur en eau volumique montrée à la figure 4.39 passe d'environ 0,01 (surface) à 0,06 (interface silt-sable). Par la suite, la valeur reste égale à 0,06 dans le sable pour un taux de précipitation de 10 cm/jr ou de 30 cm/jr. Il n'y a pas d'eau qui entre dans les rejets.

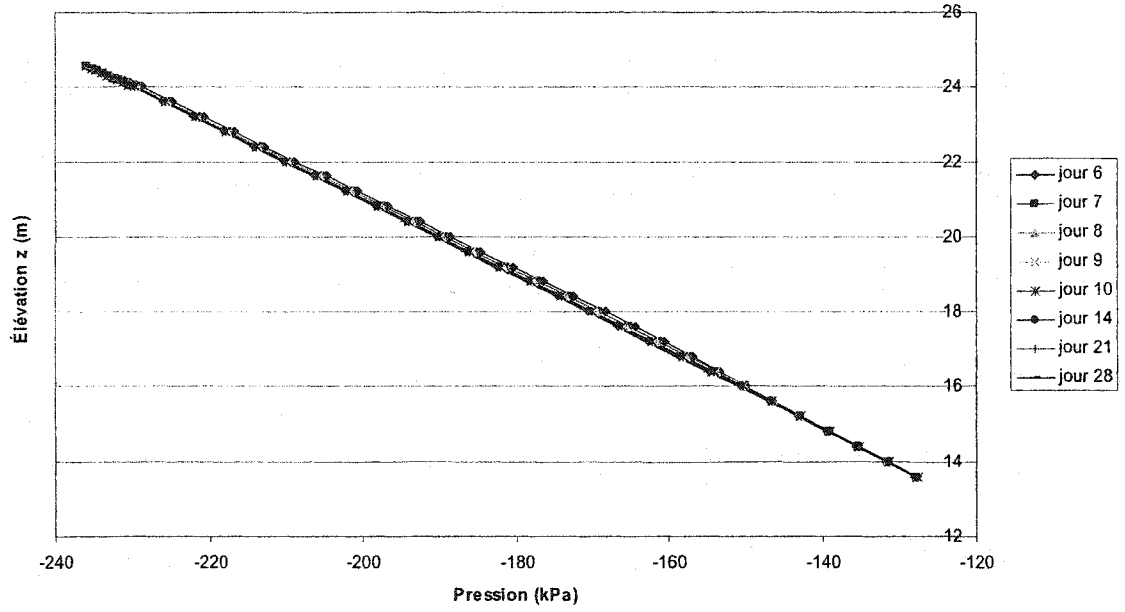


a)

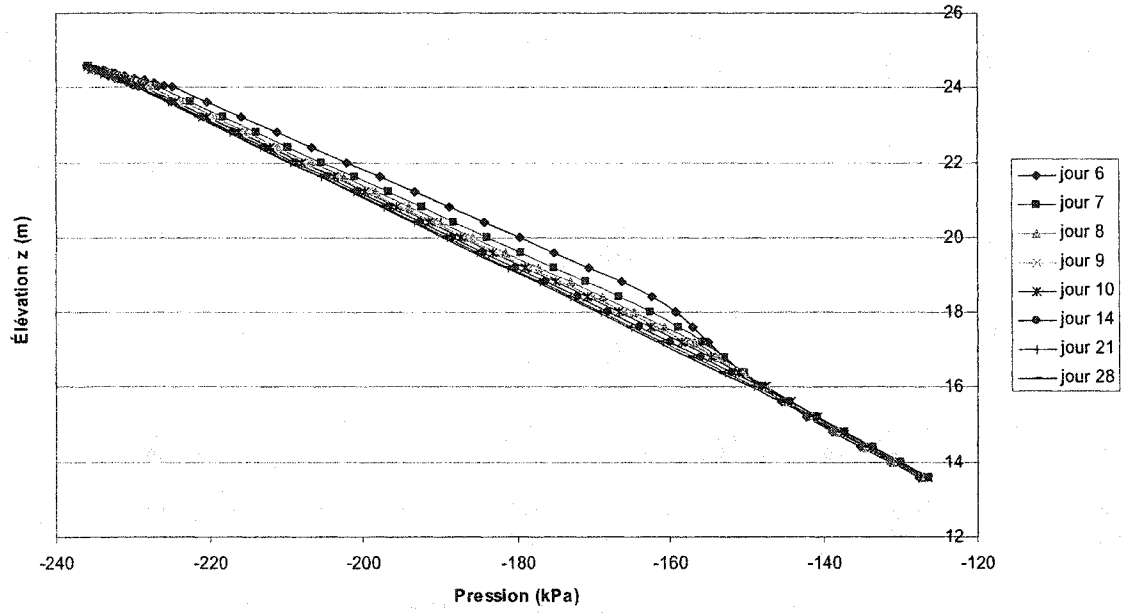


b)

Figure 4.37 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_1 pendant 5 jours de précipitations et des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).

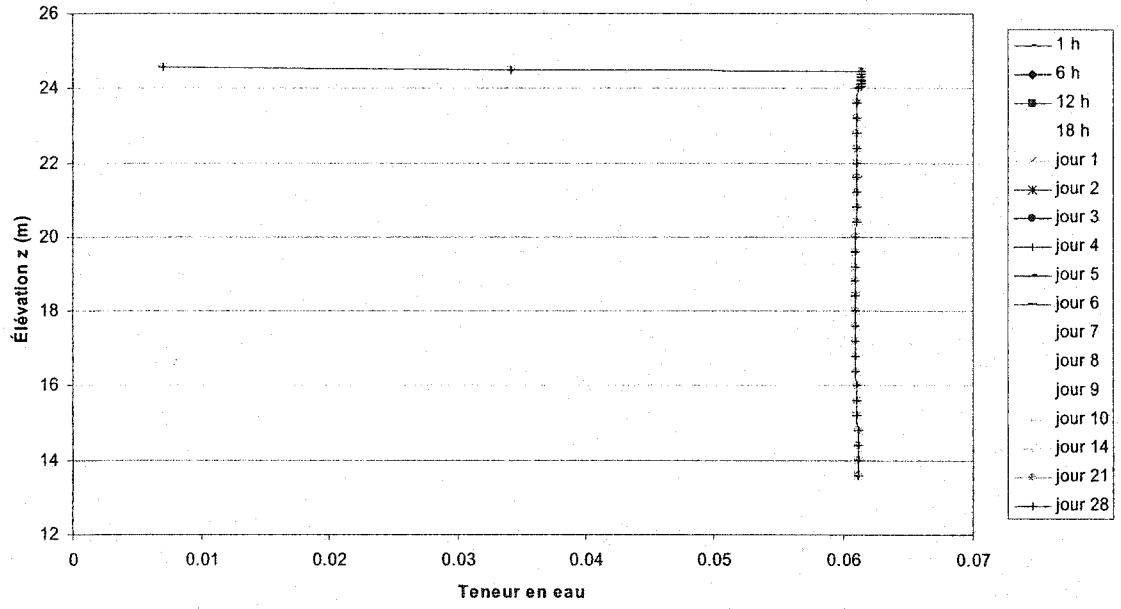


a)

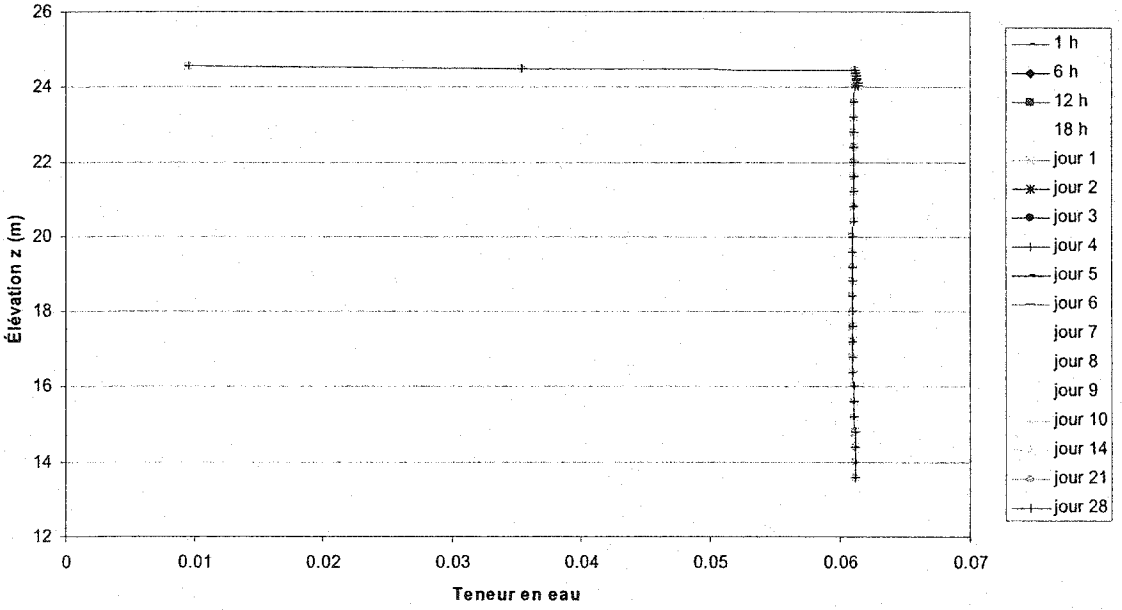


b)

Figure 4.38 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_1 pendant 23 jours de drainage après des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).



a)



b)

Figure 4.39 : Variation de la teneur en eau volumique en fonction de l'élévation pour x_1 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).

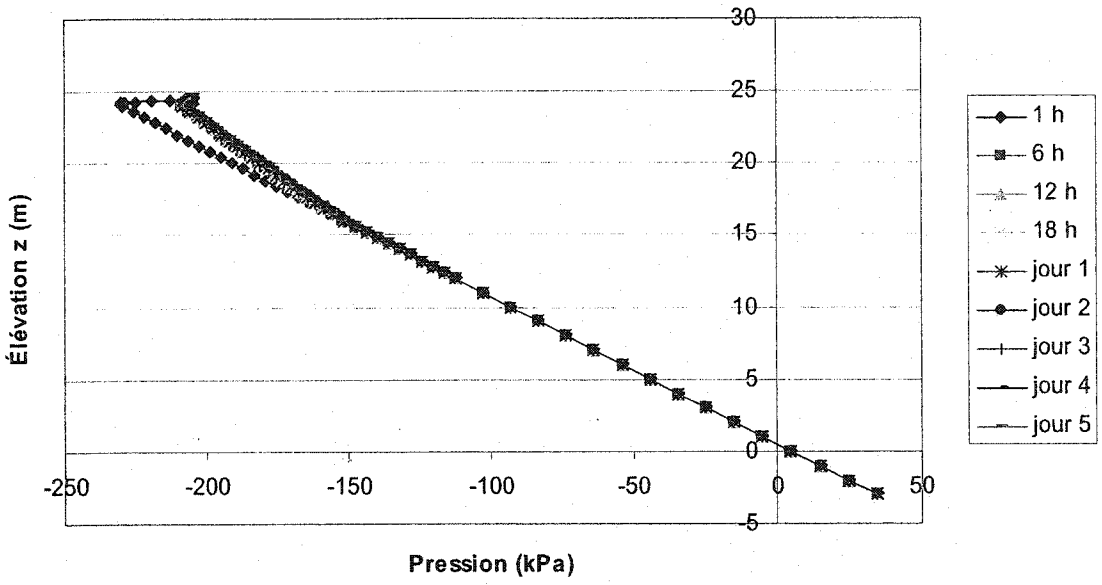


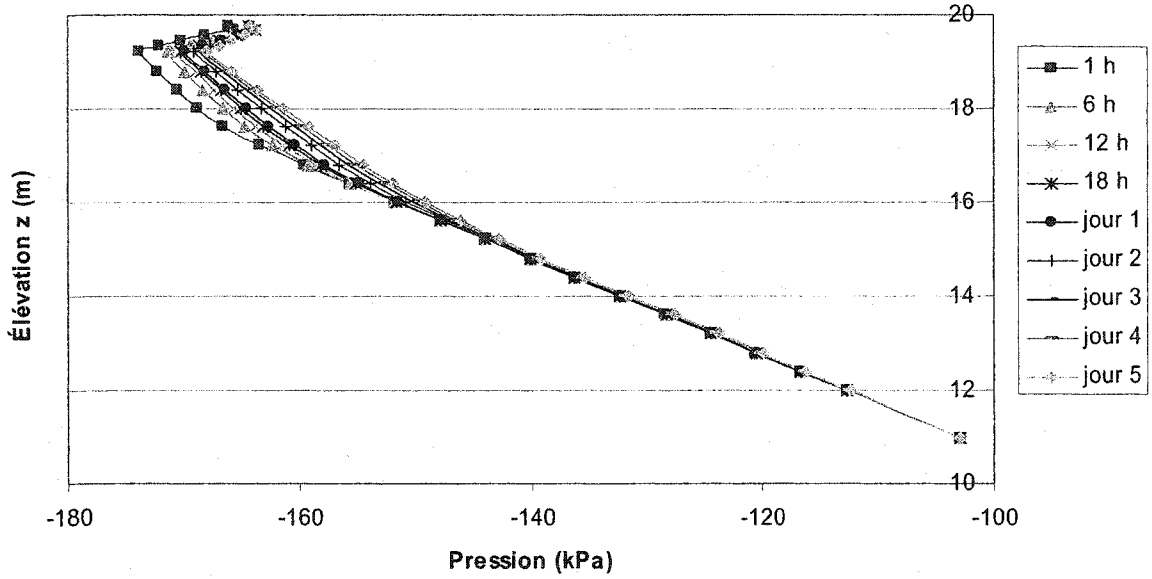
Figure 4.40 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour une section prolongée de x_1 pendant 5 jours de précipitations et une intensité de 10 cm/jr.

x_2

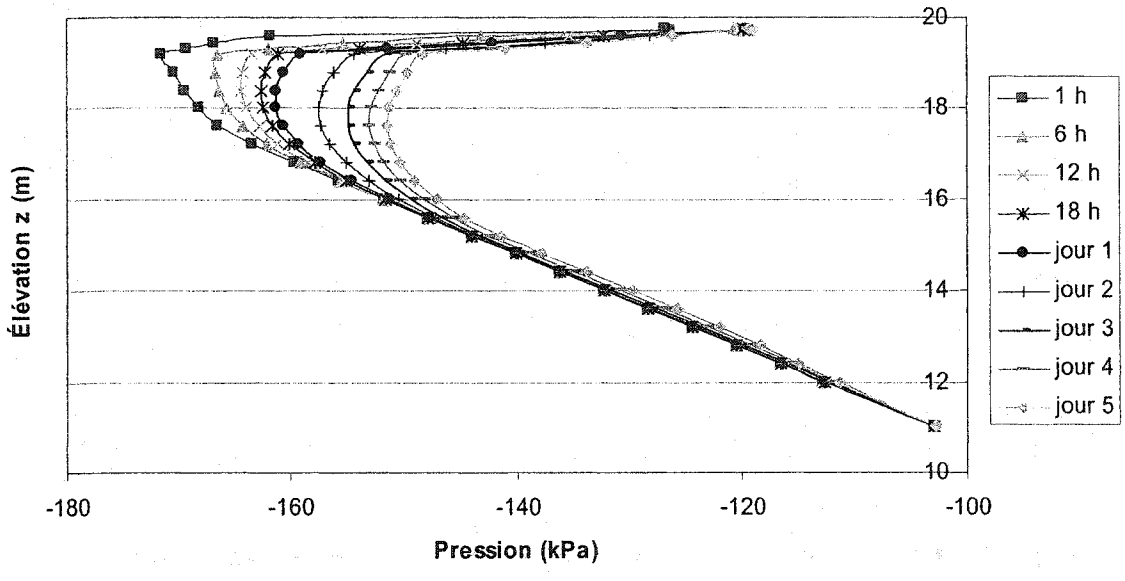
La section x_2 se trouve dans le haut de la pente. Les profils de succion permettent de différencier les trois matériaux. La figure 4.41 représente les profils de succion en fonction de l'élévation z de la première heure de pluie jusqu'à l'arrêt des précipitations (jour 5) pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. Les profils de succion obtenus montrent qu'il y a une évolution continue. Du début des précipitations jusqu'au jour 5, la valeur de la succion diminue lorsque l'élévation augmente dans le silt, tandis que la valeur de la succion augmente quand l'élévation augmente dans le sable. L'évolution de la succion dans le temps est progressive et régulière pour les intensités de précipitations considérées. Plus l'intensité des précipitations est importante, plus les variations de la succion se font à l'intérieur d'intervalles de valeurs de succion importants pour un intervalle de temps donné.

Pendant la période de drainage (du jour 6 au jour 28), on ne distingue pas nettement les couches de silt et de sable et la valeur de la succion augmente quand l'élévation augmente pour les courbes obtenues. Les courbes sont pratiquement confondues (10 cm/jr) et plus espacées. Celles représentant les jour 6 et 7 se détachent des autres qui sont presque parallèles, puis finissent par tendre vers un état hydrostatique. Plus le drainage avance dans le temps, plus la succion augmente dans la CEBC et plus les courbes se rapprochent d'une situation d'équilibre. La figure 4.42 représente les profils de succion en fonction de l'élévation z pour x_2 de la fin des précipitations (jour 6) jusqu'à la fin de la période considérée (jour 28) pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. Les profils de succion montrent que les effets de l'infiltration se font plus ressentir dans le haut de la pente que dans la partie horizontale de la CEBC.

Les profils de teneur en eau sont similaires à ceux de la section x_1. La figure 4.43 montre les profils de teneur en eau en fonction de l'élévation z pour x_2 pendant cinq jours de pluie et vingt-trois jours de drainage pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. La teneur en eau volumique passe d'environ 0,01 (surface) à 0,06 (interface silt-sable). Par la suite, la valeur reste égale à 0,06 dans le sable qu'il y ait un taux de précipitation de 10 cm/jr ou de 30 cm/jr. On constate qu'il n'y a pas d'eau qui entre dans les rejets.

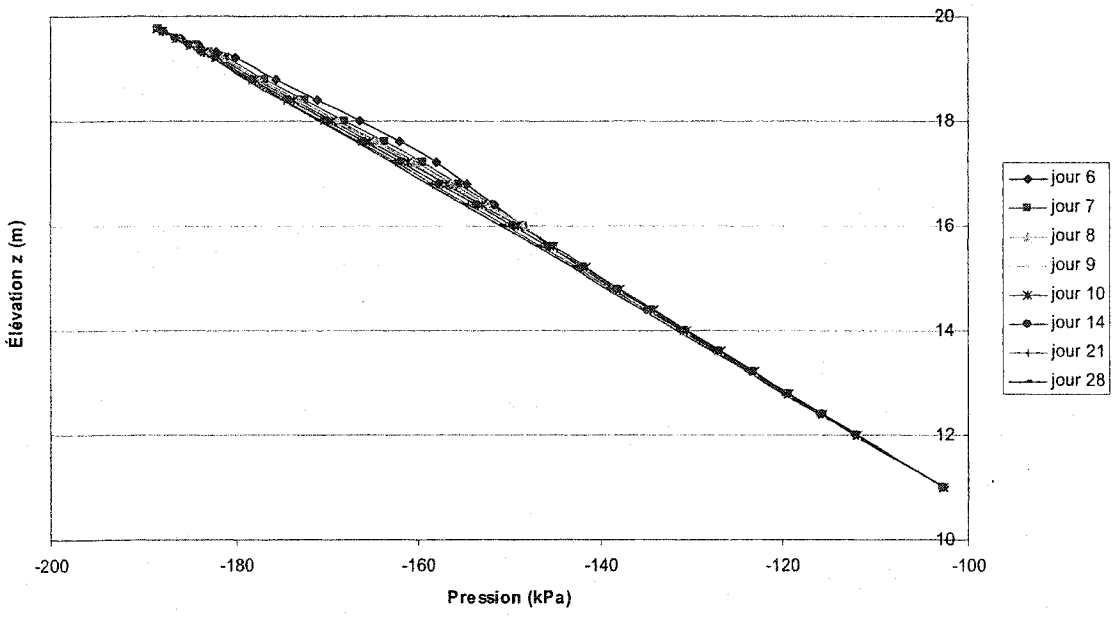


a)

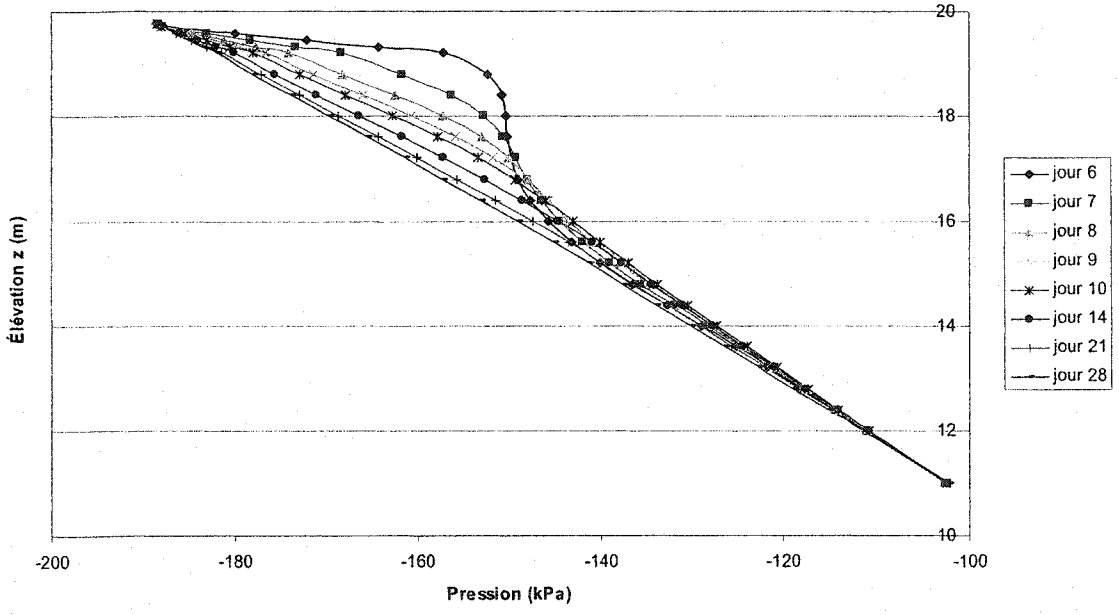


b)

Figure 4.41 : Variation la pression en fonction de l'élévation pour x_2 pendant 5 jours de précipitations et des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).

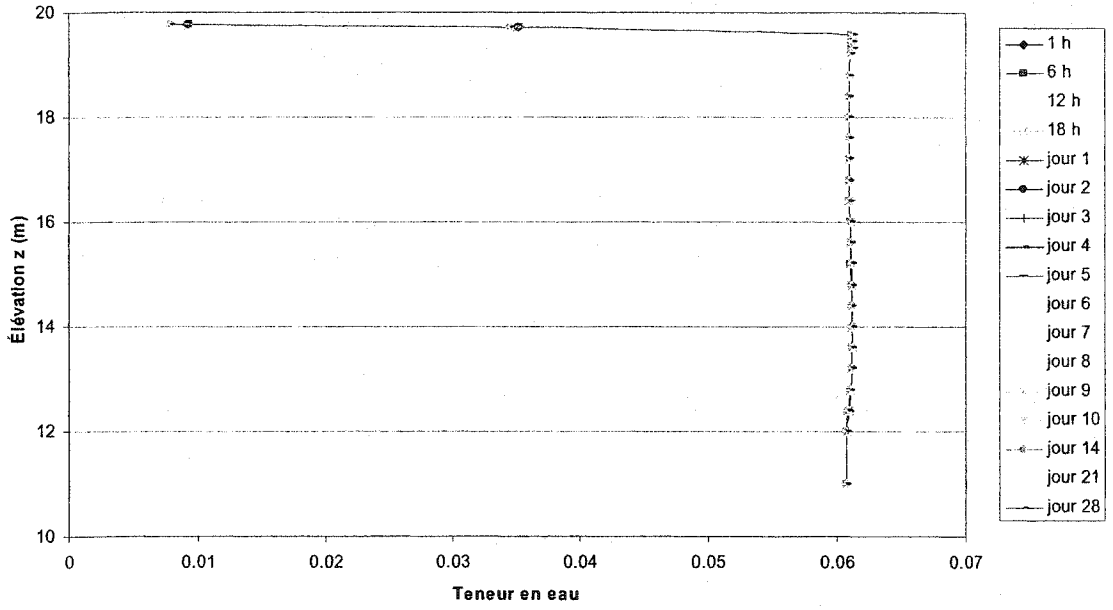


a)

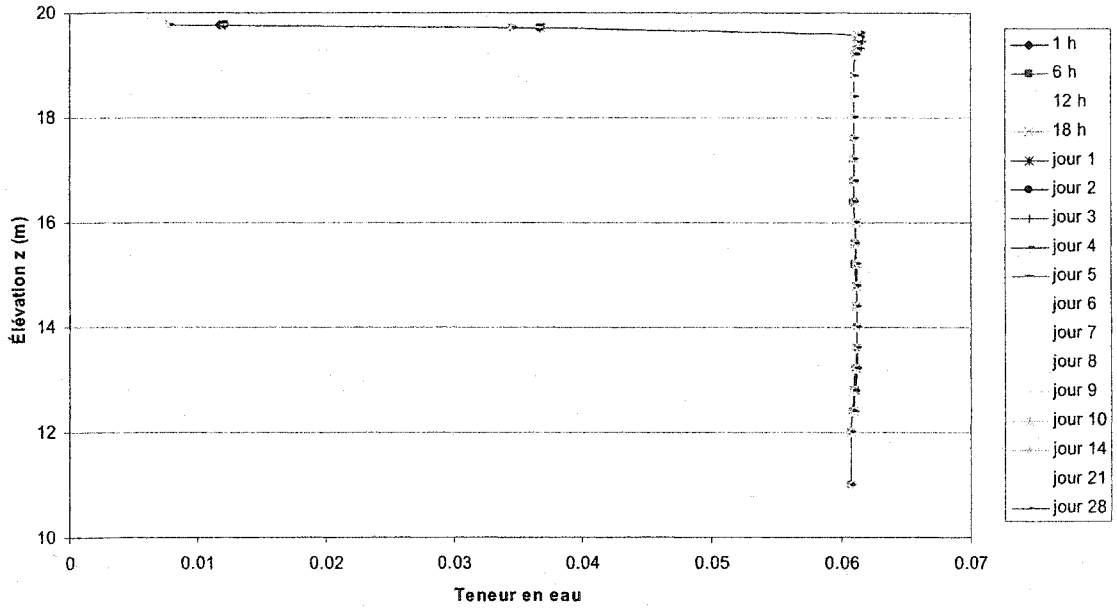


b)

Figure 4.42 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_2 pendant 23 jours de drainage après des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).



a)



b)

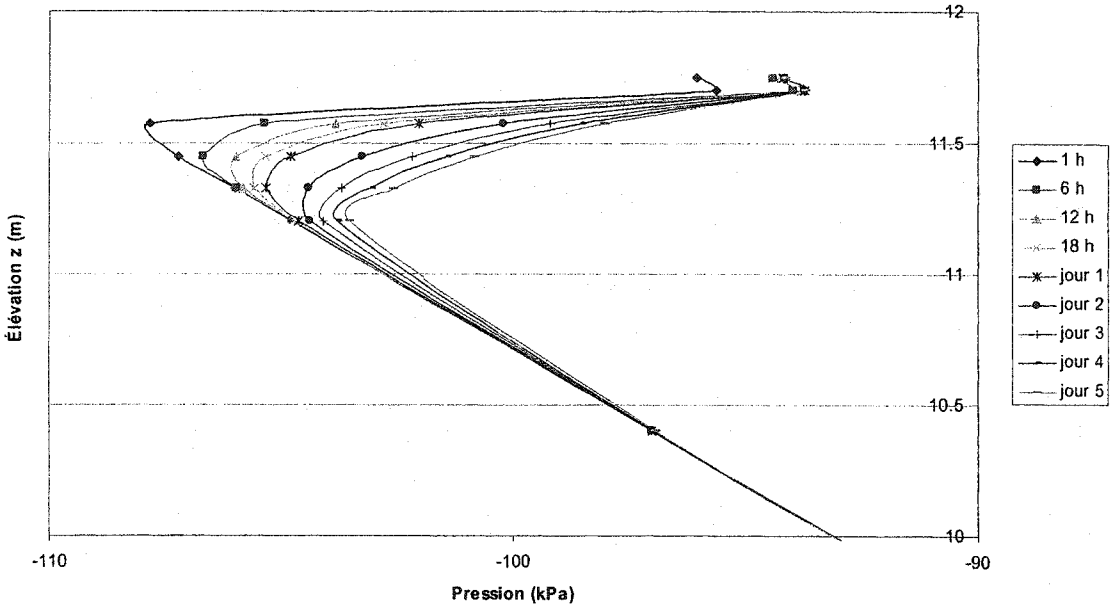
Figure 4.43 : Variation de la teneur en eau en fonction de l'élévation pour x_2 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).

x_3

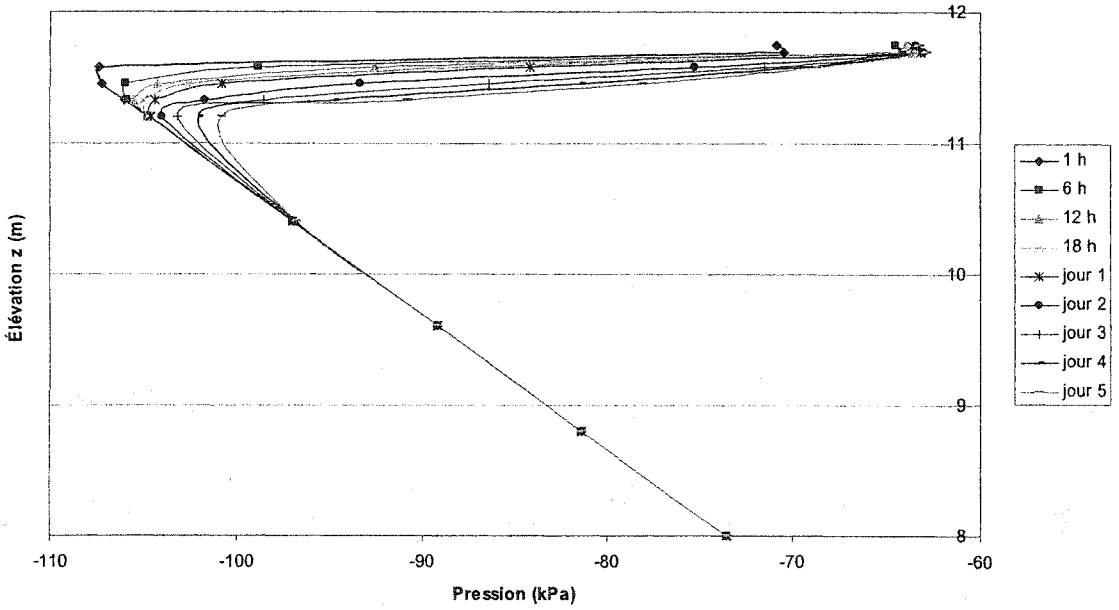
La section x_3 se trouve dans le milieu de la pente. Les profils de succion permettent de différencier les trois matériaux. Les profils de succion démontrent une évolution continue lors des cinq journées de pluie. La figure 4.44 représente les profils de succion en fonction de l'élévation z pour x_3 de la première heure de pluie jusqu'à l'arrêt des précipitations (jour 5) pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. Jusqu'au jour 5, la valeur de la succion diminue lorsque l'élévation augmente dans le silt, tandis que la valeur de la succion augmente quand l'élévation augmente dans le sable. L'évolution de la succion dans le temps est progressive et régulière pour les intensités de précipitations considérées (comme dans la section x_2). De même, plus l'intensité des précipitations est importante, plus les variations de la succion se font à l'intérieur d'intervalles de valeurs de succion importants pour un intervalle de temps donné. On constate qu'il y a peu d'accumulation dans la couche de silt pour les 10 et 30 cm/jr de pluie.

Pendant la période de drainage (du jour 6 au jour 28), la valeur de la succion augmente quand l'élévation augmente pour les courbes obtenues. On distingue les trois matériaux quand il y a assez d'infiltration pour que les succions diffèrent assez d'un matériau à l'autre (30 cm/jr) ; sinon on ne peut faire la distinction (10 cm/jr). Les courbes sont toutes assez espacées, puis finissent par atteindre un état hydrostatique. La figure 4.45 représente les profils de succion en fonction de l'élévation z pour x_3 de la fin des précipitations (jour 6) jusqu'à la fin de la période considérée (jour 28) pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. Plus le temps de drainage augmente, plus la succion augmente dans la CEBC et plus les courbes se rapprochent d'une situation d'équilibre (10 cm/jr). Après le jour 28, l'équilibre n'est pas atteint pour 30 cm/jr de précipitations. Les profils de succion montrent que les effets de l'infiltration se font plus ressentir dans le milieu de la pente que dans le haut ou dans la partie horizontale de la CEBC lorsque les précipitations augmentent en intensité. Par ailleurs, la localisation au niveau de la pente influence la durée requise pour atteindre l'équilibre.

Les profils de teneur en eau diffèrent selon la l'intensité de pluie contrairement aux deux sections précédentes. Dans le cas de 10 cm/jr de pluie, les courbes sont confondues. La teneur en eau volumique passe d'environ 0,01 (surface) à 0,06 (interface silt-sable). Par la suite, la valeur reste égale à 0,06 dans le sable. La figure 4.46 montre les profils de teneur en eau en fonction de l'élévation z pour x_3 pendant cinq jours de pluie et vingt-trois jours de drainage pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. Du début à la fin des précipitations, la teneur en eau augmente progressivement. L'effet DDL apparaît puisque la CEBC laisse passer l'eau ; il n'y a toutefois qu'une très faible percolation dans les rejets. Les valeurs de la pression d'entrée d'eau atteignent ici la valeur de -85 kPa dans les rejets, valeur à partir de laquelle l'eau peut commencer à y rentrer. Du début à la fin de la période de drainage, la teneur en eau diminue progressivement pour un taux de précipitations 30 cm/jr.

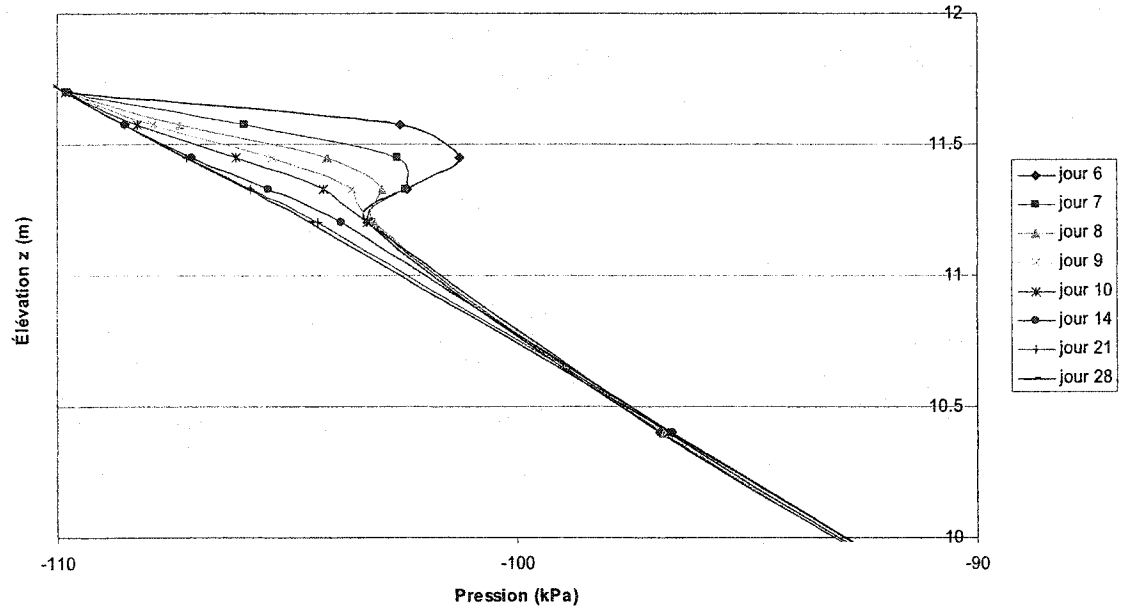


a)

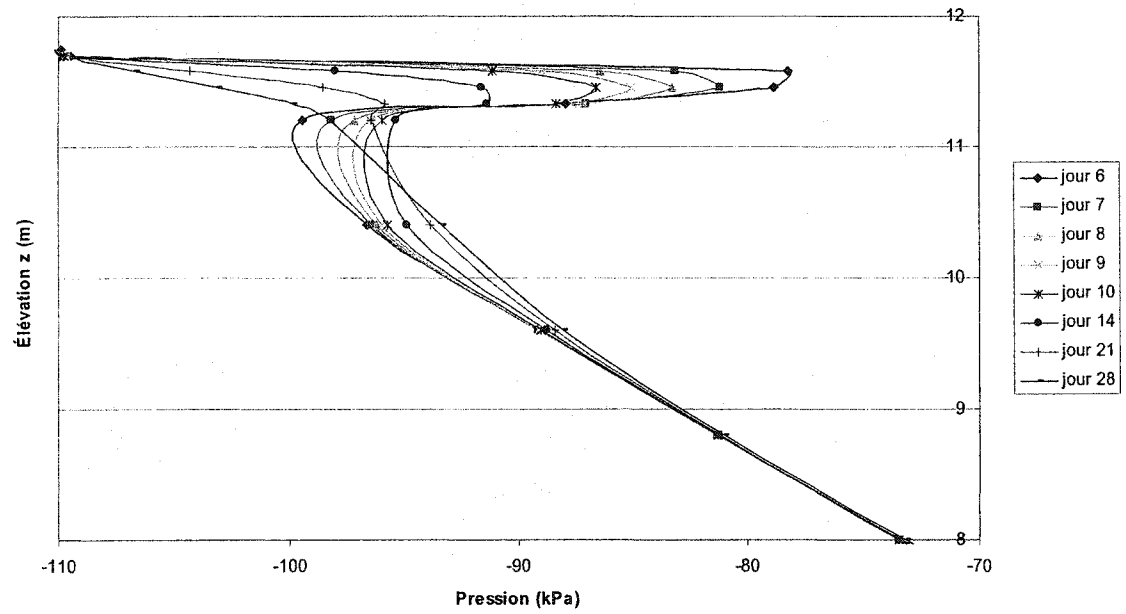


b)

Figure 4.44 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_3 pendant 5 jours de précipitations et des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).

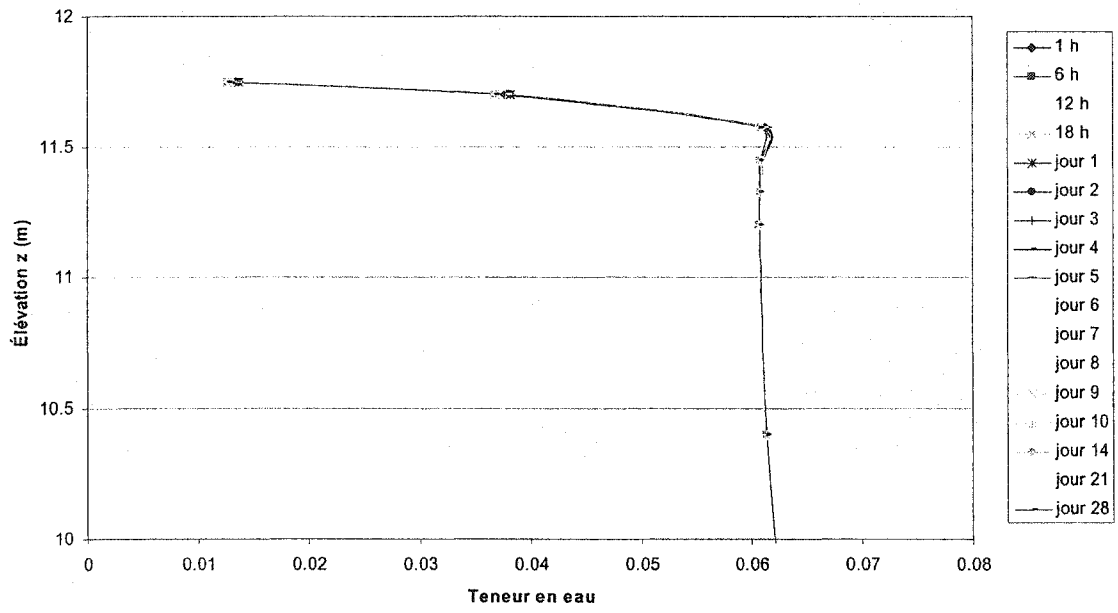


a)

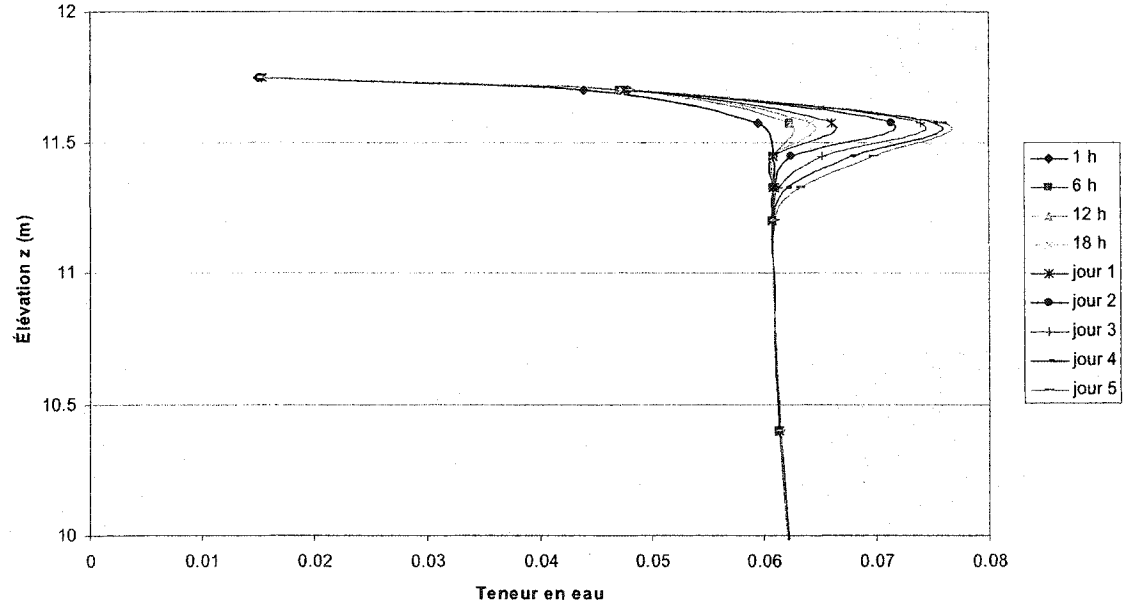


b)

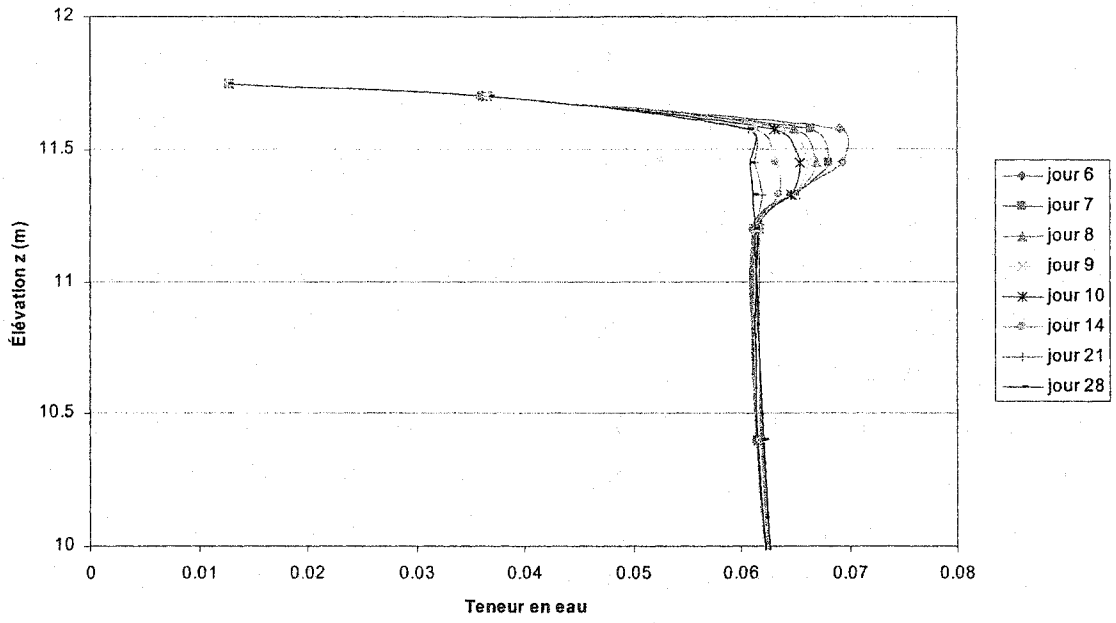
Figure 4.45 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_3 pendant 23 jours de drainage après des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).


12
11.5
11
10.5
10
Élévation z (m)
0
0.01
0.02
0.03
0.04
0.05
0.06
0.07
0.08
Teneur en eau
1 h
6 h
12 h
18 h
jour 1
jour 2
jour 3
jour 4
jour 5
jour 6
jour 7
jour 8
jour 9
jour 10
jour 14
jour 21
jour 28

a)


12
11.5
11
10.5
10
Élévation z (m)
0
0.01
0.02
0.03
0.04
0.05
0.06
0.07
0.08
Teneur en eau
1 h
6 h
12 h
18 h
jour 1
jour 2
jour 3
jour 4
jour 5

b)



b')

Figure 4.46 : Variation de la teneur en eau en fonction de l'élévation pour x_3 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage après des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b et b').

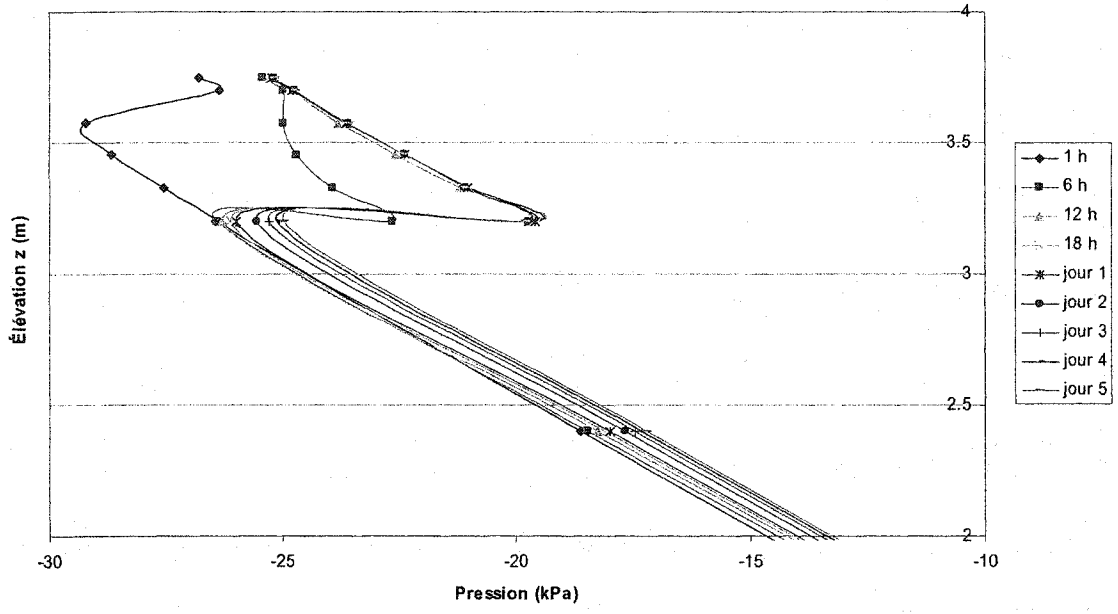
x_4

La section x_4 se trouve dans le bas de la pente. Sur la figure 4.47 on peut voir que jusqu'à la fin de la pluie (jour 5), la valeur de la succion diminue lorsque l'élévation augmente dans le silt, tandis que la valeur de la succion augmente quand l'élévation augmente dans les rejets. L'évolution dans le temps est particulièrement marquée dans le silt entre les courbes « 6 h » et « 12 h » (10 cm/jr) et entre les courbes « 1 h » et « 6 h » (30 cm/jr) comme pour la section x_1. Les courbes situées après « 12 h » (10 cm/jr) ainsi que les courbes situées après « 6 h » (30 cm/jr) sont pratiquement confondues. Plus l'intensité des précipitations déversées sur le système est importante, plus les effets se font rapidement sentir et sont marqués dans un intervalle de temps donné. Peu importe le taux de précipitations, la tendance est la même.

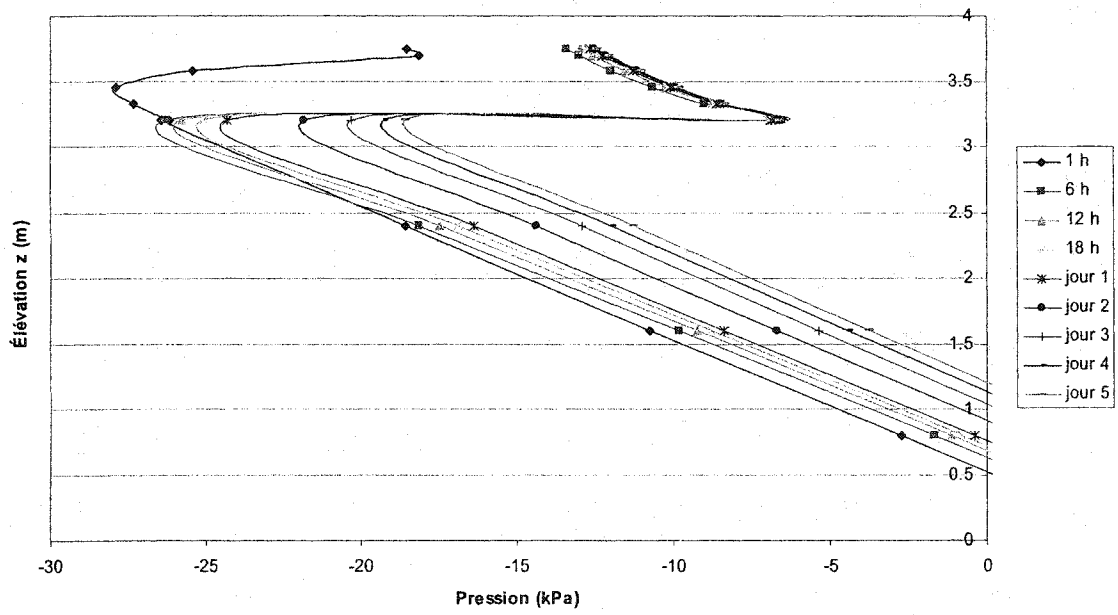
Pendant que le drainage a cours, les courbes situées dans le silt sont presque toutes confondues. La figure 4.48 représente les profils de succion en fonction de l'élévation z pour x_4 de la fin des précipitations (jour 6) jusqu'à la fin de la période considérée (jour 28) pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. Dans le rejet, la succion augmente quand l'élévation augmente. Pour une élévation donnée, lorsque les précipitations augmentent dans le temps, la succion diminue. De même, la succion augmente lorsque la période de drainage augmente. Similairement aux sections précédentes, plus l'intensité des précipitations déversées sur le système est importante, plus les effets se font rapidement sentir et sont marqués dans un intervalle de temps donné. La tendance se vérifie peu importe le taux de précipitations.

Les profils de teneur en eau diffèrent selon la quantité de pluie. Ainsi, dans le cas de 10 cm/jr de pluie, la teneur en eau volumique dans le silt passe de 0,29 (1 h) à 0,38 (de 6 h au jour 5) pour 10 et 30 cm/jr de pluie. Les figures 4.49 et 4.50 montrent les profils de teneur en eau en fonction de l'élévation z pour x_4 pendant cinq jours de pluie et vingt-trois jours de drainage pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. Au niveau du rejet, la

teneur en eau volumique est de 0,16 (1 h), et elle passe progressivement à 0,38 (jour 5). Les courbes au niveau des rejets sont pratiquement collées quand il y a 10 cm/jr de pluie, tandis qu'elles sont plus espacées dans le cas de 30 cm/jr de précipitations. La percolation est marquée ici, l'eau rentre dans les rejets. De façon similaire, du début à la fin de la période de drainage, la teneur en eau diminue progressivement pour un taux de précipitations donné. Comme pour la succion, des effets de l'infiltration rapide et marquée dans un intervalle de temps donné sont liés à l'intensité des précipitations. La tendance se vérifie peu importe le taux de précipitation. Les profils de succion et de teneur en eau volumique montrent que les effets de l'infiltration se font plus ressentir dans le bas de la pente que n'importe où dans la CEBC lorsque les précipitations augmentent en intensité.

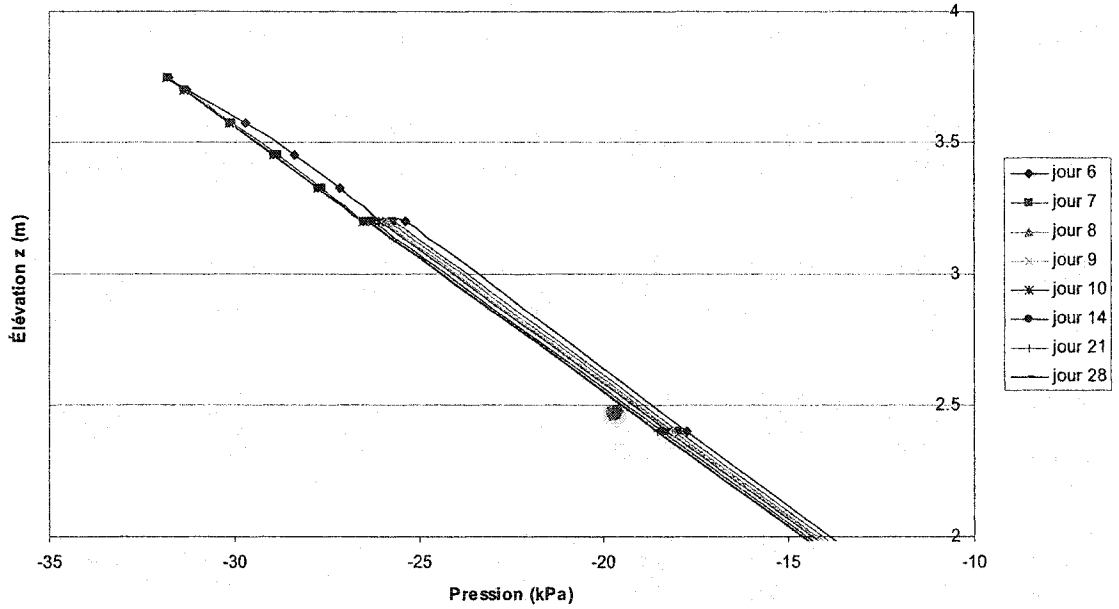


a)

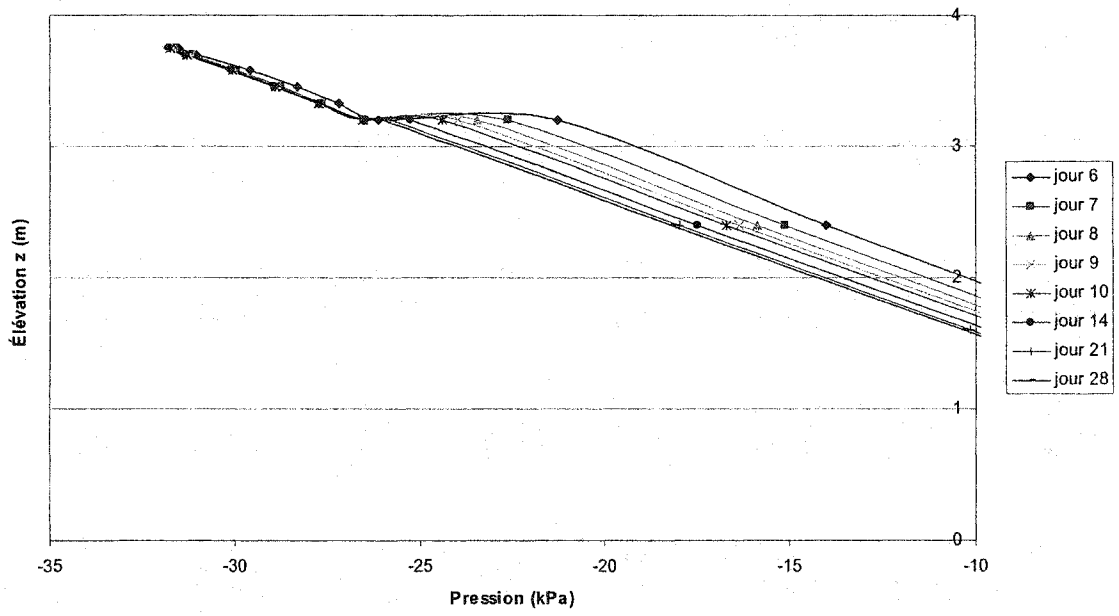


b)

Figure 4.47 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_4 pendant 5 jours de précipitations et des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).

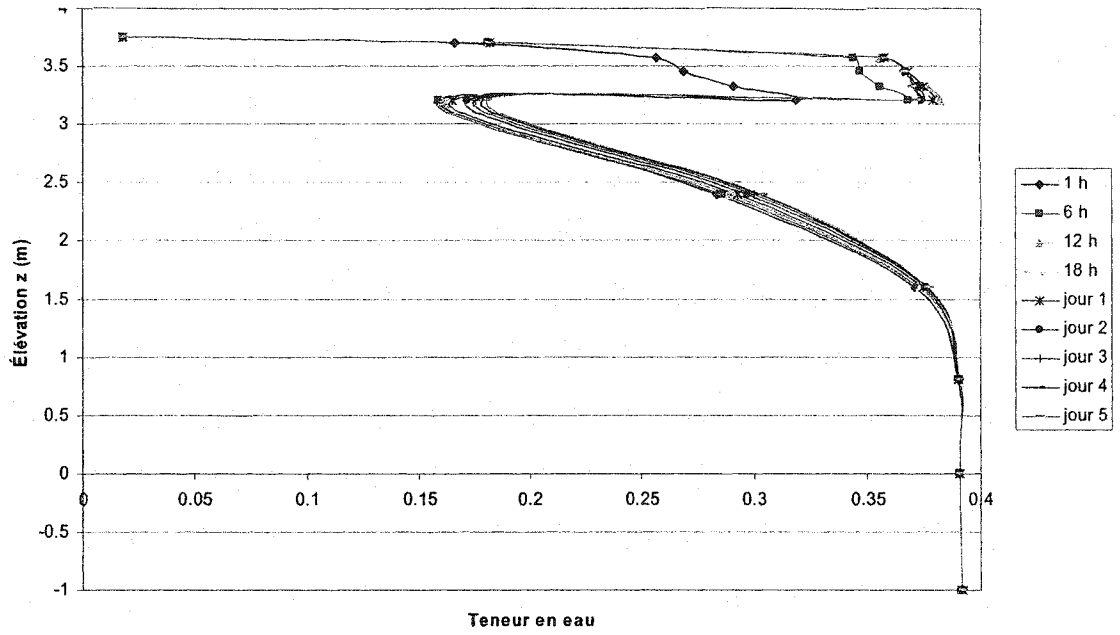


a)

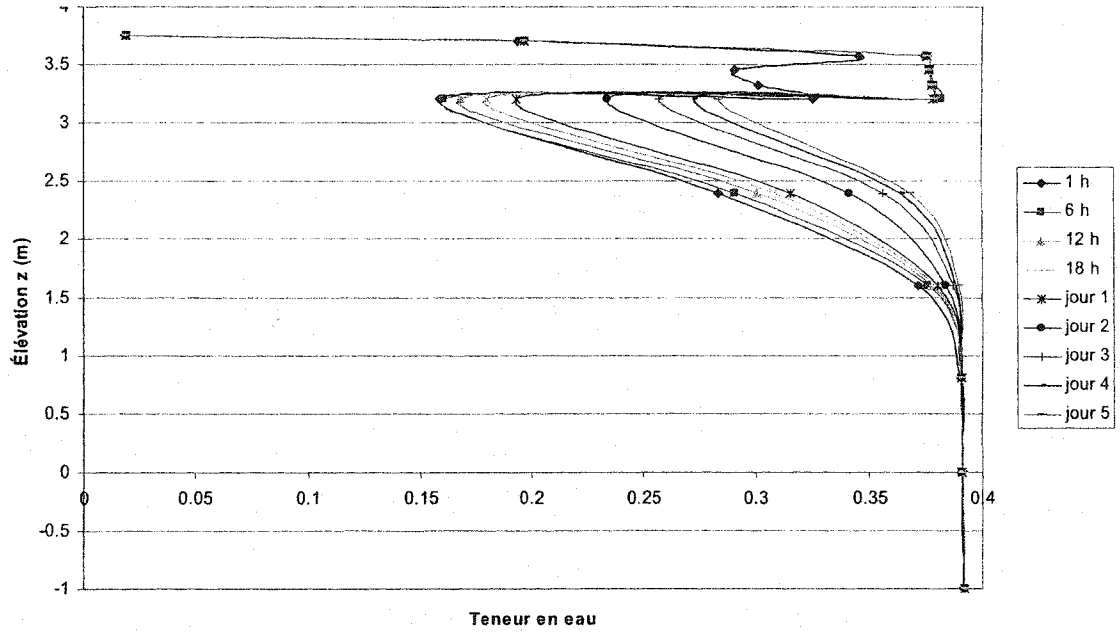


b)

Figure 4.48 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_4 pendant 23 jours de drainage après des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).

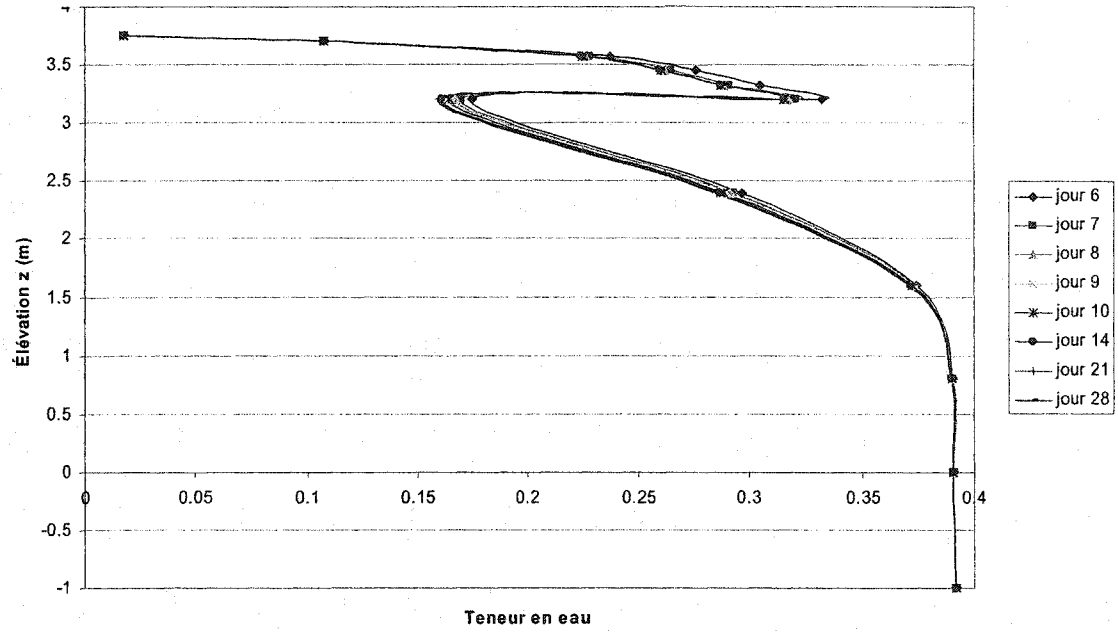


a)

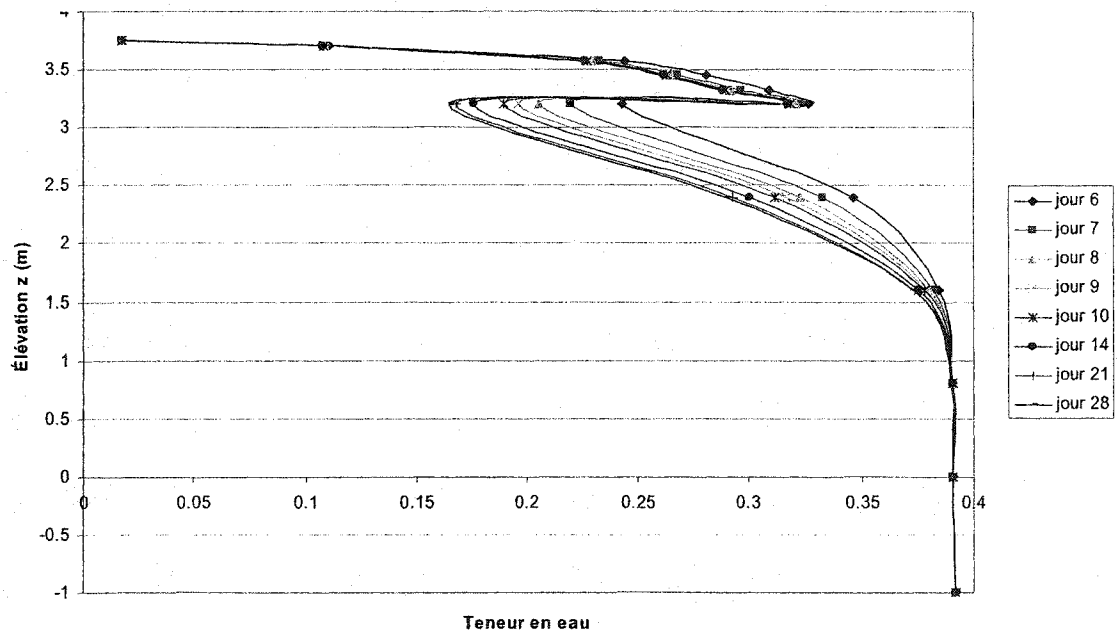


b)

Figure 4.49 : Variation de la teneur en eau en fonction de l'élévation pour x_4 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).



a)



b)

Figure 4.50 : Variation de la teneur en eau en fonction de l'élévation pour x_4 pendant 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).

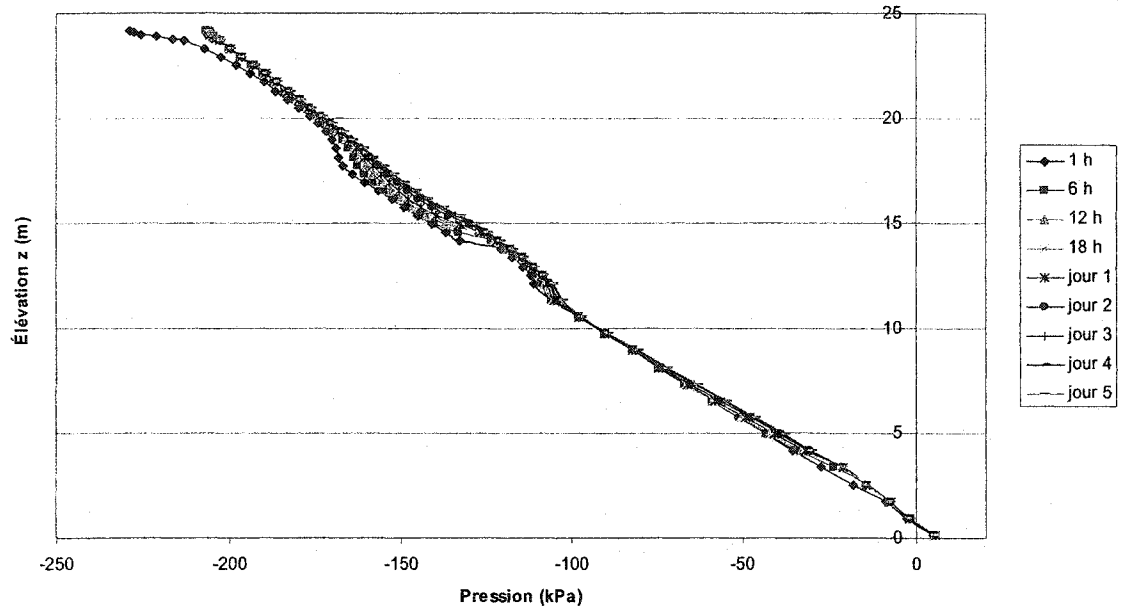
x_5

La section x_5 se trouve dans la couche de silt, à 12,5 cm au-dessus de l'interface silt-rejets. La figure 4.51 représente les profils de succion en fonction de l'élévation z pour x_5 de la première heure de pluie jusqu'à l'arrêt des précipitations (jour 5) pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. Du début à la fin de la pluie (jour 5), la valeur de la succion augmente quand l'élévation augmente dans le sable. De même, plus l'intensité des précipitations est importante, plus les variations de la succion sont grandes pour un intervalle de temps donné. Pour une élévation donnée, la succion diminue lorsque la durée de la pluie augmente.

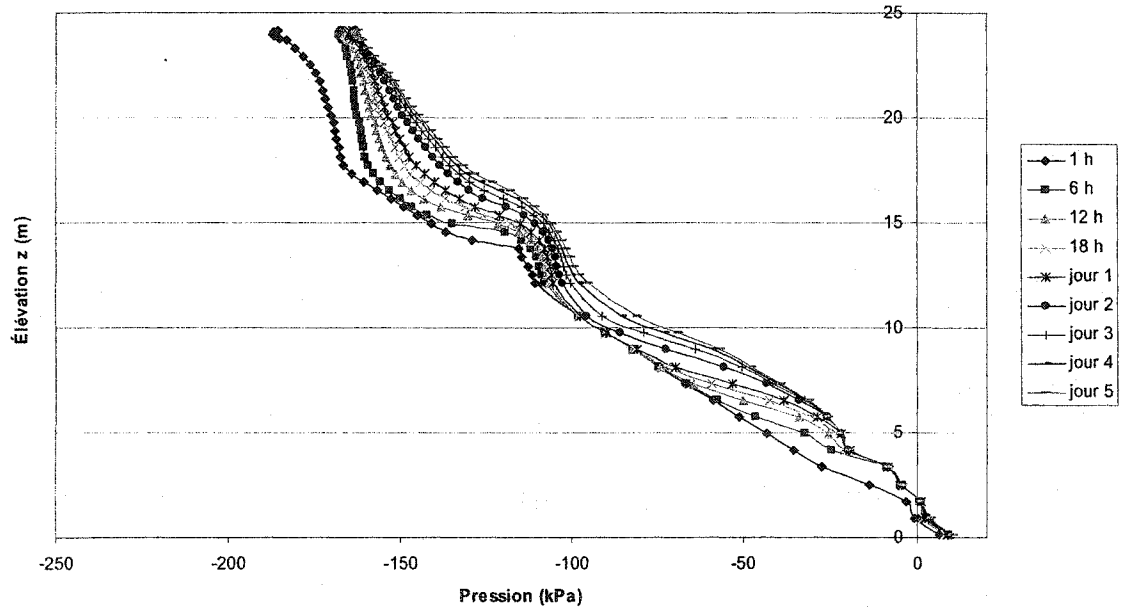
Pendant la période de drainage (du jour 6 au jour 28), la valeur de la succion augmente quand l'élévation augmente pour les courbes obtenues. La figure 4.52 représente les profils de succion en fonction de l'élévation z pour x_5 de la fin des précipitations (jour 6) jusqu'à la fin de la période considérée (jour 28) pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. Plus le temps de drainage augmente, plus la succion augmente pour une élévation donnée. De plus, les valeurs de succion évoluent dans un intervalle de valeur plus grand pour 30 cm/jr de pluie que pour 10 cm/jr.

La figure 4.53 montre les profils de teneur en eau en fonction de l'élévation z pour x_5 pendant cinq jours de pluie et vingt-trois jours de drainage pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. Du haut de la couverture jusqu'à z = 10 m environ, la teneur en eau volumique est constante à 0,06 ; il n'y a pas donc pas de percolation dans le haut de la pente. À partir de z = 10 m et en-dessous, la teneur en eau augmente avec les intensités de précipitations. Plus l'intensité est grande, plus les courbes se distinguent les unes des autres et évoluent dans un intervalle qui est grand. Jusqu'au jour 5, la teneur en eau augmente proportionnellement à la durée des précipitations, puis elle diminue proportionnellement à la durée de la période de drainage à partir du jour 6. Cela est observé dans le cas de 30 cm/jr de pluie ; en revanche, les courbes sont pratiquement confondues dans le cas de 10 cm/jr de pluie.

La figure 4.54 montre les profils de teneur en eau en fonction de la distance x pour x_5 pendant cinq jours de pluie et vingt-trois jours de drainage pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. De x = 0 m jusqu'à x = 20 m, soit en haut de la pente, la teneur en eau est constante et égale à 0,06 peu importe le taux de précipitation. Puis, la teneur en eau augmente progressivement à mesure que la distance x augmente et que qu'on descend la pente. Les courbes sont pratiquement confondues dans le cas de 10 cm/jr de pluie, mais pour 30 cm/jr de pluie, du début jusqu'à la fin des précipitations (jour 5), la teneur en eau volumique augmente proportionnellement à la durée des précipitations, puis elle diminue proportionnellement à la durée de la période de drainage à partir du jour 6.

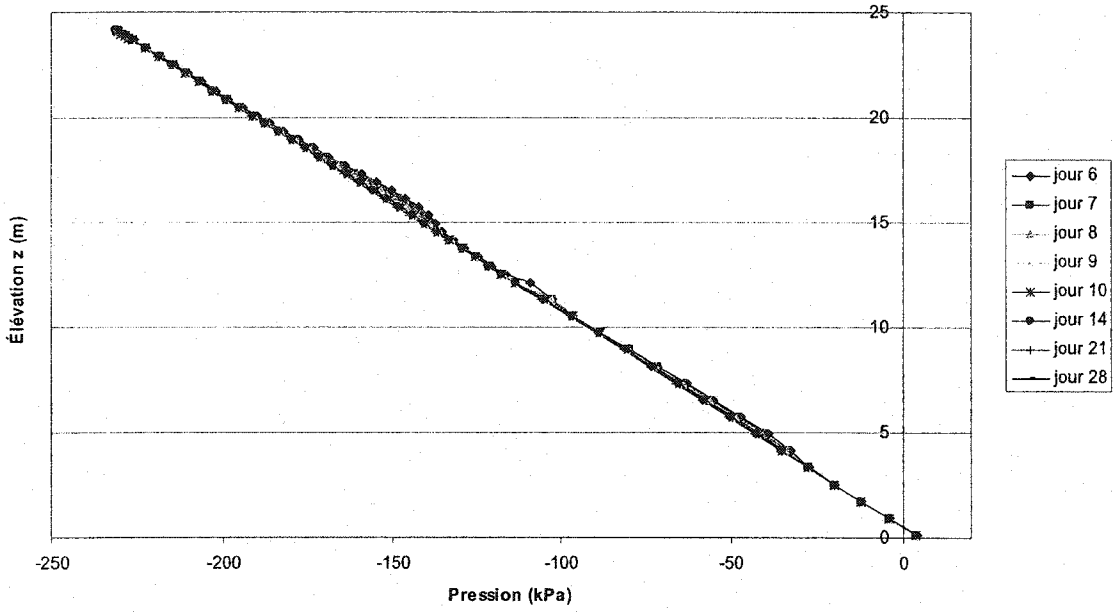


a)

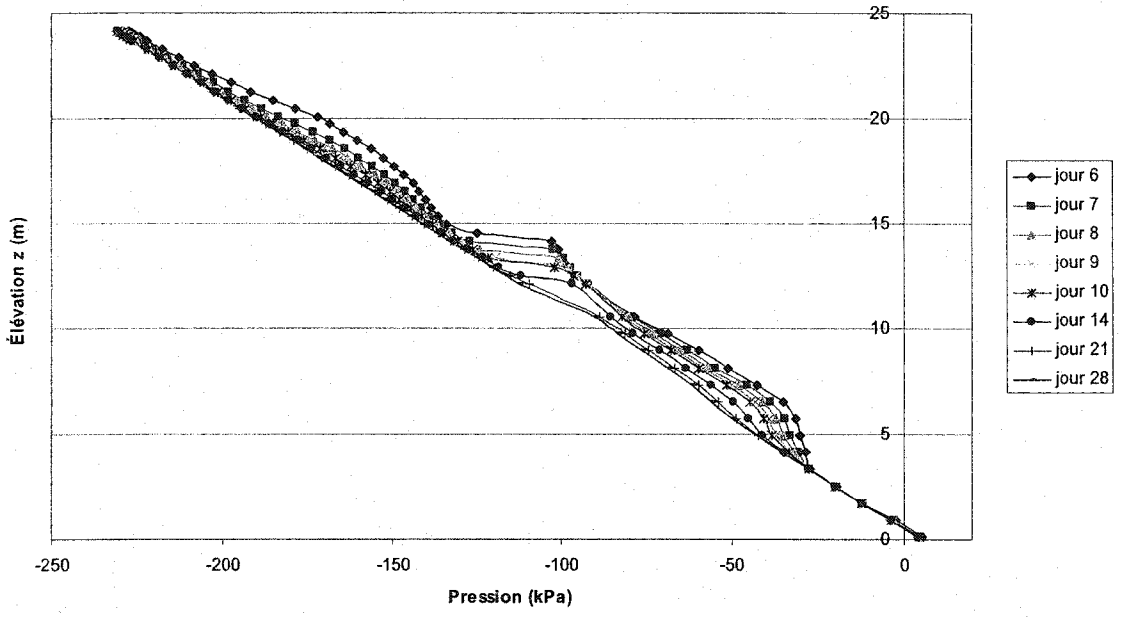


b)

Figure 4.51 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_5 pendant 5 jours de précipitations et des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).

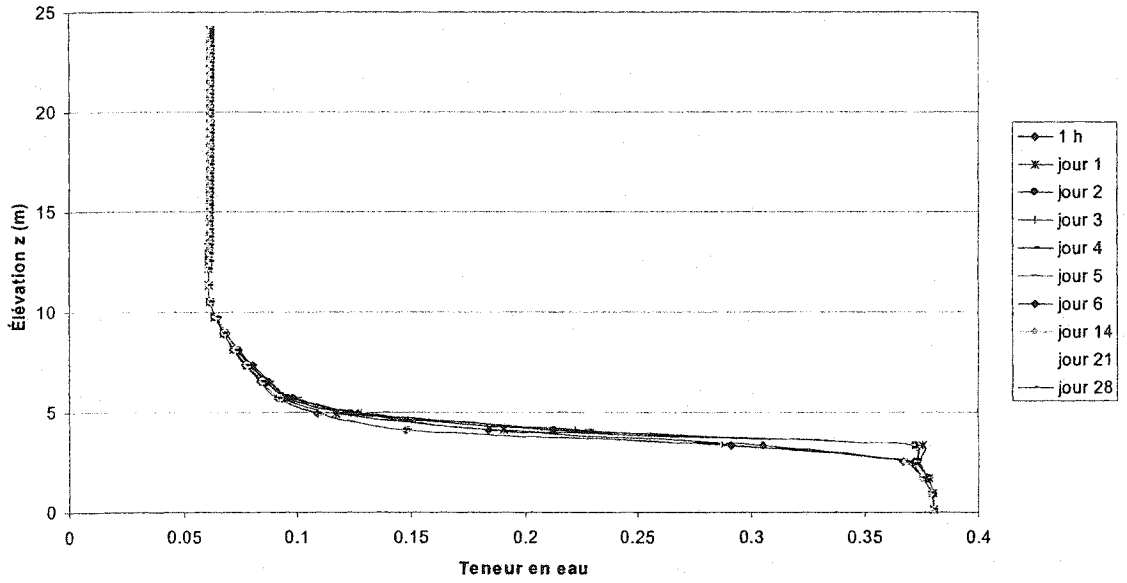


a)

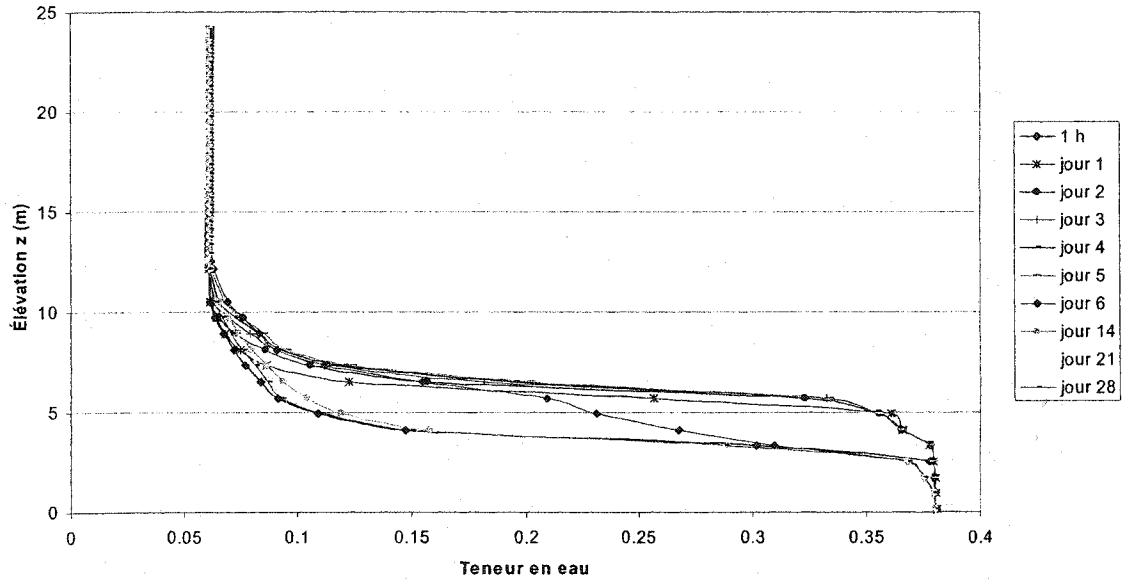


b)

Figure 4.52 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_5 pendant 23 jours de drainage après des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).

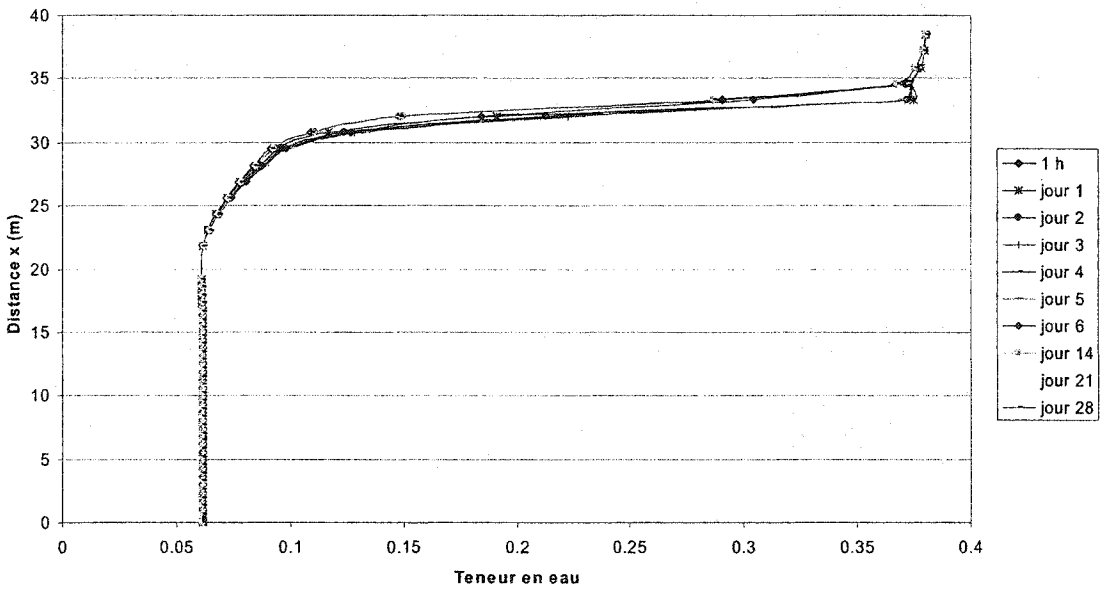


a)

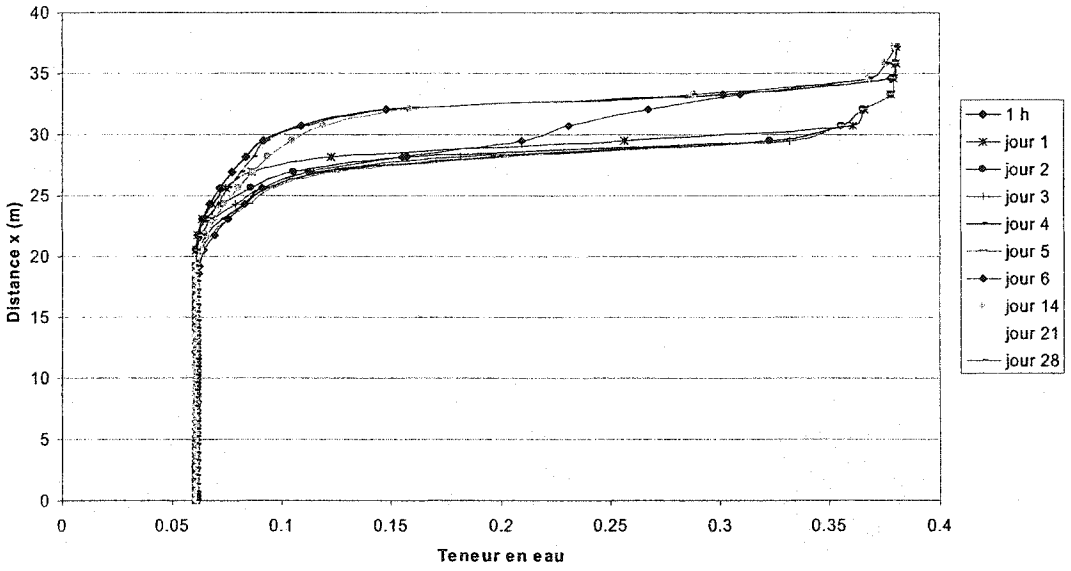


b)

Figure 4.53 : Variation de la teneur en eau en fonction de l'élévation pour x_5 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).



a)



b)

Figure 4.54 : Variation de la la teneur en eau en fonction de la distance x pour x_5 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).

x_6

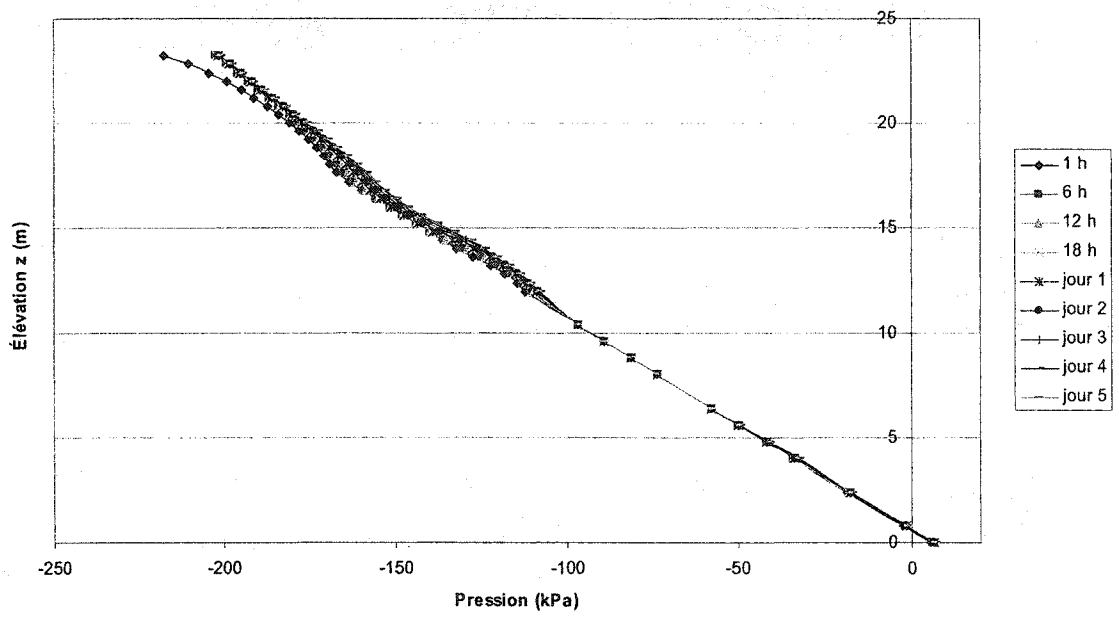
La section x_6 se trouve dans la couche de sable (qui représente les rejets), à 1 m en-dessous de l'interface silt-sable. La figure 4.55 représente les profils de succion en fonction de l'élévation z pour x_6 de la première heure de pluie jusqu'à l'arrêt des précipitations (jour 5) pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. Du début à la fin de la pluie (jour 5), la valeur de la succion augmente. Plus l'intensité des précipitations est importante, plus les variations de la succion sont grandes pour un intervalle de temps donné. Pour une élévation donnée, la succion diminue lorsque la durée de la pluie augmente. À partir de z = 10 m et en-dessous, un état hydrostatique est observé.

La figure 4.56 représente les profils de succion en fonction de l'élévation z pour x_6 de la fin des précipitations (jour 6) jusqu'à la fin de la période considérée (jour 28) pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. Pendant la période de drainage (du jour 6 au jour 28), la valeur de la succion augmente quand l'élévation augmente pour les courbes obtenues. Plus le temps de drainage augmente, plus la succion augmente pour une élévation donnée. De plus, les valeurs de succion évoluent dans un intervalle de valeur plus grand pour 30 cm/jr de pluie que pour 10 cm/jr. À partir de z = 10 m, un état hydrostatique est constaté (10 cm/jr), cependant il ne dure que jusqu'à z = 7 m pour 30 cm/jr de pluie.

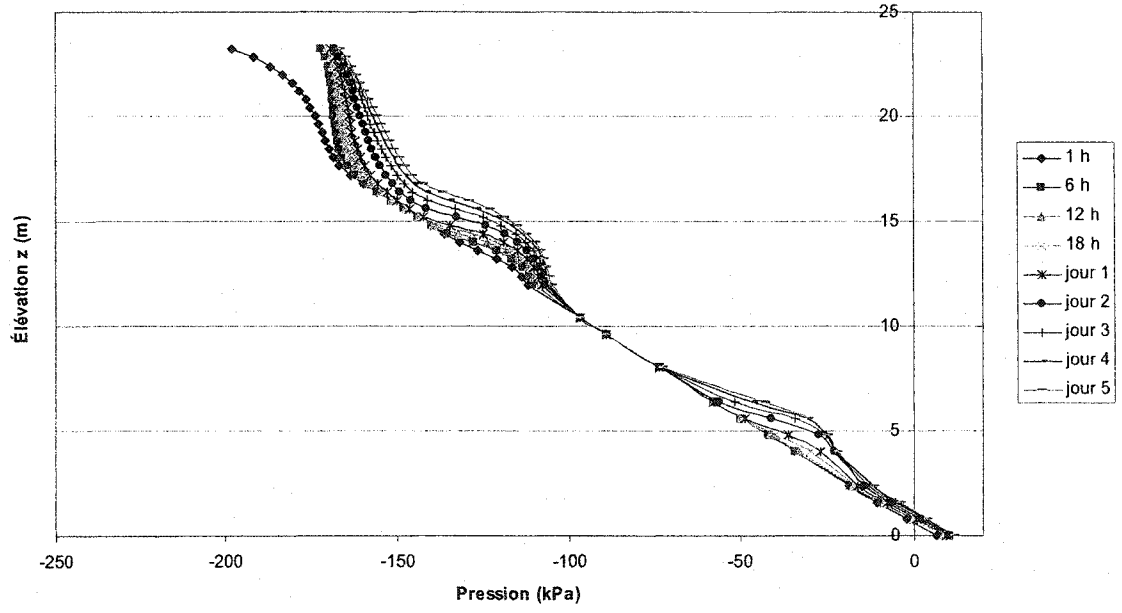
La figure 4.57 montre les profils de teneur en eau en fonction de l'élévation z pour x_6 pendant cinq jours de pluie et vingt-trois jours de drainage pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. Les profils de teneur en eau volumique présentent les mêmes tendances que pour la section x_5. Du haut de la couverture jusqu'à z = 10 m environ, la teneur en eau volumique est constante et a pour valeur 0,06 ; il n'y a pas donc pas de percolation dans le haut de la pente. À partir de z = 10 m et en-dessous, la teneur en eau augmente avec les intensités de précipitations. Plus l'intensité est grande, plus les courbes se distinguent les unes des autres et évoluent dans un intervalle qui est grand.. À partir de là, la teneur en eau augmente proportionnellement à la valeur de l'intensité de précipitation. Plus cette dernière est grande, plus les courbes se distinguent les unes des

à la durée de la période de drainage à partir du jour 6. Cela est observé dans le cas de 30 cm/jr de pluie. En revanche, les courbes sont pratiquement confondues dans le cas de 10 cm/jr de pluie.

La figure 4.58 montre les profils de teneur en eau en fonction de la distance x pour x_6 pendant cinq jours de pluie et vingt-trois jours de drainage pour 10 et 30 cm/jr de précipitations. De x = 0 m jusqu'à x = 20 m, soit le début de la pente, la teneur en eau est constante et égale à 0,06 peu importe le taux de précipitation. Puis, la teneur en eau augmente progressivement à mesure que la distance x augmente et que qu'on descend la pente. Les courbes sont pratiquement confondues dans le cas de 10 cm/jr de pluie, mais pour 30 cm/jr de pluie, du début jusqu'à la fin des précipitations (jour 5), la teneur en eau volumique augmente proportionnellement à la durée des précipitations, puis elle diminue proportionnellement à la durée de la période de drainage à partir du jour 6.

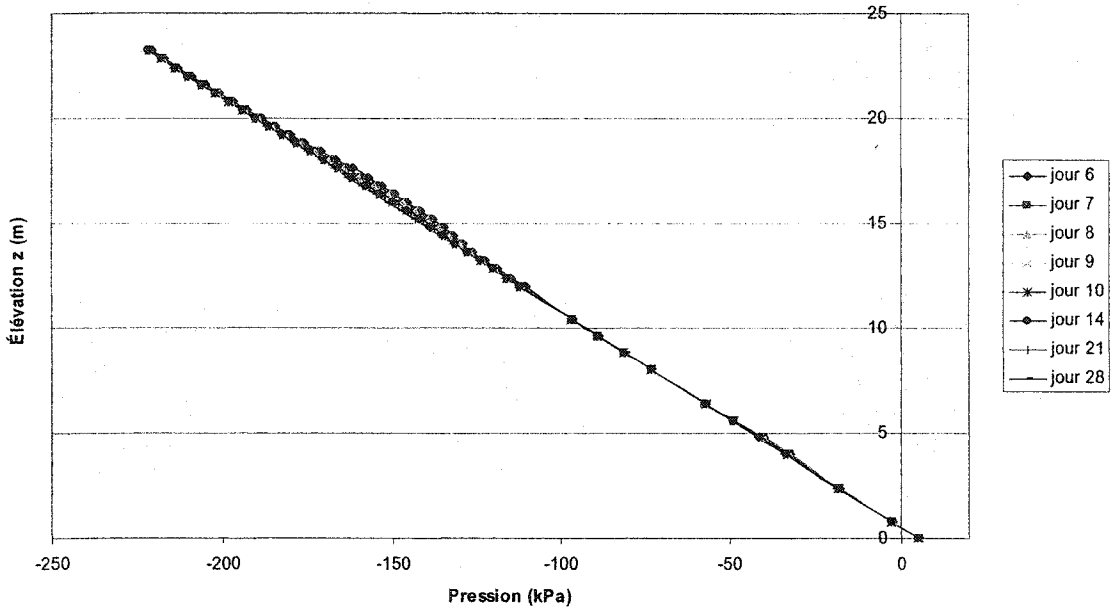


a)

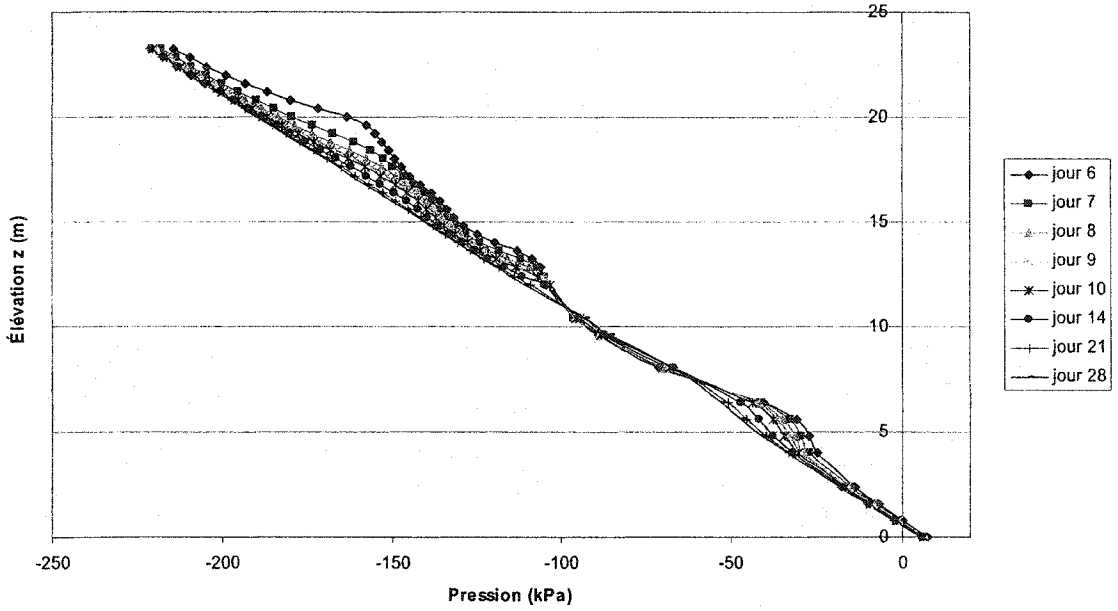


b)

Figure 4.55 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_6 pendant 5 jours de précipitations et des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).

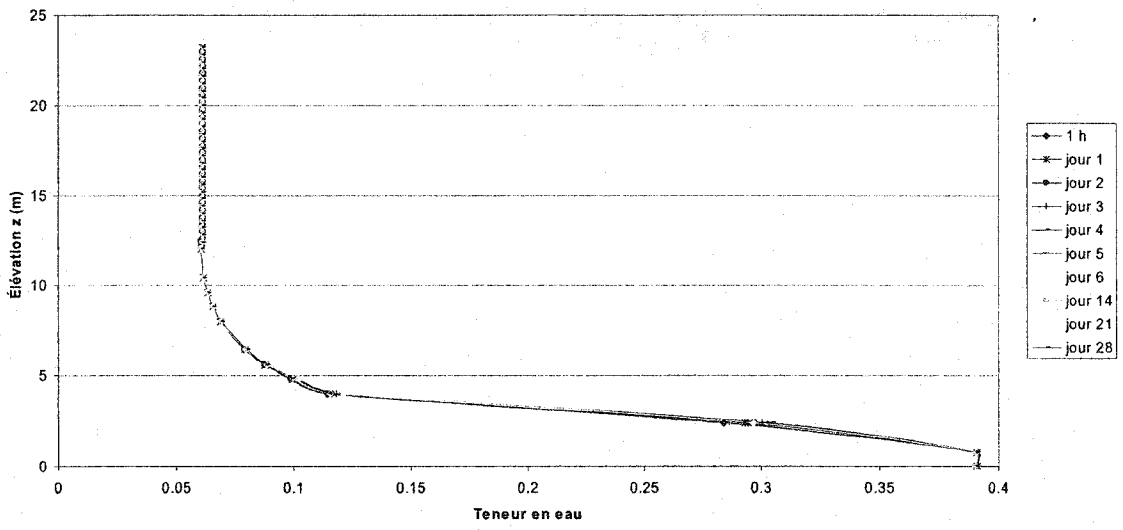


a)

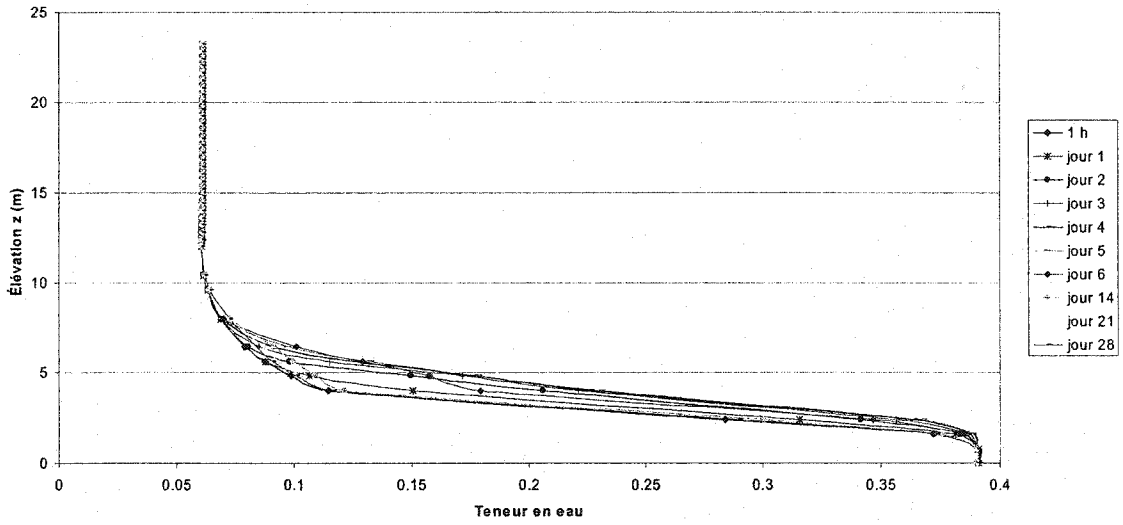


b)

Figure 4.56 : Variation de la pression en fonction de l'élévation pour x_6 pendant 23 jours de drainage après des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).

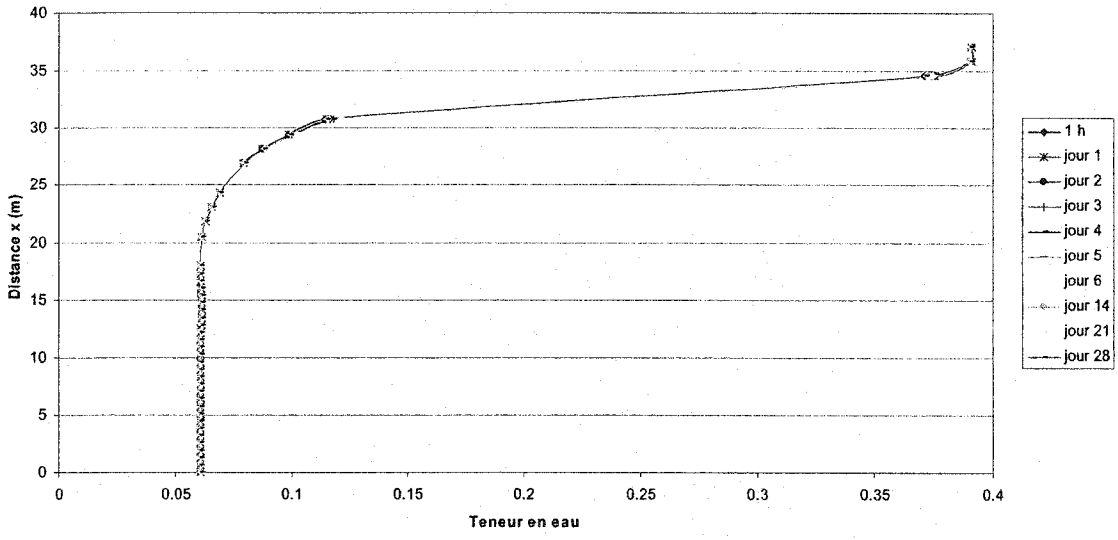


a)

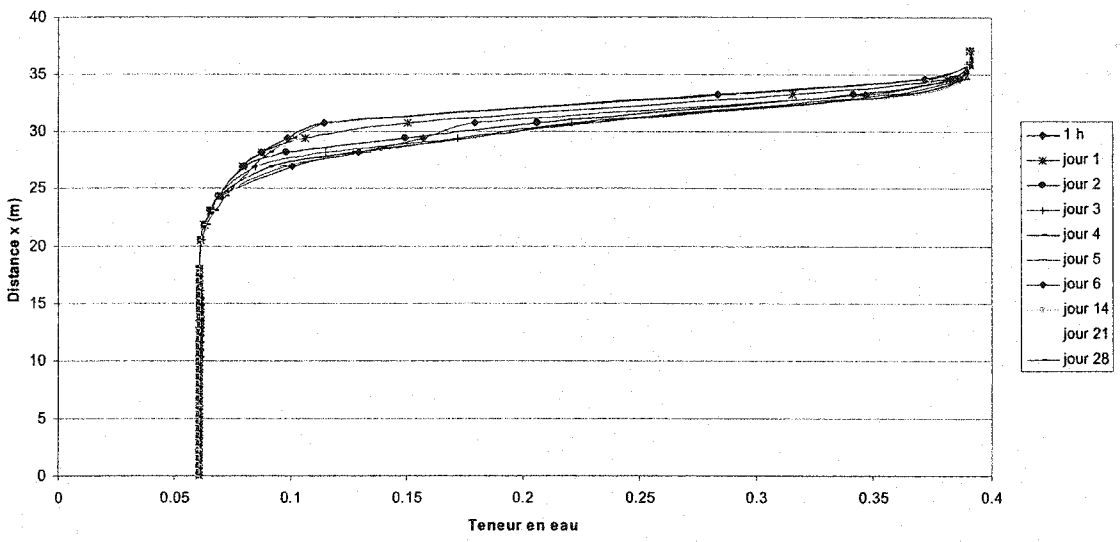


b)

Figure 4.57 : Variation de la teneur en eau en fonction de l'élévation pour x_6 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).



a)



b)

Figure 4.58 : Variation de la teneur en eau en fonction de la distance x en fonction de la teneur en eau pour x_6 pendant 5 jours de précipitations et 23 jours de drainage avec des intensités de 10 cm/jr (a) et 30 cm/jr (b).

4.6 Analyse et discussion

Les résultats montrés aux sections précédentes ont porté sur l'évaluation de certaines caractéristiques du comportement de la CEBC à l'aide de la modélisation numérique. Afin de mieux comprendre le comportement de telles couvertures et d'analyser l'effet de certains paramètres sur leur comportement hydrique, différentes modélisations ont été réalisées. Les effets des précipitations, des propriétés et de la géométrie et de la couche de rétention sont observés.

4.6.1 Effets de barrière capillaire pour un écoulement suivant deux directions (2D)

Les effets de barrière capillaire pour un écoulement suivant deux directions (2D) ont été vus brièvement à la section 3.3.4. Rappelons que lorsqu'on incline le système multicouche, l'eau s'écoule selon les composantes horizontale et verticale. Une représentation schématique de l'écoulement de l'eau dans une couverture avec effets de barrière capillaire inclinée se trouve à la figure 4.59.

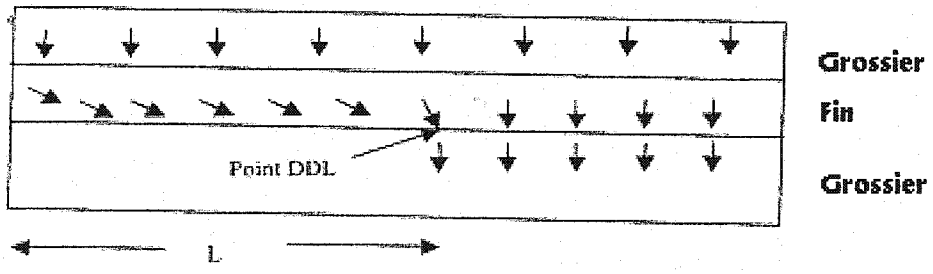


Figure 4.59 : Représentation schématique de l'écoulement de l'eau dans une couverture avec effets de barrière capillaire inclinée formée de sols fins et grossiers (adaptée de Bussière 1999).

Dans une barrière bicouche (sol fin sur sol grossier) inclinée où s'établit un écoulement en régime permanent, la quantité d'eau d'infiltration à l'interface des deux couches augmente au fur et à mesure que l'on descend le long de la pente. On peut éventuellement atteindre un point critique où la pression exercée sur la couche de matériau grossier dépassera la pression d'entrée d'eau (ψ_w) de ce dernier (Bussière, 1999). L'effet de barrière capillaire tend alors à disparaître. Ce point s'appelle la limite de diversion de la pente, noté point DDL ("Down Dip Limit"). Le débit dans le sens de la pente, du haut de la pente jusqu'au point DDL, est appelé la capacité de diversion de la barrière capillaire. La longueur effective de la CEBC correspond ici à la distance entre le sommet de la pente et le point DDL à partir duquel le recouvrement n'est plus efficace, et ce, par rapport à un axe parallèle à la pente dans ce projet. Il convient de noter que d'autres définissent la longueur effective de la CEBC selon la distance entre le sommet de la pente et le point DDL par rapport à un axe horizontal (Ross, 1990), ce qui correspond au X_{DDL} de ce projet. Ces deux paramètres permettent d'évaluer l'efficacité d'une barrière capillaire visant à empêcher l'infiltration de l'eau. La figure 4.60 montre la CEBC incluant les indications sur la longueur effective et le point DDL.

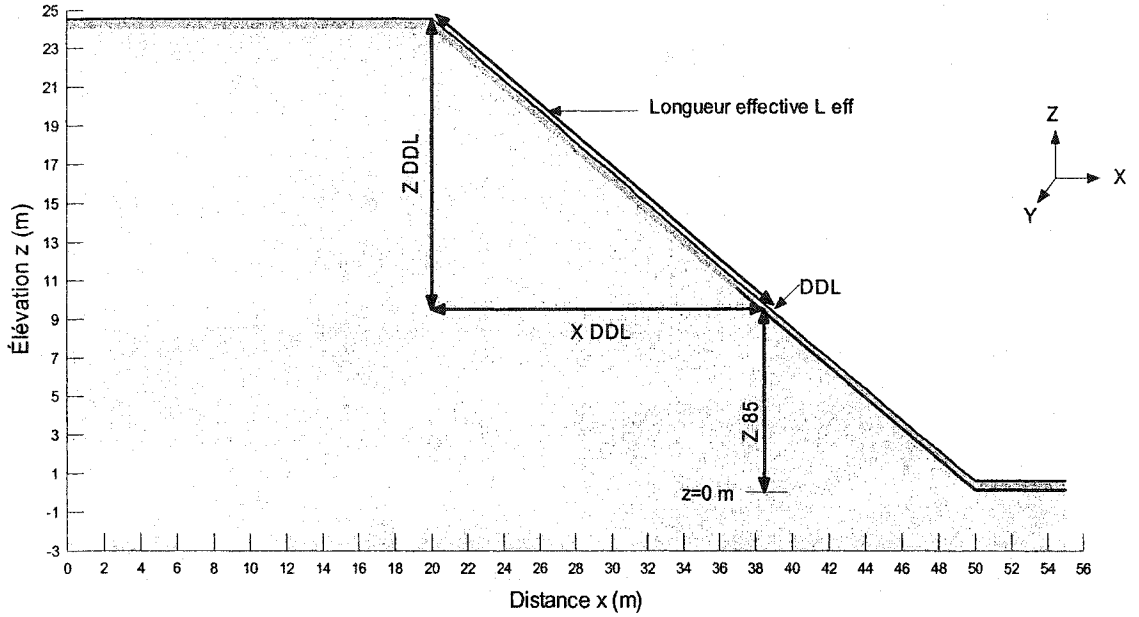


Figure 4.60 : CEBC incluant les indications sur la longueur effective et le point DDL.

4.6.2 Effets des précipitations

Les résultats et les analyses qui vont suivre permettent de mieux apprécier l'efficacité des couvertures lorsque des précipitations allant d'une intensité faible à extrêmement importante sont appliquées (pendant cinq jours consécutifs). Les taux de précipitation suivants ont été appliqués à la surface du système : 0,5, 1, 2, 5, 10, 20, ou 30 cm/jr ; tous les autres paramètres restent identiques d'une modélisation à l'autre.

Les calculs effectués afin d'estimer la valeur de la longueur effective sont les suivants :

z_{DDL} (m) = 24.5 (m) – z_{85} (m)

Longueur effective ou L_{eff} (m) = (24.5 (m) – z_{85} (m)) / sin 40° (4.1)

Les valeurs de z_{85} (obtenues à partir de z = 0 m) calculées précédemment dans ce chapitre permettent d'estimer les longueurs effectives lorsque les taux de précipitation, les propriétés de la couche de rétention et la géométrie varient. L'objectif est d'observer quelles sont les tendances pour l'évolution de la longueur effective lorsque les paramètres cités ci-dessus varient. La longueur effective maximale (L_{max}) correspond à la longueur de la pente (L_{max} = 38 m).

La figure 4.61 montre l'évolution de la longueur effective par rapport au taux de précipitations lorsqu'il y a cinq jours de précipitations, suivies d'un drainage libre jusqu'au 28ème jour (avec k_s silt = $1*10^{-6}$ m/s). Ce graphique montre qu'il existe une longueur effective initiale ou d'équilibre pour une géométrie et des propriétés du silt données. Cette valeur est également influencée par les conditions imposées lors du régime permanent. On voit aussi que lorsque le taux de précipitation est inférieur ou égal à 2 cm/jr de pluie, la longueur effective reste approximativement inchangée, et égale à 23.8 m pendant toute la période considérée. À partir de 5 cm/jr de pluie et au-delà, une variation de la position du point DDL apparaît et les courbes sont distinctes les unes des autres.

Cela introduit la notion de seuil d'intensité de précipitation à partir duquel la longueur effective varie. Au-delà de ce seuil, plus l'intensité des précipitations augmente, plus la longueur effective diminue et plus le point DDL « remonte » le long de la pente. La longueur effective se trouve typiquement à sa valeur la plus faible le sixième jour, soit lors du premier jour de drainage.

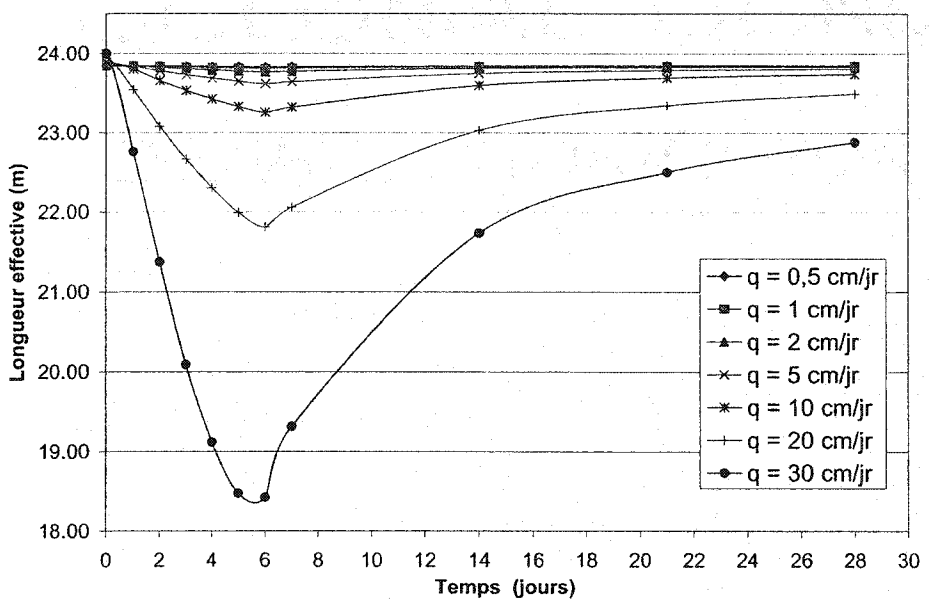


Figure 4.61 : Évolution de la longueur effective par rapport au taux de précipitation, lorsqu'il y a cinq jours de précipitations suivies d'un drainage libre jusqu'au 28ème jour.

De plus, à partir de cette valeur seuil et au-delà, la CEBC ne retrouve pas complètement son efficacité initiale à la fin des 23 jours de drainage puisque la longueur effective reste en-dessous de la longueur effective initiale. Une période de drainage plus ou moins prolongée serait nécessaire, selon l'intensité des précipitations, les caractéristiques de la couche de rétention et à la géométrie. Plus l'intensité des précipitations augmente, plus la valeur de la longueur effective est inférieure à la valeur de la longueur effective d'équilibre après les vingt-huit jours considérés.

Dans les cas de précipitations particulièrement abondantes, il est possible que le ruissellement soit plus important. Dans ce cas, le taux de précipitation ne représente pas nécessairement l'eau qui s'infiltre. L'utilisation des valeurs des taux de précipitations permet néanmoins de définir les différentes tendances observées.

4.6.3 Effets de la géométrie

La géométrie, en l'occurrence l'épaisseur de la couche de silt, a une influence sur la valeur de la longueur effective. La figure 4.62 présente l'évolution de la longueur effective pour deux épaisseurs de la couche de silt et deux taux de précipitation lorsqu'il y a cinq jours de précipitations puis du drainage libre jusqu'au 28ème jour. On observe que pour un taux de précipitations donné (10 ou 20 cm/jr), plus la couche de silt est mince, plus la longueur effective est faible. En effet, l'infiltration sous la couche est plus marquée avec 25 cm d'épaisseur de silt que dans le cas d'une couverture de 50 cm d'épaisseur. Augmenter l'épaisseur de la couche de rétention constitue donc un moyen d'améliorer l'efficacité de la CEBC, du moins pour les cas considérés ici.

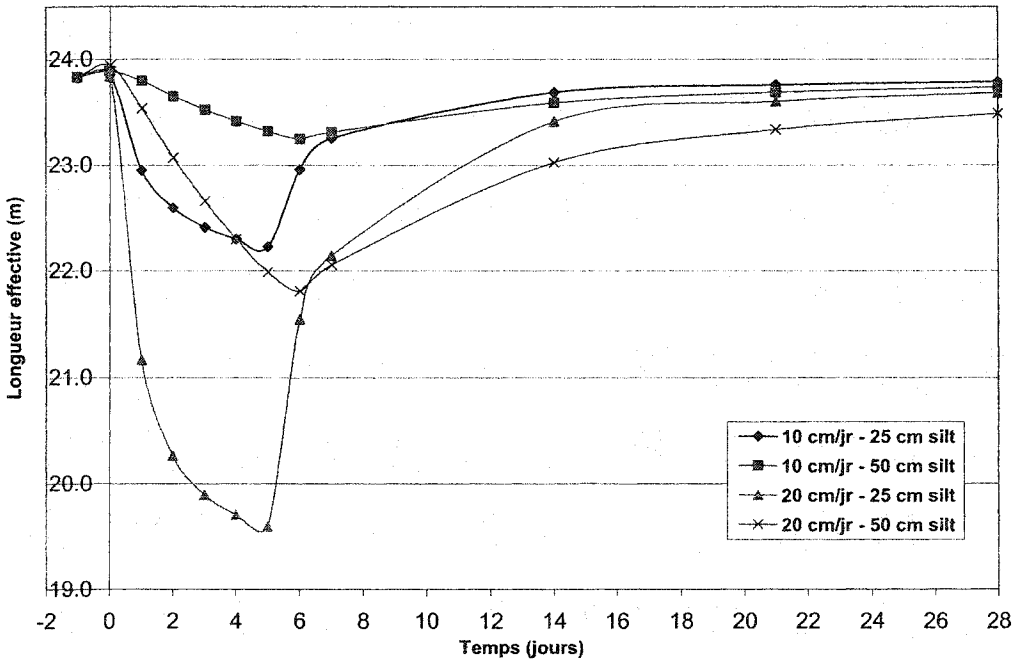


Figure 4.62 : Évolution de la longueur effective par rapport à l'épaisseur du silt et au taux de précipitations, lorsqu'il y a cinq jours de précipitations suivies d'un drainage libre jusqu'au 28ème jour.

4.6.4 Effets des propriétés de la couche de rétention

Les propriétés de la couche de rétention d'eau influencent la valeur de la longueur effective. Les figures 4.63 et 4.64 présentent l'évolution de la longueur effective lorsque la conductivité hydraulique k_s du silt varie suite à cinq jours de précipitations suivies d'un drainage libre jusqu'au 28ème jour. On peut voir les positions déterminées à partir de ψ_{85}, identifiées au-dessus et en-dessous de l'interface silt-sable respectivement. On observe que pour une quantité donnée de pluie tombée en cinq jours, plus la conductivité hydraulique saturée de la couche de silt est élevée, plus la longueur effective est faible. Comme on s'y attendait, l'infiltration de l'eau est favorisée lorsque la conductivité hydraulique saturée de la couche de matériau fin est augmentée. Diminuer la conductivité hydraulique saturée de la couche de rétention est donc un moyen d'améliorer l'efficacité de la CEBC.

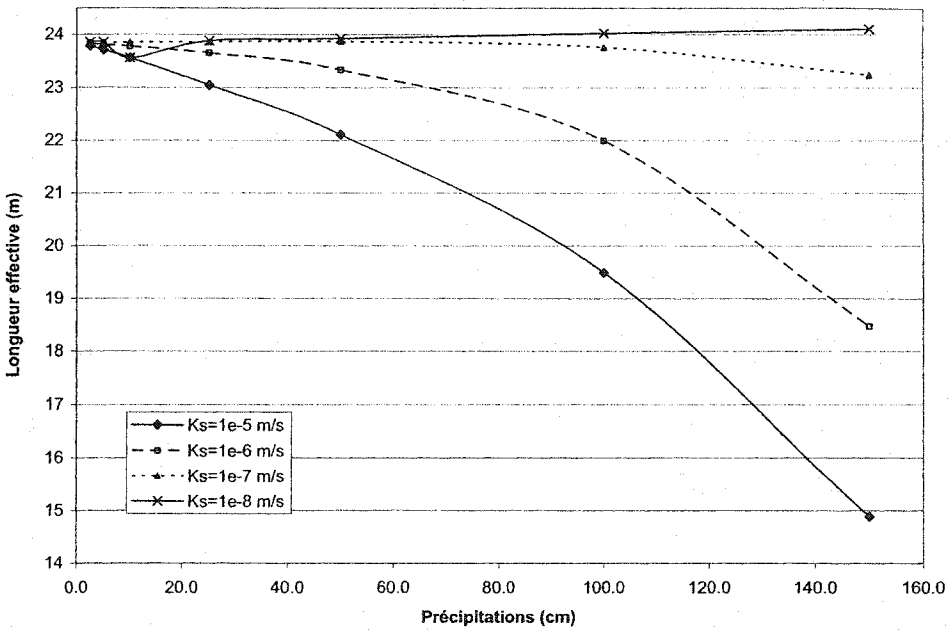


Figure 4.63 : Évolution de la longueur effective pour diverses valeurs de k_s du silt, selon le taux de précipitation (cinq jours de précipitations suivies d'un drainage libre jusqu'au 28ème jour) ; basée sur ψ_{85} au-dessus de l'interface silt-sable.

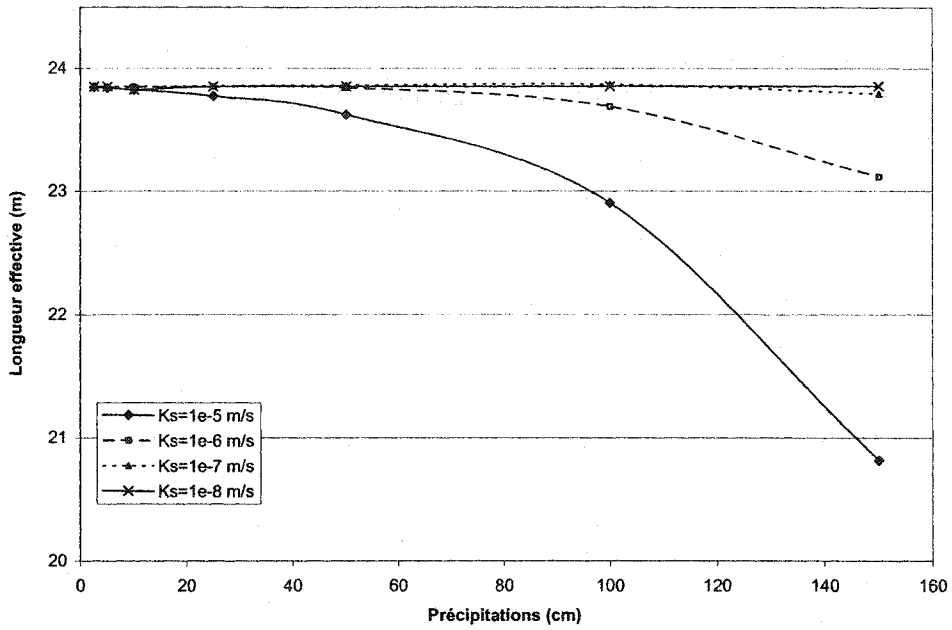


Figure 4.64 : Évolution de la longueur effective pour diverses valeurs de k_s du silt, selon le taux de précipitation (cinq jours de précipitations suivies d'un drainage libre jusqu'au 28ème jour) ; basée sur ψ_{85} en-dessous de l'interface silt-sable.

On constate que les mêmes tendances sont observées au-dessus et en-dessous de l'interface silt-sable. Néanmoins, les variations de la longueur effective sont moins grandes en-dessous qu'au dessus de l'interface pour k_s égale à $1*10^{-5}$ m/s, $1*10^{-6}$ m/s, $1*10^{-7}$ m/s et $1*10^{-8}$ m/s. Cela indique que θ et ψ varient moins vite sous l'interface.

4.6.5 Dernières remarques

Les résultats montrés précédemment permettent de dégager les principales tendances qui contrôlent la capacité de diversion des CEBC en climat semi-aride. Toutefois, avant d'arriver à ces résultats, plusieurs étapes ont été franchies, et plusieurs difficultés ont dû être surmontées.

Le projet a débuté avec l'utilisation de la version 4.02 de SEEP/W de GEO-SLOPE, mais les problèmes de convergence étaient nombreux. Peu de résultats ont pu être obtenus à cette étape. Puis, la version 5.11 a été utilisée pour la suite des travaux, ce qui a facilité la convergence des calculs.

Au début, on a considéré l'analyse de l'influence de précipitations d'ampleur variable d'une durée de deux jours et de cinq jours. Dans les deux cas, les résultats obtenus au bout du jour 1 ou du jour 2 étaient les mêmes. Cela aurait donc occasionné une redondance. Finalement, les modélisations ont donc été réalisées sur des périodes de cinq jours de pluie seulement.

CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

Les couvertures avec effets de barrière capillaire (CEBC) protègent le milieu extérieur en isolant des résidus réactifs. Leur présence peut conduire à la formation de drainage minier acide (DMA) en présence notamment de sulfures, d'eau et d'oxygène. Ce phénomène entraîne la contamination possible des effluents miniers. Dans les climats semi-arides et arides, elles permettent de limiter l'infiltration d'eau. Pour ce faire, un matériau à granulométrie fine est placé au-dessus d'un matériau plus grossier. Les CEBC utilisent les contrastes entre les caractéristiques de rétention d'eau des matériaux afin de limiter l'infiltration lors d'un écoulement non saturé. Dans une CEBC efficace, l'eau est retenue dans la couche de rétention d'eau formée avec le sol fin, par des forces capillaires, jusqu'à ce que l'eau en sorte par évaporation ou transpiration, ou par écoulement latéral le long de l'interface matériau fin-matériau grossier (s'il y a une pente). Une barrière capillaire est efficace si les effets combinés de l'évaporation, de la transpiration et de la diversion latérale empêchent l'infiltration profonde induite par les précipitations.

L'efficacité d'une CEBC à limiter l'infiltration en période de pluie est affectée par plusieurs paramètres, notamment : la quantité d'eau, la géométrie et les propriétés des matériaux. Ces travaux de recherche ont porté spécifiquement sur l'analyse des effets de précipitations d'intensité variable sur l'efficacité de recouvrements.

Afin d'évaluer les effets des précipitations sur le comportement hydrique des CEBC en 2D (le cas 1D est connu), des modélisations numériques ont été réalisées avec le logiciel SEEP/W. Le modèle étudié est basé sur le cas d'une halde à stériles de 40° de pente, avec une couche de matériau fin (silt) placé au-dessus d'un matériau grossier (stériles - sable). On a ajouté une couche de matériau drainant au-dessus du silt permettant de simuler le ruissellement. Des précipitations allant d'une intensité relativement faible à

extrêmement importante (0,5, 1, 2, 5, 10, 20, ou 30 cm/jr) sont appliquées pendant cinq jours consécutifs, suivies par vingt-trois jours de drainage libre, soit vingt-huit jours d'observation. L'influence de la configuration de la CEBC est aussi étudiée en utilisant une épaisseur de 25 cm et de 50 cm pour la couche de rétention d'eau, formée d'un silt. Les propriétés hydriques du silt influencent également la performance du recouvrement ; l'utilisation de conductivités hydrauliques saturées variant entre $1*10^{-5}$, $1*10^{-6}$, $1*10^{-7}$ et $1*10^{-8}$ m/s dans les modélisations le démontre. Dans tous les cas, la variation des paramètres z_{85}, z_5 et z_0 (pressions qui correspondent respectivement à la pression qui est nécessaire pour que l'eau commence à s'infiltrer dans le rejet, pour que le sable soit pratiquement saturé et pour que les effets capillaires disparaissent) est présentée, de même que les profils de succion et de teneur en eau volumique à divers endroits de la couverture. Les résultats obtenus permettent de confirmer l'hypothèse de départ : l'intensité des précipitations affecte de façon considérable l'efficacité des CEBC, pour les géométries et les propriétés des matériaux considérés (qui sont typiques de cas réels). Les résultats des modélisations ont permis d'établir des tendances préliminaires entre la performance du recouvrement, les caractéristiques de la couche de rétention d'eau, le taux de précipitation imposé et l'épaisseur de la CEBC. Par ailleurs, peu d'études ont été réalisées en 2D à la connaissance de l'auteur. C'est aussi le cas pour les éléments considérés dans ce projet de recherche : les haldes à stériles, les inclinaisons très marquées et longues.

Les résultats de ces travaux de recherche démontrent l'existence d'une intensité de précipitation seuil à partir de laquelle la CEBC perd son efficacité. Ce seuil est spécifique à un problème donné (géométrie et propriétés hydrauliques de la CEBC). Plus l'intensité des précipitations augmente, plus les effets de barrière capillaire tendent à disparaître rapidement. La vitesse avec laquelle cela se produit dépend des caractéristiques de la CEBC, de même que la vitesse avec laquelle un équilibre est de nouveau atteint après une période de drainage et d'évaporation. C'est une propriété importante à connaître puisque limiter l'infiltration constitue l'objectif principal des

couvertures de type "store, divert, and release" (SDR) propres aux zones semi-arides et arides.

Aussi, plus l'intensité des précipitations augmente, plus la longueur effective du bris capillaire diminue. Lorsque l'épaisseur de la couche de rétention est diminuée ou lorsque la conductivité hydraulique saturée de la couche de matériau fin est augmentée, on observe aussi une augmentation de l'infiltration de l'eau. De ce fait, augmenter l'épaisseur de la couche de rétention ou diminuer sa conductivité hydraulique saturée constituent les moyens pour améliorer l'efficacité de la CEBC.

Par ailleurs, il a été observé que la CEBC est plus efficace dans le haut plutôt que dans le bas de la pente, pour l'intensité des précipitations, les propriétés de la couche de rétention et la géométrie de la CEBC considérées ici. Cela indique par exemple que l'on pourrait utiliser une couche de matériau à granulométrie fine plus épaisse dans le bas de la pente par rapport au reste de la CEBC. Une pente plus courte sera aussi moins à risque qu'une pente plus longue.

Pour faire suite à cette étude préliminaire, des travaux ultérieurs seraient à considérer afin de mieux comprendre les phénomènes impliqués dans les CEBC dans les climats semi-arides et arides. Une attention particulière devrait être portée notamment sur les effets de l'inclinaison, de la pression d'entrée d'air (AEV) et d'autres propriétés des matériaux à granulométrie fine et plus grossière.

En outre, les analyses de cas réels dans des conditions similaires à celles de cette étude devraient être poursuivies avec une instrumentation appropriée. C'est le cas notamment du site Goldstrike de la compagnie Barrick. Cela permettra de véritablement mieux comprendre le comportement de CEBC dans des climats semi-arides et arides.

Il serait également intéressant, lors de travaux numériques ultérieurs, d'ajuster le maillage afin d'observer la réponse des différents cas analysés plus près de l'interface. Enfin, la position de la nappe phréatique pourrait être déplacée plus bas, afin d'en évaluer l'effet sur le point DDL.

LISTE DES RÉFÉRENCES

AACHIB, M. (1997). *Étude en laboratoire de la performance des barrières de recouvrement constituées de rejets miniers pour limiter le DMA*. Thèse de doctorat, département de génie Minéral, École Polytechnique de Montréal.

AACHIB, M., AUBERTIN, M. et CHAPUIS, R.P. (1993). Étude en laboratoire de la performance des barrières de recouvrement constituées de rejets miniers pour limiter le drainage minier acide - Un état de la question. *Rapport EPM/RT-93/32*, École Polytechnique de Montréal.

ARNOLD, E. (1992). *World atlas of desertification*. UNEP's desertification control Programme Activity Centre, Global Environment Monitoring System, and the Global Resource Information Database. London (UK).

AUBERTIN, M. et CHAPUIS, R.P. (1991). Considération hydrogéotechniques pour l'entreposage des résidus miniers dans le nord-ouest du Québec. *Compte-rendus du Colloque sur la réduction et le drainage des effluents acides générés par l'activité minière, Montréal, 3* : 1-22.

AUBERTIN, M., CHAPUIS, R.P., BUSSIÈRE, B., et AACHIB, M., (1993). Propriétés des résidus miniers utilisés comme matériau de recouvrement pour limiter le drainage minier acide (DMA). *Geoconfine 93, Arnould, Barrès et Côme (eds), Balkema*, 299-308.

AUBERTIN, A. (1995). *Évaluation en laboratoire de barrières sèches construites à partir de résidus miniers.* Centre de Développement Technologique (C.D.T.), École Polytechnique de Montréal.

AUBERTIN, M., AACHIB, M. , MONZON, M., CHAPUIS, R.P. et BUSSIÈRE, B. (1996a). Le contrôle du drainage minier acide à l'aide de barrière de recouvrement. *Colloque sur le Programme de Neutralisation des Eaux de Drainage dans l'Environnement Minier, Rouyn-Noranda, 2* : 133-155.

AUBERTIN, M., BUSSIÈRE, B., AACHIB, M. et CHAPUIS, R.P. (1996b). Une modélisation numérique des écoulements non saturés dans des couvertures multicouches en sols. *Hydrogéologie, 1* : 3-13

AUBERTIN, M., AACHIB, M., MONZON, M., JOANES, A-M., BUSSIERE, B. et CHAPUIS, R. P., (1997). Étude de laboratoire sur l'efficacité des barrières de recouvrement construites à partir de résidus miniers, *MEND Report 2.22.2b*.

AUBERTIN, M., BUSSIÈRE, B., BERNIER, L. (2002). *Environnement et gestion des rejets miniers*. Manuel sur cédérom. Presses Internationales Polytechnique.

AUBERTIN, M., MBONIMPA, M., BUSSIÈRE, B., et CHAPUIS, R.P. (2003) Development of a model to predict the water retention curve using basic geotechnical properties. *Rapport EPM-RT-2003-01*, École Polytechnique de Montréal.

BENDZ, D. ET BENGTSSON, L. (1996). Evaporation from an active, uncovered landfill. *Journal of hydrology 182*, 143-155.

BLAIKIE, P.M. AND H.C. BROOKFIELD (1987). *Land Degradation and Society*. Methuen, London, UK and New York, USA.

BLANEY, H. F. ET CRIDDLE, W. D. (1950). *Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data*. Technical publication 96. Washington, DC : US Soil Conservation Service.

BLIGHT, G. E. (1997). Interactions between the atmosphere and the Earth. *Géotechnique 47, No 4,* p. 715-767

BROOKS, R.H. et COREY, J.C. (1964). *Hydraulic properties of porous medium.* Colorado State University (Fort Collins), Hydrology Paper 3.

BUMB, A.C., MURPHY, C.L. et EVERETT, L.G. (1992). A comparison of three functional forms for representing soil moisture characteristics. *Ground Water, 3* : 177-185.

BUSSIÈRE, B., AUBERTIN, M., MOREL-SEYTOUX, H.J. et CHAPUIS. R.P. (1998b). A laboratory investigation of slope influence on the behavior of capillary barriers. *Proccedings of the 51st Canadian Geotechnical Conference*, 2 :831-836.

BUSSIÈRE, B. (1999). *Étude du comportement hydrique de couvertures avec effets de barrière capillaire inclines à l'aide modélisations physiques et numériques.* Thèse de doctorat. École Polytechnique de Montréal.

BUSSIÈRE, B., AUBERTIN, M., et JULIEN M., (2001). Couvertures avec effets de barrière capillaire pour limiter le drainage minier acide: aspects théoriques et pratiques. *Vecteur environnement volume 34*, no 3. pp 38-50

BUSSIERE, B., CHAPUIS, R.P , AUBERTIN, M. (2003). Unsaturated flow modeling for exposed and covered dams. Symposium on Tailings Dams, *ICOLD, Montreal 2003.*

CHAPUIS, R.P., CHENAF, D., BUSSIÈRE, B., AUBERTIN, M., et CRESPO, R.J., (2001). A user's approach to assess numerical codes for saturated and unsaturated seepage conditions. *Canadian Geotechnical Journal.38(5)*:1113-1126.

COREY, A.T., (1994). *Mechanics of immiscible fluids in porous media.* Water Resources Publications. Colorado.

CNRS (2003). Centre National de la Recherche Scientifique. Dossier "cycle de l'eau et réservoirs". http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/doseau/decouv/cycle/cycleEau.html (Page consultée le 28 avril 2003).

CRUICKSHANK, J. G. (1972). *Soil geography.* David & Charles : Newton Abbot.

DANIEL, D.E. et KOERNER, R.M. (1993). *Cover systems.* Geotechnical Practice for Waste Disposal, Chapman & Hall, 455-497.

DE (DONNÉES ENCYCLOPÉDIQUES) (2001). *Les déserts. (*Hachette Multimédia / Hachette Livre). En ligne. http://fr.encyclopedia.yahoo.com/articles/cl/cl_1846_p0.html (Page consultée le 13 septembre 2002)

DINGMAN S.L., (1994). *Physical hydrology.* Engewood Cliffs, Prentice Hall.

DREGNE, H.E. (1976). *Soils of arid regions.* Elsevier scientific publishing company.

ELZEFTAWY, A. AND CARTWRIGHT, K. (1981). Evaluating the saturated and unsaturated hydraulic conductivity of soils. *Permeability and groundwater contaminant transport, ASTM STP*, T. F. Zimmie and C. D. Riggs Editors, pp. 168-181.

DREGNE, H.E. (1983). *Desertification of Arid Lands.* Harwood Academy, New York, NY, USA.

ENVIRONNEMENT CANADA. En ligne. (Pages consultées le 7 juillet 2002). http://www.msc.ec.gc.ca/cd/forecast_f.cfm http://www.on.ec.gc.ca/water/greatlakes/data/climate-flyer/climate-f.html

FALA, O. (2002). *Étude des écoulements non saturés dans les haldes à stériles à l'aide de simulations numériques*. Mémoire de Maîtrise. École Polytechnique de Montréal.

FAO (1992). Foresterie dans les zones arides. *Guide à l'intention des techniciens de terrain. Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture.* http://www.fao.org/docrep/T0122F/t0122f00.htm#Contents (Page consultée le 15 octobre 2002).

FAYER, M.J. et SIMMONS, C.S. (1995). Modified soil water retention functions for all matric suctions. *Water Resources Research, 31*:1233-1238.

FOOKES, P. (1997). *Tropical residual soils*, The Geological Society (London).

FREDLUND, D.G. and MORGENSTERN, N.R. (1977). Stress state variables for unsaturated soils. *ASCE, Vol. 103*, pp.447-464

FREDLUND, D.G. et RAHARDJO, H. (1993). *Soil Mechanics for Unsaturated Soils*. John Wiley & Sons, inc., New York.

FREDLUND, D.G., et XING, A., (1994). Equations for the soil – water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal, 31*:521-532

GARDNER, W.R. (1958). Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water table. *Soil Science, 85* : 228-232.

GEO-SLOPE (1991-1994). *User's guide*. SEEP/W for finite element seepage analysis, version 3. GEO-SLOPE International Ltd. Calgary, Alberta, Canada.

GEO-SLOPE (2002). *User's guide*. SEEP/W for finite element seepage analysis, version 5. GEO-SLOPE International Ltd. Calgary, Alberta, Canada.

GONZALEZ, P. A. AND ADAMS, B. J. (1980). *Mine tailings disposal : I. laboratory characterization of tailings*. Publication 80-05, Department of Civil Engineering, University of Toronto, Toronto, Canada.

GREEN, R. E. AND COREY, J. C. (1971). Calculation of hydraulic conductivity : A further evaluation of some predictive methods. *Soil Science Society of America Proceedings, Vol. 35*, pp. 3-8.

GUINLE-THENEVIN, I. (1998). *Influence des valeurs extrêmes (millennales) des données physiques de l'environnement naturel sur le sol et le proche sous-sol, application aux sites de stockages de déchets*. Thèse de doctorat. Ecole des Mines de Paris.

HILLEL, D. (1980). *Applications of Soil Physics*. Academic Press, New York.

HILLEL, D. (1980). *Fundamentals of Soil Physics*. Academic Press, New York.

HILLEL, D., (1998). *Environmental soil Physics*. Academic Press, New York.

HILLS, R.G., PORRO, I., HUDSON, D.B. et WIERENGA, P.J. (1989). Modeling one-dimensional infiltration into very dry soils - 1. Model development and evaluation. *Water Resources Research, 25*: 1259-1269.

HO, P. G. (1979). *The prediction of hydraulic conductivity from soil moisture-suction relationships*. B. Sc. Thesis. Department of Civil Engineering, University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada.

HULME, M., CONWAY, D., JOYCE, A. ET MULENGA, H. (1996). A 1960-1990 climatology for Africa south of the equator and a comparison of potential evapotranspiration estimates. *S. Afr. J. Sci. 92*, Jul. 1-10.

HUYAKORN, P.S. et PINDER, G.F. (1983). *Computational Methods in Subsurface Flow.* Academic Press inc., San Diego, USA.

IWATA, S ; TABUCHI, T ; WARKENTIN, B.P., (1988). *Soil-water interaction, mechanisms and applications*, Marcel Dekker, New York

JOHNSON, W. M. ; MCCLELLAND J. E. (1977). Soil taxonomy : an overview. Soil Taxonomy and Soil Properties. *Transportation Research Record 642*. Transportation Research Board.

KALPAGÉ, F. S. (1974). *Tropical soils – classification, fertility and management*. The MacMillan Press Ltd.

KASSAS, M. (1995). Desertification: a general review. *Journal of Arid Environments, 30 (2)*, 115–128.

KOVÀCS, G. (1981). *Seepage Hydraulics*, Elsevier Scientific Pub.

LEBEAU, M. (1998). *Modélisation de l'état hydrique dans les structures de chaussées en période estivale*. Mémoire de maîtrise, Département de génie Civil, École Polytechnique de Montréal.

LEFEBVRE, R., (1994). *Caractérisation et modélisation numérique du drainage minier acide dans les haldes de stériles*. Thèse de doctorat, Université Laval, Canada

LEHMANN, F. et ACKERER, PH. (1998). Comparison of iterative methods for improved solutions of the fluid flow equation in partially saturated porous media. *Transport in Porous Media*, 31 : 275-292.

LE HOUÉROU, H.N. AND G.F. POPOV (1981). *An ecological classification of intertropical Africa.* Rome : Food and Agriculture Organization of the United States. 40 p.

LE HOUEROU, H.N. (1989). The_*Grazing Land Ecosystems of the African Sahel.* Springer-Verlag, New York, NY, USA.

LEIJ, F.J., RUSSELL, W.B. et LESCH, S.M. (1997). Closed-form expressions for water retention and conductivity data. *Ground Water, 35*: 848-858.

LEONG, E.C. et RAHARDJO, H. (1997). Review of soil-water characteristic curve equations. *Journal of Geotechnical et Geoenvironmental Engineering, 123:* 1106-1117.

MAQSOUD, A., BUSSIÈRE, B., AUBERTIN, M. (2002). L'hystérésis de sols non saturés utilisés dans les couvertures avec effets de barrière capillaire. *Proceedings of the 55th Canadian Geotechnical, Niagara Falls*, p. 181-188

MCGINNIES, W.G. (1988). Climatic and biological classifications of arid lands : A comparison. pp. 61-68. In : *Arid lands today and tomorrow.* E.E. Whitehead, C.F. Hutchison, B.N. Timmermann, and R.G. Varady (eds). Boulder, Colo : Westview Press. 1435 p.

MEIGS, P. (1953). La répartition mondiale des zones climatiques arides et semi-arides. *Sols africains*, 1953, p. 410-411.

MEND 2001. MEND Manual, Report 5.4.2, Volume 4 – Prevention and Control, Secretariat CANMET.

MOREL-SEYTOUX, H.J. (1992a). The capillary barrier effect at the interface of two soil layers with some contrast in properties. *HYDROWAR Report 92.4*, Hydrology Days Publications, California.

MOREL-SEYTOUX, H.J. (1993). *Dynamic perspective on the capillary barrier effect at the interface of an upper fine layer with a lower coarse layer*. Engineering Hydrology, Kuo, C.Y. (ed.), ASCE, 467-472.

MORTON, F. I. (1968). Evaporation and climate. A study in cause and effect. *Scientific series No. 4. Inland waters branch* – Department of Energy, Mines and Resources.

MORRIS, C.E. et STORMONT, J.C. (1997). Capillary barriers and Subtitle D covers: estimating equivalency. *Journal of Environmental Engineering*, 123: 3-10.

MUSY, A. ET SOUTTER, M. (1991). *Physique du sol*. Presses polytechniques et universitaires romandes.

NYHAN, J. W., SCHOFIELD. T. G., SALAZAR, J. A. (1997). *Water balance study of four landfill cover designs varying in slope for semiarid regions*. Environmental Science Group, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, NM 87544.

PALMER, W.C. (1965). *Meteorological Drought*, Research paper No. 45, 58 p.

PAN, L. et WIERENGA, P.J. (1995). A tranformed pressure head-based approach to solve Richards' equation for variably saturated soils. *Water Resources Research, 31*: 925-931.

PANICONI, C., ALDAMA, A.A. et WOOD, E.F. (1991). Numerical Evaluation of iterative and noniterative methods for the solution of the nonlinear Richards Equation. *Water Resources Research, 27* : 1147-1163.

PEGUY, C. P. (1970). *Précis de climatologie*. Masson & Cie.

PENMAN, M.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. *Royal Society of London, Proceedings Series A 193* :120-145.

PENMAN, H. L. (1952). The physical bases of irrigation control. *Proc. 13th Int. Horticult. Cong., London, 2*, 913-914.

PENMAN, H. L. (1956). Estimating evaporation. *Trans. Am. Geophys. Union 37*, 43-50.

PENMAN, H. L. (1963). *Vegetation and hydrology*, Technical Communication No. 53. Harpenden : Commonwealth Agricultural Bureaux.

RICHARDS, L.A. (1931). *Capillary conduction of liquids through porous medium. J. Physics. 1* : 318-333.

RIJTEMA, P.E. (1965). An analysis of actual evapotranspiration. Rep. 659, *Cent. For Agri. Publ. and Doc.*, Wageningen, Netherlands.

RITCHIE, A.I.M. (1994b). Sulphide oxydation mechanisms: Controls and rates of oxygen transport. In J.L. Jambor and D.W. Blowes (eds) : *Short Course Handbook on Environmental Geochemistry of Sulfide Mine-Waste*, Mineralogical Association of Canada, Waterloo, Ontario, May 1994, pp. 201-245.

ROSS, B. (1990). The diversion capacity of capillary barriers. *Water Ressources Research, 26* : 2625-2629.

SCHUT, P. (2002). Glossaire du Système d'information sur les sols du Canada. http://sis.agr.gc.ca/siscan/glossary/index.html (Page consultée le 20 mars 2003).

SHANTZ, H. L. (1956). History and problems of arid lands development. In : G. F. White (Editor), The Future of Arid Lands. *Am. Assoc. Adv. Sci., Publ. No. 43*: 3-25.

SOIL TAXONOMY (1975). *Sols arides d'ordres autres que les Aridisols*. En ligne. http://ag.arizona.edu/OALS/IALC/soils/nonaridisols/nonaridisols.html (Page consultée le 23 mai 2002).

SRK (Steffen, Robertson et Kirsten). (1989). Draft Acid Rock Technical Guide. *BC AMD Task Force, Vol. 1.*

STEENHUIS, T.S., PARLANGE, J-Y. et KUNG, K-J.S. (1991). Comment on "The diversion capacity of capillary barriers" by Benjamin Ross. *Water Ressources Research*, 27 : 2155-2156.

STORMONT, J.C. (1994). *Alternative barrier layers for surface covers in dry climates*. Albuquerque, NM Sandia National Laboratories.

STORMONT, J.C. (1995a). The effect of constant anisotropy on capillary barrier performance. *Water Ressources Research, 31* :783-785.

STORMONT, J.C. (1995b). The performance of two capillary barriers during constant infiltration. *ASCE geotechnical special publication, 53* : 77-92

SUTER, G.W., LUXMOORE, R.J. et SMITH, E.D. (1993). Compacted soil barriers at abandoned landfill sites are likely to fail in the long term. *Journal of Environmental Quality, 22* : 217-226.

TABOR, J. (1996). Classifications of Arid Land Soils. *Soils of Arid Regions of the U.S. and Israel* International Arid Lands Consortium. En ligne. http://ag.arizona.edu/OALS/IALC/soils/classifarid.html (Page consultée le 8 octobre 2002).

THORNTHWAITE, C. W. (1948). An approach towards a rational classification of climate. *Geograph. Rev. 38*, 85-94.

THORNTHWAITE, C. W. (1954). A re-examination of the concept and measurement of potential transpiration. In *The measurement of potential evapo-transpiration* (ed. J. R. Mather), pp. 200-209. Seabrook, NJ : Publications in Climatology.

TURC, L. (1954). Le bilan de l'eau des sols. Relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Ann. Agron. 5*, 491-596.

TURC, L. (1955). Le bilan de l'eau des sols. Relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Ann. Agron. 6*, 5-131.

UNESCO (1984). *Map of the world distribution of arid regions*. Paris, France.

VAN GENUCHTEN, M. TH. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J. Vol. 44*, 892-898.

VELLY, N. (1996). *Influence des sécheresses extrêmes sur les sols*. Diplôme d'Etudes Approfondies en Géomatériaux option Géologie de l'Ingénieur. Université de Marne la Vallée, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Ecole Nationale des ponts et Chaussées.

VIERS G. (1968). *Eléments de climatologie*. Université Nathan Information Formation.

WATSON, ZINYOWERA ET MOSS (2001). Vulnerabilities and Potential Impacts for Key Sectors in Africa - Soils, Plant Growth, and Land Degradation. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *IPCC Special Report on The Regional Impacts of Climate Change – An Assessment of Vulnerability.* http://www.grida.no/climate/ipcc/regional/013.htm. (Page consultée le 14 mars 2002).

WILSON, G. W. (1990). *Soil evaporative fluxes for geotechnical engineering problems.* PhD dissertation, University of Saskatchewan, Saskatoon.

WILSON, G. W. ; FREDLUND, D. G. ; BARBOUR, S.L. (1994). Coupled soil-atmosphere modeling for soil evaporation. *Canadian Geotechnical Journal, volume 31*, p.151-161.

WILSON, G. W. ; FREDLUND, D. G. ; BARBOUR, S.L. (1997). The effect of soil suction on evaporative fluxes from soil surfaces. *Canadian Geotechnical Journal, volume 34*, p.145-155.

YOUNG, A. (1976). *Tropical soils and soil survey*. Cambridge geographical studies. Cambridge University Press.

ANNEXE

A1.1 Classification phytogéographique

Voici quelques définitions phytogéographiques en fonction du type de climat dans un endroit donné :

- Caractéristique : l'aspect de la végétation renseigne assez bien sur le bilan hydrique d'une région.
- Régions humides : le couvert végétal est dense et continu : forêts, prairies, savanes.
- Régions semi-arides : plus qu'une couverture végétale formée de steppes herbacées, buissonnantes ou arbustives où la végétation est discontinue.
- Régions arides : désert caractérisé par l'extrême dispersion des végétaux ; les espaces nus l'emportent de beaucoup sur les espaces couverts par les plantes.

Cette classification correspond à trois types d'activité biologique. Dans les pays à climat humide, il n'y a pas de repos végétatif qui soit dû au manque d'eau ; dans les pays à climat semi-aride, un repos saisonnier intervient chaque année pendant plusieurs mois ; dans les pays à climat aride n'existe plus qu'une activité éphémère liée à des pluies occasionnelles survenant après des périodes de sécheresse qui peuvent durer plus d'une année (Viers, 1968). Le tableau A1.1 relie le degré d'aridité et la végétation.

Tableau A1.1 : Degré d'aridité et végétation (adapté de Shantz, 1956)

Degré d'aridité	**Végétation**
Semi-aride	Buissons et arbustes, forêt d'épineux, pelouse
Aride	Herbe de savanne désertique – arbrisseaux du désert
Extrêmement aride	Désert

A1.2 Classification hydrologique

Voici certaines définitions hydrologiques en fonction du type de climat dans un pays donné :

- Pays humides : dotés d'écoulements permanents exoréiques, c'est-à-dire atteignant la mer ; on peut parler ici de rivières et de fleuves.
- Pays semi-arides : dotés seulement d'écoulements temporaires ou saisonniers et des réseaux hydrographiques endoréiques car les eaux se perdent souvent sans atteindre les océans.
- Désert : il n'y a plus que des écoulements occasionnels, très rares, et parfois il n'y a pas de réseau hydrographique : c'est l'aréisme.

A1.3 Classification pédologique

Voici des définitions pédologiques selon le type de climat dans un pays particulier (Viers,1968) :

- Caractéristiques : Les pédologues appellent horizon A celui où s'opère la mise en solution des substances minérales, horizon B celui où elles s'accumulent, horizon C la roche mère. Ce qui suit n'est que schématique.
- Pays humides : On a la disposition verticale A.B.C.
- Pays semi-arides : Disposition verticale B.A.C.
- Déserts : A et B manquent : on n'a plus que l'horizon C.

Dans les déserts, les roches et les formations superficielles sont à nu. En pays semi-aride, une partie des eaux ruisselle vers les oueds (cours d'eau ou partie d'un cours d'eau dont l'écoulement dépend directement des précipitations et dont le lit est complètement sec à certaines époques) ; le reste s'infiltre pendant la pluie ou peu après et s'évapore

ensuite en remontant par capillarité à travers le sol. Les matières solubles sont donc précipitées en surface où elles forment des croûtes, des concrétions qui cimentent la partie superficielle du sol alors que c'est l'inverse quand l'infiltration de haut en bas l'emporte sur le phénomène d'évaporation (Viers,1968).