

UNIVERSITE CATHOLIQUE DE LOUVAIN  
FACULTE D'INGENIERIE BIOLOGIQUE, AGRONOMIQUE ET  
ENVIRONNEMENTALE



Caractérisation des propriétés  
hydrodynamiques et étude de la possibilité  
d'agrégation de trois types de sols au  
Fakara, Niger

Promoteur: **Dr. Ch. BIELDERS**

Mémoire de fin d'étude  
présenté en vue de l'obtention  
du grade de bio-ingénieur par

**Mélanie WEYNANTS**

Louvain-la-Neuve  
Année académique 2004-2005

## Remerciements

Je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont permis de mener à bien ce travail, coûte que coûte. Je voudrais plus particulièrement faire part de ma gratitude aux personnes suivantes:

Charles Bielders pour avoir suivi mon travail et pour m'avoir guidée lorsque les ennuis se sont accumulés;

La CUD pour le financement de mon voyage au Niger qui m'a apporté beaucoup et m'a permis de rencontrer des gens très intéressants;

Ado Saley, Tahirou, Moussa, Domingo, Moussa, Mohamadou, tout le personnel scientifique et technique de l'ICRISAT, sans qui je n'en aurais pas mené large au Sahel;

Pierre Akponikpe, pour le temps qu'il a consacré à m'expliquer APSIM;

Anthony Timmerman, Michel Motos, Bert Andries et les autres membres du personnel du Laboratorium voor Bodem- en Waterbeheer de la Katholieke Universiteit Leuven.

Frédéric, pour son aide, son humour affligeant, sa façon inimitable de me remonter le moral...

Bertrand et Stéphanie pour leurs encouragements, leur aide toujours bienvenue, leur bonne humeur, leur présence réconfortante, tout, quoi!

Papa et Maman... Milou, Caroline, Cédric, Nicolas, Sophie, et même Elisa, Simon et Charlotte!

Gregory pour son soutien de chaque instant...

## Résumé

Le calcul du bilan hydrique à l'échelle d'un terroir implique, a priori, la prise en compte des propriétés hydrodynamiques spécifiques à chaque type de sol. Cette démarche est relativement fastidieuse. Dès lors, l'étude de la possibilité d'agréger certains types de sols cultivés, sur base d'une comparaison de leur bilan hydrique simulé, permettrait d'éviter une surcharge de travail lors de l'estimation du bilan hydrique à l'échelle de ce terroir.

Ainsi, les propriétés hydrodynamiques des trois principaux sols cultivés au Fakara, Niger, ont été déterminées par plusieurs méthodes. Deux méthodes exploitent des mesures d'infiltration sous tension: la solution quasi analytique de Wooding et la modélisation inverse des paramètres de van Genuchten (1980), grâce à HYDRUS 2D (Šimunek et al., 1996). Des données de granulométrie sont utilisées pour estimer ces mêmes paramètres grâce aux fonctions de pédotransfert Rosetta (Schaap, 1999). Des essais de Multi Step Outflow ont été entrepris mais ils n'ont pas abouti.

Les résultats obtenus pour chacune de ces méthodes ont été comparés à ceux publiés par différents auteurs ayant travaillé sur des sols semblables. Les valeurs des paramètres estimés pour les trois sols par chaque méthode ont été comparées, à deux profondeurs d'échantillonnage.

Le drainage saisonnier, composante du bilan hydrique, a été simulé par APSIM 4.1 (2005). Les valeurs résultantes ont également été comparées pour les trois types de sols.

Les tests d'égalité des moyennes réalisés permettent d'aboutir à l'agrégation de deux des trois types de sols.

# Table des matières

Remerciements	1
Résumé	2
Introduction	8
Chapitre 1. Cadre de l'étude	10
1.1 Le Niger	10
1.1.1 Caractéristiques climatiques	10
1.1.2 Sols - occupation des terres	11
1.1.3 Ressources naturelles	12
1.1.4 Economie	13
1.1.5 Population	14
1.1.6 Agriculture et élevage	14
1.2 Le site de l'étude: le terroir du Fakara	15
1.2.1 Situation	15
1.2.2 Géologie	16
1.2.3 Pédologie	17
1.2.4 Ressources en eau	18
1.2.5 Végétation	19
1.2.6 Le système agricole	19
1.2.7 Urbanisation	20
Chapitre 2. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques du sol et agrégation spatiale: revue	22
2.1 Approches de détermination des propriétés hydrodynamiques	22
2.1.1 Le modèle capacitif	22
2.1.2 L'équation de transfert de Richards	22
2.2 Caractérisation de la courbe de rétention	24
2.2.1 Méthodes de laboratoire	24
2.2.2 Modèles paramétriques	26
2.3 Détermination de la conductivité hydraulique	28
2.3.1 Conductivité hydraulique à saturation, $K_s$	28
2.3.2 Conductivité hydraulique en milieu non saturé	28
2.3.3 Modèles paramétriques	29
2.4 Détermination simultanée de la conductivité hydraulique et des propriétés de rétention en eau du sol	30
2.4.1 Méthodes directes	30
2.4.2 Méthodes inverses	30
2.4.3 Méthodes indirectes	31
2.5 Infiltromètre à succion	31
2.5.1 Principe de la mesure	31

2.5.2	Interprétation des résultats	31
2.6	Multi-step outflow system	34
2.7	Fonctions de pédotransfert (PTF)	35
2.8	Agrégation spatiale	37
2.8.1	Spatialisation	37
2.8.2	Agrégation	39
Chapitre 3.	Matériels et méthodes	40
3.1	Echantillonnage et mesures de terrain	40
3.1.1	Echantillonnage	40
3.1.2	Mesures d'infiltration sur le terrain	41
3.2	Mesures de laboratoire	42
3.2.1	Humidité et densité apparente	42
3.2.2	Texture	43
3.2.3	Courbe de rétention	43
3.2.4	Multistep Outflow (MSO)	43
3.3	Utilisation des données	45
3.3.1	Utilisation des résultats d'infiltration	45
3.3.2	Traitement des données d'infiltration	48
3.3.3	Fonctions de pédotransfert	49
3.3.4	HYDRUS-1D	49
3.3.5	HYDRUS-2D	49
3.3.6	Apsim	50
Chapitre 4.	Présentation des résultats	53
4.1	Résultats obtenus pour les différentes méthodes	54
4.1.1	Infiltromètre: modélisation directe	54
4.1.2	Infiltromètre: modélisation inverse	55
4.1.3	Multi Step Outflow (MSO)	60
4.1.4	Fonctions de pédotransfert	62
4.2	Tests de normalité	63
4.2.1	Solution de Wooding: valeurs de conductivité à -15.3 cm et à saturation	66
4.2.2	Modélisation inverse: valeurs de K <sub>s</sub> et de K(-15.3)	68
4.3	Synthèse et comparaison des différentes méthodes	68
Chapitre 5.	Analyse des résultats et discussions	73
5.1	Critiques de la démarche et comparaison avec la littérature	73
5.1.1	Influence de la qualité de l'eau sur l'infiltration	73
5.1.2	Influence des problèmes expérimentaux	75
5.1.3	Confrontation des résultats avec des données publiées	76
5.2	Influence du type de sol sur les propriétés	80
5.2.1	Solution de Wooding	82
5.2.2	Modélisation inverse	82

5.2.3 Fonctions de pédotransfert	83
5.2.4 Conclusions	83
5.3 Influence du type de sol sur les termes du bilan hydrique	88
5.3.1 Solution de Wooding	88
5.3.2 Modélisation inverse	89
5.3.3 Fonctions de pédotransfert	91
5.3.4 Conclusions	93
Agrégation	94
Conclusions et perspectives	96
Références bibliographiques	98
Annexes	101

## Liste des figures

Figure 1.1 – Niger: situation géographique.	10
Figure 1.2 – Situation du Fakara	16
Figure 2.1 – Paramétrisation de la courbe de rétention en eau d'un sol.	26
Figure 2.2 – Interprétation physique des paramètres de van Genuchten	27
Figure 3.1 – Carte des sols du Fakara	40
Figure 3.4 – Dispositif de mesure de la pression sous l'assiette de l'infiltromètre	45
Figure 3.5 – Estimation des paramètres $K_s$ et $\alpha$ du modèle de Gardner	47
Figure 4.1 – Courbes de conductivité: solution de Wooding à la surface.	54
Figure 4.2 – Courbes de conductivité: la solution de Wooding à 30 cm de profondeur.	55
Figure 4.3 – Courbes de rétention pour la modélisation inverse à la surface.	56
Figure 4.4 – Courbes de rétention pour la modélisation inverse à 30 cm de profondeur.	56
Figure 4.5 – Courbes de rétention issues de la modélisation inverse modifiée, à la surface.	58
Figure 4.6 - Courbes de rétention issues de la modélisation inverse modifiée, à 30 cm.	58
Figure 4.7 - Courbes de conductivité issues de la modélisation inverse modifiée, à la surface.	59
Figure 4.8 - Courbes de conductivité issues de la modélisation inverse modifiée, à 30 cm.	59
Figure 4.9 – Courbes de rétention expérimentales et du MSO.	61
Figure 4.10 – Courbes de conductivité issues des essais de MSO.	61
Figure 4.11 – Courbes de rétention Rosetta à la surface	63
Figure 4.12 – Courbes de rétention Rosetta à 30 cm de profondeur	63
Figure 4.13 – Courbes de conductivité Rosetta à la surface	64
Figure 4.14 – Courbes de conductivité Rosetta à 30 cm de profondeur	64
Figure 4.15 - Fréquence de $\log(K)$ , à -15.3 cm, à la surface du sol et à 30 cm de profondeur.	66
Figure 4.16 – Fréquence de $\log(K_s)$ , Wooding, à la surface du sol et à 30 cm de profondeur.	67
Figure 4.17 – Synthèse des courbes de rétention à la surface.	71
Figure 4.18 – Synthèse des courbes de rétention à 30 cm de profondeur.	71
Figure 4.19 – Synthèse des courbes de conductivité à la surface.	72
Figure 4.20 – Synthèse des courbes de conductivité à 30 cm de profondeur.	72
Figure 5.1 – Comparaison des résultats obtenus avec la littérature: rétention en eau	77
Figure 5.2 – Comparaison des résultats obtenus avec la littérature: conductivité hydraulique	77
Figure 5.3 – Courbes pour chaque type de sols, obtenues par la solution de Wooding.	85
Figure 5.4 – Courbes pour chaque type de sol, obtenues pour la modélisation inverse.	86
Figure 5.5 – Courbes pour chaque type de sol, obtenues par Rosetta.	87
Figure 5.6 – Fréquence du drainage saisonnier par type de sol issu de la solution de Wooding.	88
Figure 5.7 – Fréquence du drainage saisonnier issu de la modélisation inverse, par type de sol.	90
Figure 5.8 – Fréquence du drainage saisonnier par type issu des fonctions de pédotransfert.	92

## Liste des tableaux

Tableau 1.1 – Estimation du rendement en mil pour le Niger (FAOSTAT, 2005)	14
Tableau 1.2 – Couverture des sols et propriétés hydrodynamiques	17
Tableau 1.3 – Types de sols et leurs principales caractéristiques	18
Tableau 3.1 – Valeurs de Log(Ks) selon les deux utilisations de l'infiltromètre.	48
Tableau 3.2 – Paramètres hydrodynamiques initiaux introduits dans HYDRUS-2D	50
Tableau 4.1 – Granulométrie et densité apparente des échantillons composites.	53
Tableau 4.2 – Comparaison de la teneur en eau minimale, maximale et moyenne.	57
Tableau 4.3 – Modification de la densité apparente suite au tassement.	60
Tableau 4.4 – Valeurs de Ko et Ks moyennes pour la surface	62
Tableau 4.5 – Tests de normalité sur log(K) à -15.3 cm.	66
Tableau 4.6 – Tests de normalité sur log(Ks) issues de l'analyse de Wooding.	67
Tableau 4.7 - Tests de normalité sur log(K) à saturation et à -15.3 obtenues par modélisation inverse.	68
Tableau 4.8 – Comparaison de log (Ks) obtenues à la surface du sol (P1) et à 30 cm de profondeur (P2) pour chaque méthode de détermination des propriétés hydrodynamiques.	69
Tableau 4.9 – Comparaison des valeurs moyennes de log (Ks) obtenues pour les différentes méthodes de détermination des propriétés hydrodynamiques.	69
Tableau 5.1 – Propriétés physiques de l'eau liquide.	74
Tableau 5.2 – Comparaison des valeurs de log(Ks) avec les valeurs publiées.	79
Tableau 5.3 –Anova de l'effet du type de sol sur les paramètres des fonctions hydrodynamiques et des tests de Student.	81
Tableau 5.4 – Récapitulation de l'effet sol sur les valeurs de log (Ks).	83
Tableau 5.5 – Moyennes par type de sol du drainage saisonnier issu de l'analyse de Wooding et tests de normalité.	88
Tableau 5.6 –Anova sur le drainage saisonnier simulé issu de la solution de Wooding.	89
Tableau 5.7 – Comparaison des moyennes du drainage saisonnier par type de sol obtenu à partir des propriétés hydrodynamiques issues de l'analyse de Wooding.	89
Tableau 5.8 – Moyennes par type de sol du drainage saisonnier issu de la modélisation inverse.	90
Tableau 5.9 –ANOVA sur le drainage saisonnier issu de la modélisation inverse.	91
Tableau 5.10 – Moyennes drainage saisonnier issu des fonctions de pédotransfert.	91
Tableau 5.11 –Anova de l'effet sol sur les valeurs de drainage saisonnier pour les PTF	92
Tableau 5.12 – Comparaison des moyennes des valeurs de drainage saisonnier obtenues pour les trois types de sol par les fonctions de pédotransfert Rosetta.	93
Tableau 5.13 – Récapitulation de l'effet sol sur les valeurs de drainage saisonnier obtenues par les différentes méthodes.	93

# Introduction

L'insécurité alimentaire règne sur le Sahel. La sécheresse et les invasions de criquets grégaires ne sont pas les seuls facteurs en cause. L'amélioration des conditions de vie et l'éradication permanente de la malnutrition chronique des populations rurales sahéniennes dépendent largement de l'augmentation de la productivité agricole, tant pour les cultures que pour l'élevage.

Les propriétés hydrodynamiques sont un prérequis pour la résolution de la plupart des problèmes de transport de nutriments et de flux d'eau dans les sols. En effet, elles permettent de quantifier les flux d'eau et de nutriments, de sels, etc., dans les sols. Ainsi, le calcul du bilan hydrique nécessite des informations sur les propriétés de rétention hydrique et de transport d'eau dans le sol. L'étude ici présentée porte sur la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des principaux sols cultivés à l'échelle d'un terroir de référence, choisi par le projet PAD Niger (Projet d'Aide à la Décision financé par la DGCD): le Fakara. Le Niger, puis le Fakara sont présentés au premier chapitre.

Le Fakara se caractérise par une relative diversité de sols. L'établissement d'un bilan hydrique à l'échelle du terroir impliquerait, a priori, la prise en compte des propriétés hydrodynamiques spécifiques à chaque type de sol, ce qui est relativement fastidieux.

L'objectif du travail est dès lors d'étudier la possibilité d'agréger certains types de sols cultivés, sur base d'une comparaison de leur bilan hydrique simulé. Pour des études ultérieures sur le comportement des sols, par exemple suite à la fertilisation ou à l'irrigation, les conclusions établies pour un type de sol pourront être élargies à tous les sols présentant des propriétés hydrodynamiques semblables.

Le chapitre 2 présente quelques notions utiles de physique du sol et d'agrégation spatiale.

Des mesures d'infiltration, permettant de déterminer les propriétés hydrodynamiques de trois types de sols cultivés, ont été réalisées durant l'été 2004. Elles ont été accompagnées de prélèvements d'échantillons, qui ont servi à déterminer ces propriétés par d'autres méthodes.

La mise en œuvre des méthodes de mesures et d'exploitation de celles-ci est décrite au chapitre 3.

Les résultats obtenus pour chacune des méthodes de détermination des propriétés hydrodynamiques sont exposés au chapitre 4. Ils sont accompagnés de tests sur leur distribution, qui permettent de définir les intervalles de confiances.

Dans le chapitre 5, les diverses méthodes sont comparées entre elles ainsi qu'avec les résultats publiés par divers auteurs ayant travaillé sur des sols semblables. Les résultats obtenus sur les

différents sols sont comparés pour chaque méthode. Les paramètres caractérisant les propriétés hydrodynamiques sont ensuite introduits dans un modèle de simulation de production (APSIM 4.1), afin d'établir le bilan hydrique sur sol nu. A nouveau, les valeurs prises par une composante de ce bilan, le drainage saisonnier, sont comparées pour les différents types de sols et les différentes méthodes. Enfin, l'agrégation des types de sols peut être réalisée sur base de tests d'égalité des moyennes: deux des trois sols étudiés sont agrégés, tandis que le troisième se distingue de ce groupe.

Pour terminer, les conclusions sont récapitulées et les perspectives possibles sont envisagées.

# Chapitre 1.

## Cadre de l'étude

### 1.1 Le Niger

S'étendant sur 1 267 000 km<sup>2</sup>, entre les longitudes 0°16' E et 16° E et les latitudes 11°01' N et 23°17' N, le Niger est totalement enclavé entre l'Algérie, le Mali, le Burkina Faso, le Bénin, le Nigeria, le Tchad et la Libye (Figure 1.1).



Figure 1.1 – Niger: situation géographique (Source: [www.africa-onweb](http://www.africa-onweb)).

La partie septentrionale du pays, couvrant les trois quarts de sa superficie est occupée par un désert chaud. Le Niger est une pénéplaine immense d'une altitude variant entre 200 et 500 mètres, exception faite du massif de l'Aïr, qui culmine à 2022 mètres dans le Nord du pays. Le réseau hydrographique n'est constitué que d'un seul cours d'eau permanent, le fleuve Niger, qui traverse l'Ouest du pays sur environ 550 km, et d'une rivière quasi permanente, la Komadougou, qui parcourt la frontière avec le Nigéria sur 150 km, à l'Est. A la pointe sud-est, le Niger possède environ 3000 km<sup>2</sup> du bassin du Lac Tchad.

#### 1.1.1 Caractéristiques climatiques

Le Niger est caractérisé par un climat de type sahélien semi-aride à aride, avec une seule saison des pluies. On distingue cependant:

- Une saison dite sèche et froide (mi-décembre à mi-février) caractérisée par des températures nocturnes pouvant atteindre moins de 10 °C, voire 0 °C dans le désert;
- Une saison sèche et chaude (mars à mai) durant laquelle soufflent des vents brûlants qui portent souvent la température au-delà de 45 °C à l'ombre;
- Une saison des pluies (juin à septembre) caractérisée par des pluies souvent orageuses, une humidité importante (environ 75%) et une température moyenne de 33 °C;
- Une saison chaude sans pluie (octobre à mi-décembre) durant laquelle l'humidité relative reste élevée et la température moyenne avoisine les 35 °C.

On distingue par ailleurs quatre zones du Nord au Sud, pour lesquelles la durée de la saison des pluies va croissant:

- La zone saharienne, dont la pluviométrie est inférieure à 100 mm par an et dont la température est en moyenne supérieure à 35 °C, s'étend sur environ 65% de la surface du pays. La végétation est absente, sauf dans les oasis où domine le palmier dattier;
- La zone sahélo-saharienne, dont les précipitations sont comprises entre 100 et 300 mm et qui couvre 12,2 % du territoire. La végétation steppique, dominée par les graminées ne permet que le nomadisme pastoral.
- La zone sahélo-soudanienne occupe 21,9% de la superficie, sur laquelle les précipitations varient entre 300 et 600 mm. On y cultive essentiellement le mil et on y pratique l'élevage extensif.
- La zone soudanienne ne représente que 0,9% du territoire et reçoit des précipitations supérieures à 600 mm par an. Elle est occupée par une végétation de type savane.

Le bilan pluviométrique est déficitaire pour l'ensemble du pays: l'évapotranspiration potentielle varie entre 1700 et 2100 mm d'eau par an, tandis que la pluviosité lui est nettement inférieure.

De plus, la distribution des pluies au Sahel est souvent décrite comme 'erratique'. En effet, le schéma saisonnier du système de mousson est très régulier, mais la distribution spatiale et temporelle des pluies durant la saison des pluies est hautement irrégulière et imprévisible. Le coefficient de variation de la pluviométrie annuelle en un site donné varie entre 25 et 30 % d'une année à l'autre. La majorité de la pluie tombe durant le passage de lignes de grain ou d'orages convectifs de haute intensité. L'importante dominance d'événements de pluie intenses contribue à la formation de croûtes sur les sols et à un ruissellement plus important que celui attendu sur des sols sableux dont le relief est typique de celui du Sahel (Hiernaux et Ayantunde, 2004). Cela a bien évidemment des conséquences sur les productions agro-sylvo-pastorales, surtout lorsque la sécheresse est persistante.

### **1.1.2 Sols - occupation des terres**

Les zones climatiques décrites ci-dessus sont caractérisées par certains types de sols, qui sont énoncés ici:

- En zone saharienne, les sols sont des sols minéraux bruts.
- En zone sahélo-saharienne, on trouve soit des sols peu évolués d'apport éolien, soit des sols brun rouge à dominance sableuse;
- En zone sahélo-soudanienne, les sols sont de type ferrugineux tropicaux;
- En zone soudanienne, on a des sols ferrugineux et fersialitiques.

La superficie des terres cultivables est estimée à 12 % de la superficie totale du pays soit 15 millions d'hectares. Ces sols sont très pauvres en éléments nutritifs, notamment en azote et phosphore, et en matière organique. Ils sont donc peu productifs et sont par ailleurs très fragiles, car très sensibles à l'érosion hydrique et éolienne. Lors des pluies violentes, la capacité d'infiltration est vite dépassée, et les particules les plus fines sont entraînées. Le ruissellement diffus aboutit à la formation de glacis, où l'horizon d'accumulation en argile est induré et exposé. Le ruissellement peut aussi se concentrer en rigoles ou ravines.

Les prairies et pâturages représentent 17 % de la superficie totale du pays soit 22 millions d'hectares. Les forêts occupent 13 millions d'hectares soit environ 11 % de la superficie totale du pays. La superficie totale des aires protégées est de 6,6 % du territoire.

### 1.1.3 Ressources naturelles

#### ***Végétation***

Du point de vue géobotanique, le territoire du Niger s'étend sur les régions saharo-sindienne et soudano-zambézienne, qui, à leur tour, recouvrent en partie les domaines biogéographiques saharien, sahélien et soudanien.

La région saharo-sindienne présente au Niger de petites variations en fonction des micro-climats, des substrats, de l'orographie. Ainsi, par exemple, des substrats sableux à modelés plus ou moins dunaires peuvent être caractérisés par une formation à *Panicum turgidum* et *Cormulaca monacantha*, les regs portent fréquemment des *Cymbgon shœnantus* et *Stipagrostis uniplumis* tandis que les éboulis du plateau du Djado et du mont Gréboun abritent des flores assez bien différenciées.

La région soudano-zambézienne, au sud de la précédente, peut être subdivisée en deux domaines: sahélien au nord et soudanien au sud. La végétation du domaine sahélien est une steppe qui généralement, passe des formations contractées ou arbustives claires dans la partie septentrionale, à des types plus diffus et arborés dans le sud. Les variations de densité et de hauteur sont accentuées par les changements de substrats et la présence de quelques microclimats.

Plus boisé que le précédent, le domaine soudanien porte une végétation de savane caractérisée par une strate herbacée continue où dominent les graminées vivaces de grande taille. Les espèces les plus fréquentes y sont *Andropogon gayanus*, sur sable, divers, *Hypparhena spp.* sur les sols plus humides, et *Loudetia spp.* surtout sur les glacis ou sur les affleurements de substrats concrétionnés.

## **Les ressources en eau (1998)**

L'hydrographie du Niger comprend trois domaines :

- Des régions aréiques, marquées par l'absence de tout écoulement, mais où l'on trouve parfois la trace d'un réseau fossile (Ténéré, régions de Tamesna et du Manga) ;
- Des régions endoréiques, où existe un écoulement occasionnel, suite à des précipitations, qui se perd après quelques dizaines de km : Koris de l'Aïr, de l'Ighazer ;
- La région du fleuve : le Niger coule toute l'année. Il traverse l'ouest du pays sur environ 550 km. Le module du débit entrant est de 655 m<sup>3</sup>/s (Kandadji), tandis que le module du débit sortant est de 1 046 m<sup>3</sup>/s (Gaya). Ses plus hautes eaux se situent en janvier-février. La période d'étiage est juin-juillet. Les affluents de la rive droite sont des cours d'eau saisonniers et ceux de la rive gauche sont fossiles.

D'autres cours d'eau saisonniers importants s'écoulent dans le sud du pays (Komadougou, Magia, Goulbi). Le réseau hydrographique actif écoule 33 milliards de m<sup>3</sup> d'eau par an concentrés en grande partie dans le fleuve Niger : 30 milliards de m<sup>3</sup> dont 1 % seulement est exploité.

A l'exception de ceux des Koris de l'Aïr et l'Ighazer, le Niger partage l'ensemble des bassins hydrographiques avec les pays voisins.

Le pays recèle d'importantes ressources d'eau souterraine. Les principaux aquifères sont contenus dans les formations sédimentaires des bassins du Niger oriental et des lullimeden. Néanmoins, le socle granitique et métamorphique possède des ressources en eau intéressantes.

Les aquifères importants sont localisés dans plusieurs formations de ces bassins sédimentaires. La qualité de l'eau des nappes varie de bonne à acceptable, à l'exception de celle de certaines aquifères où l'eau est localement salée.

Globalement, les écoulements souterrains (renouvelables annuellement) sont estimés à 2,5 milliards de m<sup>3</sup> d'eau dont moins de 20 % sont exploités. A ce potentiel il faut ajouter l'énorme stock non renouvelable estimé à environ 2 000 milliards de m<sup>3</sup>. Tous les aquifères sédimentaires du Niger sont frontaliers.

### **1.1.4 Economie**

Le Niger est un pays à très faible revenu par habitant. Le PIB par habitant était estimé à 161 US\$ en 1997, ce qui fait du Niger le pays le plus pauvre après la Sierra Leone. Son économie est essentiellement agricole, orientée vers l'agriculture de subsistance.

Les principales productions végétales sont le mil/sorgho (1 840 000 tonnes), le riz (43 000 tonnes), le niébé (295 243 tonnes), l'arachide (195 970 tonnes) et l'oignon (185 680 tonnes).

L'effectif du cheptel est estimé à 2 millions de bovins, 3,8 millions d'ovins, 6 millions de caprins, 500 000 asins et 379 000 camélidés.

La production piscicole annuelle est de l'ordre de 4 156 tonnes.

Avec une production annuelle de 3 320 tonnes, le Niger est au 3ème rang des producteurs mondiaux d'uranium. Les autres productions minières notables sont le charbon (180 000 tonnes) et l'or (314 kg).

### 1.1.5 Population

La population nigérienne était estimée en 1999 à 9 798 000 habitants dont 82 % de ruraux (FAO/SMIAR, 2001). En 2004, on l'estimait à 11 360 538 habitants (PopulationData, 2004). Le taux de croissance démographique moyen entre 1990 et 1999 était de 3,45 %. Cette valeur dépasse très largement le taux de croissance agricole du pays, estimé à 2,2 % durant les dernières années (FAO/SMIAR, 2001)

La densité moyenne de population est d'environ 9 habitants/km<sup>2</sup>. Cependant, cette moyenne ne reflète aucunement la réalité, car de grandes disparités existent. Ainsi 75 % de la population vit sur les 12 % du territoire national situés au sud de l'axe Niamey-Zinder. La pression démographique exercée sur cet environnement agro-pastoral réputé fragile est donc importante (FAO/SMIAR, 2001)

La population est répartie en huit groupes sociolinguistiques, dont les plus importants sont les Haoussa et Songhai-Zarma (ou Jerma), qui représentent près de 80 % des Nigériens. Plus de 95 % de la population est musulmane, ce qui permet une entente entre les différents groupes, par des valeurs communes.

### 1.1.6 Agriculture et élevage

Il existe au Niger trois principaux systèmes de production: le système vivrier, le système mixte et le système pastoral. Leur répartition sur le territoire est fonction de l'aptitude des sols et du climat. Le système vivrier est caractéristique des zones occidentales et sahéliennes. Le système mixte, associant les cultures vivrières et les pratiques pastorales est présent dans la partie centro-méridionale du pays. Le système pastoral est typique des zones désertique et semi-désertique.

Les systèmes vivrier et mixte sont basés sur la culture du mil ou du sorgho, associée à celle de légumineuses comme l'arachide ou le niébé. De plus, ils sont caractérisés par de faibles performances de production, dues notamment à la pauvreté des sols, au déficit hydrique, aux techniques agricoles rudimentaires, à la qualité des semences, à la pression parasitaire. Le rendement en mil des cinq dernières années pour le Niger est donné dans le tableau ci-dessous.

Tableau 1.1 – Estimation du rendement en mil pour le Niger (FAOSTAT, 2005)

Année	2000	2001	2002-2004
Rendement [kg/ha]	326.0	461.5	454.5

A cause de la pression démographique, la proportion de terres cultivables exploitée a fortement augmenté au cours des dernières décennies. Ainsi, on est passé de 3,1 millions d'hectares cultivés en 1965 à 13,9 millions d'hectares en 1999.

L'élevage représente une part non négligeable du PIB (12 à 16 %) et est une source importante d'exportations.

On distingue quatre principaux types d'élevage:

- Le système de production typiquement pastoral (pur ou nomade), caractéristique des zones à pluviométrie inférieure à 300 mm par an;
- Le système d'élevage transhumant, en zones semi-arides;
- Le système de production agro-sylvo-pastoral;
- Le système de production urbain et péri urbain.

## ***1.2 Le site de l'étude: le terroir du Fakara***

Les informations reprises ci-dessous sont issues essentiellement d'un rapport d'activités de recherche sur le Fakara (Hiernaux et Ayantunde, 2004).

### **1.2.1 Situation**

Le terroir concerné par le stage est situé dans une petite région naturelle de l'Ouest du Niger, le Fakara, qui couvre à peu près 6000 km<sup>2</sup> entre les vallées confluentes du Fleuve Niger à l'Ouest et la vallée fossile du Dallo Bosso à l'Est (Figure 1.2). Le site de l'étude couvre 500 km<sup>2</sup> (inclus entre 13°20' N et 13°35' N; 2°35' E et 2°52' E) du canton de Fakara dont la capitale administrative est la petite ville de Dantiandou (13°24'45" N; 2°45'23" E) située à 75 km à l'Est de la capitale de l'état du Niger, Niamey. La zone d'étude comprend 10 villages mais s'étend aussi sur les terres d'autres villages. En 1998, environ 6000 individus vivaient dans cette zone.

Le climat du Fakara est de type tropical semi-aride avec une pluviosité annuelle moyenne de 560 mm (1905-1989) et de 495 mm seulement pour la période allant de 1968 à 1989. Le Fakara fait partie de la zone bio-climatique centrale du Sahel. Les pluies tombent en été quand les jours sont longs, que les températures ambiantes sont élevées et que l'évapotranspiration potentielle est haute. La distribution des pluies est strictement monomodale, centrée sur le mois d'août, avec des saisons des pluies de 4 à 5 mois. La longue saison sèche est aussi caractérisée par une humidité de l'air extrêmement basse (minimum quotidien inférieur à 5 %) pour deux à trois mois, accompagnée de températures et de densité d'aérosols importantes.

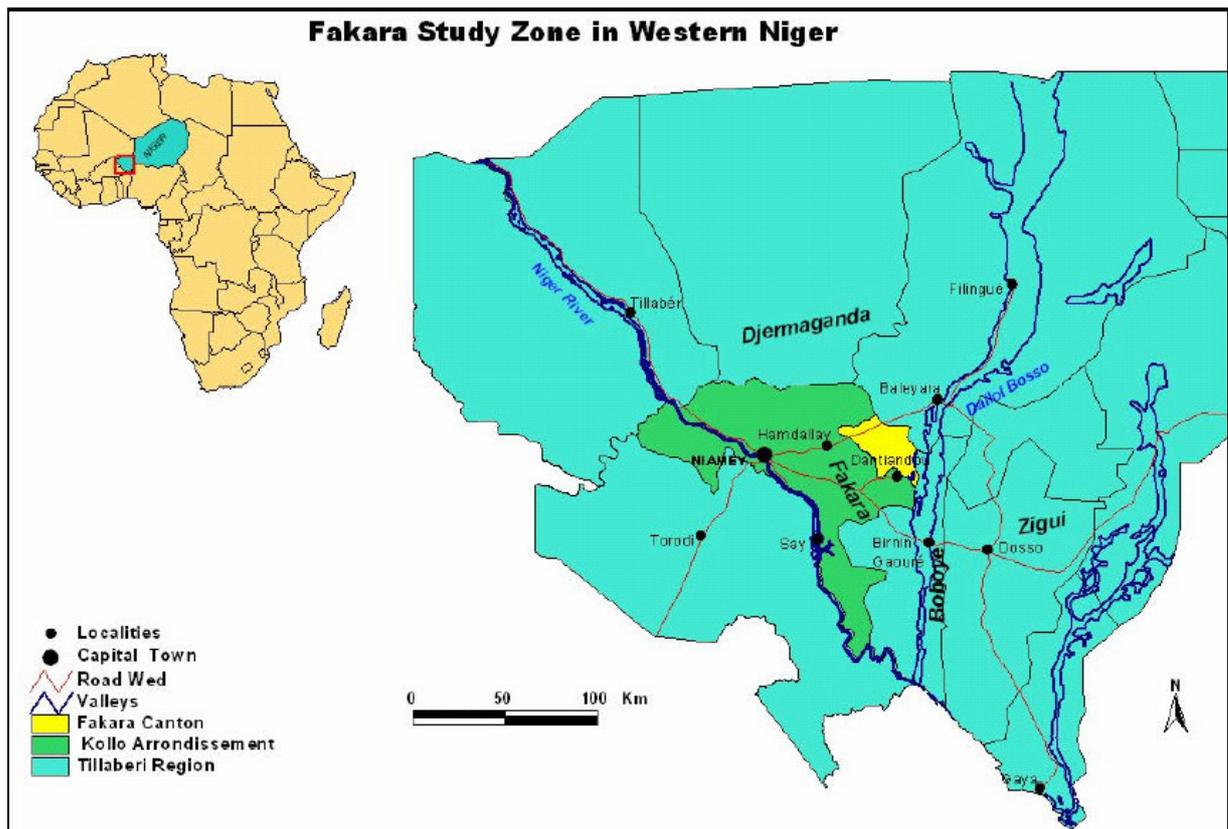


Figure 1.2 – Situation du Fakara (Source: Hiernaux et Ayantunde, 2004)

## 1.2.2 Géologie

Le Fakara est localisé dans le bassin sédimentaire du lullemeden, qui s'étend sur 600 000 km<sup>2</sup> dans l'ouest du Niger et l'est du Mali. Il se trouve à la limite sud ouest du bassin, sur des dépôts sableux horizontaux de 150 à 200 m d'épaisseur de la série 'continentale terminale' du moyen Niger, datée du milieu de l'Eocène à la fin du Pliocène. Cette géologie explique le caractère sableux des sols dérivés et leur pauvre fertilité chimique. La topographie, la géomorphologie et la pédologie sont l'héritage d'une longue histoire de fluctuations climatiques durant le Quaternaire: de hyper aride à sub-humide. La topographie du paysage est dominée par la surface horizontale du bas plateau gréseux (en fait le plancher du bassin sédimentaire), coiffé et protégé contre une érosion plus avancée par une cuirasse latéritique de 5 à 20 m. Cette cuirasse s'est formée dans l'horizon d'accumulation d'un sol ferrique profond qui s'est développé à la fin du Pliocène sous un climat tropical sub-humide. Ce bas plateau a été disséqué par le fleuve Niger à l'ouest et par le Dallol Bosso, un affluent fossile du Niger, à l'est, et par leur tributaires. Le Dallol Bosso drainait les eaux d'un large bassin versant centré sur le bassin d'Azawak s'étendant jusqu'aux montagnes de l'Adrar d'Ifoghas, de l'Ahaggar et de l'Aïr. Le Dallol Bosso a creusé dans les grès continentaux une vallée large de 12 à 18 km bordée de falaises. Cette vallée orientée Nord-Sud limite le Fakara à l'est. Comme dans tout le Sahel, les climats arides et sub-humides se sont succédés durant le Quaternaire, modelant le paysage et les sols. L'érosion éolienne durant les périodes arides du Quaternaire a déclenché d'une part l'exportation sélective des argiles et des limons, déposés en loess plus au Sud, comme dans la zone de Kano au nord du Nigéria, et d'autre part le dépôt de

sables sur les pentes et dans les vallées, s'étendant parfois sur le bas plateau. Les dépôts de sable et les dunes établies durant les périodes les plus arides ont alors été remodelés par l'érosion éolienne et couverts de savanes pendant les périodes les plus humides du Quaternaire.

### 1.2.3 Pédologie

En dépit de l'altitude peu élevée et du substrat géologique assez homogène, l'alternance des climats arides et sub-humides durant le Quaternaire résulte en une large diversité de situations édaphiques, organisées le long des pentes en une hiérarchie imprécise. Les propriétés chimiques des sols, leur texture, leur acidité, leur teneur en matière organique et en nutriments dépendent de l'âge du dépôt et du nombre, de la durée et de l'étendue des périodes humides et sèches qui se sont produites depuis qu'ils ont été mis en place. Les sols diffèrent dans le paysage mais ils tendent tous à avoir une faible teneur en matière organique et une structure faiblement développée (Tableau 1.3). La capacité d'échange cationique, variant en relation avec la teneur en argiles, est souvent très basse. De plus le complexe d'échange est habituellement non saturé en bases échangeables. Les couches de surface sont acides et pauvres en azote et phosphore solubles. La recherche extensive a confirmé que la déficience des sols en nutriments limite la productivité des prairies et des cultures au Sahel.

Tableau 1.2 – Couverture des sols et propriétés hydrodynamiques (Source: Hiernaux et Ayantunde, 2004)

Type de sol	coefficient de ruissellement [%]	teneur en eau à pF 2.5 [%]	teneur en eau à pF 4.2 [%]	infiltration [cm j <sup>-1</sup> ]
<b>Skeletal Leptosol</b>	52	-	-	19-170
<b>Ferralic Arenosol</b>	85	3.0-4.0	1.6-2.0	12-290
<b>Arenic Lixisol</b>	30	2.0-3.0	1.3-1.6	720-1440
<b>Arenic Cambisol</b>	25	3.5-4.5	2.5-3.0	720-1440
<b>Leptic Lixisol</b>	60	4.0-6.0	2.0-3.0	12-290
<b>Gleyic Arenosol</b>	20	2.0-3.0	1.2-1.5	720-1440
<b>Arenic Gleysol</b>	0	-	-	19-72

Tableau 1.3 – Types de sols et leurs principales caractéristiques (Source:Hiernaux et Ayantunde, 2004)

	Arenic Gleysol	Gleyic Arenosol	Leptic lixisol	Arenic Cambisol	Arenic lixisol	Ferralic arenosol	Skeletal leptosol
Topography	Valley	valley	down-slope	flats	mid-slope	up-slope	plateau
Land form	river bed	alluvial deposit	erosion surface	colluvial fan	sand deposit	eroded deposit	plateau cliff
Depth (cm)	> 300	> 300	20 to 80	> 300	> 300	10 to 50	0 to 10
Color (0-20)	10YR5/6	5YR 5/8	7.5YR3/4	10YR6/4	7.5YR4/6	5YR5/6	7.5YR 5/6
<i>Texture at 0-30 cm depth</i>							
gravels (% total)	0	0	0	0 to 5	0	0 to 20	20 to 90
Sand coarse %	2-5	45-48	40-50	45-50	40-50	34-36	32-35
Sand fine %	35-40	40-45	35-40	38-42	40-50	50-53	32-38
silt %	30-35	2-3	5-8	3-5	2-3	4-7	5-8
clay %	15-25	6-12	7-12	5-10	2-5	4-8	12-17
pH (water)	5.5-6.3	5.0-5.3	5.0-5.5	4.5- 5.5	5.2-6.2	5.0-5.9	5.0-6.0
CEC (meq/100g)	5.0-7.0	1.5-2.0	2.0-2.5	1.0-2.0	0.8-1.2	1-1.6	2.0-2.5
Total N (ppm)	250-350	60-120	150-200	200-250	100-250	150-250	200-300
Total P (ppm)	2.5-5.0	1.5-2.0	1.2-2.5	1.5-2.0	1.5-3.5	0.7-1.5	2.5-5.5
K (meq/100g)	0.20-0.40	0.02-0.03	0.02-0.03	0.03-0.05	0.03-0.06	0.04-0.09	0.20-0.30
OM (%)	0.40-0.80	0.08-0.25	0.25-0.35	0.20-0.70	0.12-0.17	0.15-0.30	0.1-0.5

## 1.2.4 Ressources en eau

En saison des pluies, l'eau résultant du ruissellement peut être disponible en flaques sur le plateau peu perméable, dans de petites dépressions à mi-pente ou dans les parties les plus basses du lit des rivières fossiles. Le système dans son ensemble est endoréique. L'eau collectée dans ces flaques, souvent sur de très petits bassins versants, s'évapore assez rapidement. Une très petite fraction est consommée par le bétail, tandis qu'une proportion variable s'infiltre, alimentant la nappe phréatique. Dans le Fakara, la nappe forme parfois une dépression piézométrique centrée sur la vallée de Dantiandou, le long de laquelle la nappe est artésienne.

Des études récentes basées sur des mesures piézométriques et des analyses isotopiques ont démontré que le niveau de la nappe a augmenté depuis les années 1950, à cause d'une infiltration plus importante, le plus probablement due aux changements d'occupation du sol. Et cette augmentation progressive de la nappe s'est produite malgré la diminution de la pluviométrie à la fin des années 1960 et l'augmentation de l'utilisation de l'eau par la population plus nombreuse (consommation humaine et animale, irrigation).

### 1.2.5 Végétation

Au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, la végétation du Fakara a évolué d'une savane sahélienne vers un paysage cultivé largement érodé. La végétation est composée de deux strates majeures: la couche herbacée, dominée par des graminées annuelles à cycle long, et une population disséminée de petits arbres et de buissons. La sévérité et la longue durée de la saison sèche inhibent le développement de plantes pérennes et succulentes, tandis que la régularité saisonnière des pluies favorise les annuelles dont les graines germent activement lors des premières pluies. Et parmi elles, les annuelles à cycle long sont les mieux adaptées à la lente libération des nutriments sur ces sols peu fertiles. Les plantes ligneuses sont en compétition avec les herbacées pour l'eau et les nutriments dans le premier mètre du profil du sol, où la plupart de leurs racines se développent. Cette compétition crée un équilibre entre plantes herbacées et ligneuses, qui, contrairement aux autres écosystèmes arides, ne mène pas à l'envahissement par les buissons. Les plantes ligneuses n'ont gagné la compétition que dans la *brousse tigrée*. Cet écosystème, commun sur les pentes très douces des cuvettes du Sahel, est caractérisé par l'alternance régulière de bandes de sol nu et de fourrés denses linéaires, arrangés perpendiculairement à la pente. Les bandes de sol nu jouent un rôle naturel de système de récolte des eaux. La brousse tigrée est un cas extrême de fragmentation de la végétation en relation avec la redistribution de l'eau et des nutriments, caractéristique de la population des plantes ligneuses sahéliennes et, à une autre échelle, de la couche herbacée. La diversité de la végétation s'exprime donc dans le schéma fragmenté dû à l'adaptation fonctionnelle des plantes à l'irrégularité spatiale et temporelle, d'abord de la distribution de l'eau et des nutriments, ensuite du pâturage non continu et saisonnier, et enfin des feux de brousse.

En contraste avec d'autres zones arides et semi-arides d'Afrique, il existe très peu d'espèces endémiques au Sahel. Cela est probablement dû à l'amplitude des fluctuations des conditions environnementales, aujourd'hui et durant tout le Quaternaire, et à la relative homogénéité de la roche mère.

En dépit de la large amplitude des changements interannuels dans la production et la composition des espèces, la végétation naturelle est remarquablement résistante à la sécheresse.

### 1.2.6 Le système agricole

A cause de l'accès difficile à l'eau et de la pauvre fertilité des sols, ainsi qu'à cause de l'insécurité politique, la population du Fakara a longtemps été dispersée et faible. Ce n'est qu'au XX<sup>ème</sup> siècle et particulièrement depuis les années 1950 que la densité de population a augmenté régulièrement, suite à la 'paix' coloniale, au progrès des forages de puits, à l'amélioration des soins de santé et à quelques apports extérieurs dus à la proximité Niamey, la capitale du Niger. Le système agricole est caractérisé par la cohabitation de deux systèmes agraires, la culture de ferme Jerma, et l'élevage Fulani. Depuis un siècle, les deux systèmes agraires ont co-évolué vers des systèmes sédentaires de culture et d'élevage. Le système actuel est largement orienté vers l'agriculture de subsistance, basé sur le mil associé à une série de cultures secondaires, soit des

légumineuses à double intérêt (niébé, arachide), soit des cultures de rente (sésame, oseille). Le besoin d'argent et le développement du marché de Dantiandou ont favorisé le développement de productions potagères par les femmes.

Selon la texture du sol, le travail de celui-ci va de pratiques de non labour très extensives sur les sols sableux à la construction de billons (*ridging*) et au labour sur la minorité des sols à textures plus fines. A cause du non travail du sol, le goulot d'étranglement de la culture céréalière est souvent le temps de travail requis pour le désherbage (0,15 ha par adulte et par jour pour le désherbage manuel dans l'ouest du Niger). Les faibles apports de fertilisants et la pauvre fertilité inhérente aux sols limite les rendements et explique les jachères périodiques traditionnellement pratiquées pour restaurer la fertilité des sols.

Au sein des communautés, la surface de terre cultivée par ménage varie de façon significative à cause de différences dans l'accès effectif aux terres et au travail, qui ne reflètent pas seulement la taille des ménages, mais aussi le statut de richesse de la famille. De plus, les droits d'accès aux terres sont généralement restreints aux hommes adultes, malgré l'implication importante des femmes dans la gestion des cultures. Les activités culturelles sont associées à l'élevage d'animaux tels que les zébus, les moutons, les chèvres et les poules, les ânes et quelques chevaux ou dromadaires.

Suite à l'augmentation de la population, les terres cultivées se sont rapidement étendues depuis les années 1950, sans plus d'intensification du système de production. Les intrants internes tels que la fumure du bétail et les résidus de culture sont en partie recyclés et concentrés sur une fraction des parcelles cultivées continuellement et plus intensément. Le bétail est la forme majeure d'accumulation de richesses dans cette zone. Les différences de possession de bétail sont même plus grandes que celles des terres cultivées, à la fois dans et entre les communautés de la région. Les troupeaux se déplacent au travers des prairies arides au début de la saison humide, retournant progressivement vers les zones semi-arides et sub-humides ou vers les abords des rivières où ils passent le reste de la saison sèche, parfois après un autre tour de transhumance. Durant les deux saisons, ces mouvements visent à fournir la meilleure alimentation aux troupeaux. Les mouvements sont contrôlés par la disponibilité en eau mais ils sont de plus en plus contraints par la réduction et la fragmentation des pâturages en zones semi-arides et dans les plaines inondables.

### **1.2.7 Urbanisation**

Le Fakara est localisé à 60-100 km à l'est de Niamey, la capitale du Niger. Celle-ci a crû très rapidement depuis 1950. Sa relative proximité explique le développement du marché de Dantiandou, principal marché du Fakara. Cependant, la proximité de Niamey n'a pas beaucoup aidé le canton à bénéficier d'infrastructures de services. Seule la moitié des villages possède une école primaire et le degré d'alphabétisation est très faible. Seul Dantiandou possède un dispensaire.

Les institutions traditionnelles déterminent largement la tenue des terres et le système d'utilisation de la terre avec des droits d'usufruit primaires sur les terres cultivées tenues par les descendants

des fondateurs du village, et des droits d'usufruit secondaires acquis par négociation avec les bénéficiaires des droits primaires. La possession du bétail est individuelle.

L'Islam, religion partagée par tous les groupes socio-linguistiques, supporte les valeurs culturelles d'aide mutuelle et les institutions telles que l'accès commun aux ressources naturelles, surtout pastorales. Malgré ces valeurs sociales communes, la société est assez individualiste quand il est question de décision de gestion. Et, en dépit du support politique, ce n'est que récemment que l'organisation formelle de fermiers (uniquement parmi les hommes et les femmes de la communauté Jerma) a émergé pour les questions d'accès aux facilités de crédit (MUTEC) à Dantiandou.

## Chapitre 2.

# Caractérisation des propriétés hydrodynamiques du sol et agrégation spatiale: revue

La solution de la plupart des problèmes de transport et de flux dans les sols requiert la connaissance d'informations quant aux propriétés physiques du sol en conditions non saturées. En effet les modèles qui permettent de résoudre ce type de problèmes exigent parmi leurs entrées des paramètres caractérisant ces propriétés.

### **2.1 Approches de détermination des propriétés hydrodynamiques**

Les informations physiques concernant le sol peuvent être prises en compte selon différentes approches. Deux sont ici présentées: l'une est basée sur un modèle capacitif, l'autre sur l'équation de transfert de Richards.

#### **2.1.1 Le modèle capacitif**

Cette approche permet de caractériser les propriétés hydrauliques du sol en conditions non saturées. Le bilan hydrique  $y$  est calculé en cascade. Les caractéristiques hydriques du sol sont spécifiées en termes de teneurs en eau à la capacité au champ (DUL), à une succion de 15 bars (LL15), à saturation (SAT) pour les différentes couches de sol considérées. Le mouvement de l'eau est décrit par des algorithmes différents selon que la teneur en eau  $\theta$  est ou non inférieur à DUL.

#### **2.1.2 L'équation de transfert de Richards**

L'équation de Richards décrit le transport de l'eau au travers du sol. Elle est basée sur la combinaison de l'équation de Darcy et de l'équation de continuité.

La loi de Darcy gouverne le flux d'eau unidimensionnel dans un sol isotherme, rigide, saturé ou non:

$$q = -K \frac{dH}{dx} \quad (2.1)$$

où  $q$  est la densité de flux, c'est-à-dire le volume d'eau par unité de surface de la section de passage et par unité de temps [ $L^3$  d'eau .  $L^{-2}$  de sol .  $T^{-1}$ ]

$K$  est la conductivité hydraulique [ $L^3$  d'eau  $L^{-2}$  de sol  $T^{-1}$ ]

H est la charge hydraulique totale, qui équivaut au potentiel hydrique du sol par unité de poids [L]

x est la distance dans le sol [L]

La loi de Darcy établit que l'eau s'écoule dans le sol proportionnellement au gradient hydraulique total. La 'constante' de proportionnalité, K, entre la vitesse d'écoulement et le gradient varie selon le type de sol et la teneur en eau, mais pas selon le gradient.

Dans les situations de flux où q, K et H varient dans le temps (conditions transitoires), il faut combiner l'équation de Darcy avec celle de continuité (conservation de la masse d'eau). Pour un fluide de densité constante, elle est exprimée comme la conservation du volume:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} q + S \quad (2.2)$$

où  $\theta$  est la teneur en eau volumique [ $L^3 L^{-3}$ ]

t est le temps [T]

S est un terme source (ou puits, si négatif) [ $L^3 \text{ eau } L^{-3} \text{ sol } T^{-1}$ ]

La combinaison des équations (2.1) et (2.2) donne donc l'équation de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial H}{\partial x} \right) + S \quad (2.3)$$

Dans les sols rigides, saturés ou non, la pression est toujours égale à la pression atmosphérique, c'est-à-dire que l'air peut bouger librement. La charge hydraulique H est alors la somme des composantes matricielle,  $h \leq 0$ , ou hydrostatique,  $h \geq 0$ , et gravimétrique, z, du potentiel. L'équation de Richards peut donc se réécrire:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} K \left( \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{dz}{dx} \right) + S \quad (2.4)$$

où  $\theta$  et h sont liés par la courbe de rétention et K est lié à  $\theta$  par la courbe de conductivité hydraulique. Cette forme de l'équation de Richards peut être résolue numériquement.

Pour résoudre l'équation de transfert de Richards, il est nécessaire de connaître les relations existant d'une part entre la teneur en eau du sol,  $\theta$ , et son potentiel matriciel, h, et d'autre part entre la conductivité hydraulique en milieu non saturé, K, et la teneur en eau,  $\theta$ , ou le potentiel matriciel du sol, h. Ces propriétés hydrodynamiques du sol peuvent être déterminées de différentes façons. Il existe d'une part la distinction entre les méthodes in situ et les méthodes de laboratoire, et d'autre part celle entre les méthodes directes et indirectes.

Les méthodes in situ sont généralement laborieuses et demandent beaucoup de temps. Par exemple, l'utilisation de l'infiltromètre à succion, dont il sera question dans ce document, nécessite environ une heure de temps de mesure par site. Or si l'on veut étudier l'infiltration à l'échelle d'une parcelle voire d'un terroir, le nombre de sites de mesure augmente rapidement.

Les résultats obtenus tant en laboratoire que sur le terrain dépendent du volume de sol échantillonné. En effet, le sol est un milieu hétérogène. Selon la propriété du sol étudiée, le volume représentatif nécessaire pour la caractériser sera différent.

Néanmoins, l'avantage des méthodes de laboratoire est qu'elles permettent généralement de traiter un grand nombre d'échantillons simultanément, ce qui permet de gagner du temps. Par exemple, l'utilisation du système de Multistep Outflow permet d'étudier les propriétés de drainage sous pression d'échantillons de sol par séries de plusieurs échantillons (le nombre dépend du matériel disponible).

Outre la distinction entre les méthodes de terrain et celles de laboratoire, on distingue des méthodes directes et indirectes. Les méthodes directes permettent de mesurer la propriété d'intérêt directement. Par exemple, la détermination de la teneur en eau par la méthode gravimétrique consiste à mesurer la masse d'eau perdue par un échantillon de sol lors de son passage à l'étuve. Les méthodes indirectes permettent de déterminer la propriété d'intérêt par la mesure d'une propriété physique qui est en relation avec la propriété d'intérêt. Par exemple, la teneur en eau d'un sol peut être calculée à partir de mesures de la constante diélectrique de ce sol, grâce à différentes techniques comme le TDR (Time Domain Reflectometry), le FDR (Frequency Domain Reflectometry), le GPR (Ground Penetrating Radar). Les méthodes indirectes sont habituellement plus rapides que les méthodes directes, mais elles nécessitent souvent une calibration préalable.

Différentes méthodes de caractérisation des propriétés hydrodynamiques du sol sont présentées ci-dessous.

## **2.2 Caractérisation de la courbe de rétention**

La relation entre la teneur en eau du sol (en réalité la solution du sol) et le potentiel matriciel est une partie fondamentale de la caractérisation des propriétés hydrauliques du sol. Il existe diverses méthodes pour déterminer cette relation. Ci-dessous sont exposées brièvement quelques approches en laboratoire. Vient ensuite un exposé succinct des modèles paramétriques qui permettent de décrire la courbe de rétention.

### **2.2.1 Méthodes de laboratoire**

Les différentes méthodes de détermination de la courbe de rétention en laboratoire consistent à établir une série d'équilibres entre l'eau de l'échantillon et une masse d'eau à des potentiels connus. Le système 'eau du sol' est généralement en contact hydraulique avec la masse d'eau via une plaque poreuse ou une membrane saturée. A chaque équilibre, la teneur en eau,  $\theta$ , est déterminée et associée à une valeur de  $h$ . Pour autant que le volume des échantillons soit également connu, on a:

$$\theta(h) = \frac{M_h - M_d}{V_s \rho_w} \quad (2.5)$$

où  $\theta(h)$  est la teneur en eau volumique [ $L^3 L^{-3}$ ] à la succion  $h$  [L],

$M_h$  et  $M_d$  sont les masses [M] à la succion  $h$  et pour l'échantillon sec, respectivement,

$V_s$  est le volume de l'échantillon de sol [ $L^3$ ],

$\rho_w$  est la masse volumique de l'eau [ $ML^{-3}$ ].

Chaque paire de données ( $\theta$ ,  $h$ ) est un point de la courbe de rétention. Les données peuvent être obtenues en drainage ou en humectation. Cependant la courbe obtenue peut présenter un phénomène d'hystérèse: la teneur en eau en drainage sera alors supérieure à celle obtenue en humectation pour un même potentiel (Dane et Topp, Dane et Topp, 2002).

Dans un dispositif de Haines, l'échantillon humide est en contact avec la masse d'eau au travers d'une plaque poreuse. La phase gazeuse de l'échantillon est à pression atmosphérique, tandis que la pression de la masse d'eau est réduite à des niveaux subatmosphériques, ce qui entraîne un écoulement d'eau hors de l'échantillon. La charge matricielle,  $h$ , décroît linéairement avec l'augmentation de la distance verticale entre le niveau d'eau de la masse et la base de l'échantillon. A cause du dégazage de la masse d'eau, la succion du dispositif est limitée à environ -8.5 m au niveau de la mer.

Une variante de cette approche, le bac à sable, permet de traiter simultanément plusieurs échantillons non perturbés contenus dans des cylindres métalliques (20 à 50 selon leur diamètre). Elle permet de déterminer la courbe de rétention en drainage jusqu'à des charges matricielles d'environ -5 m selon le type de matériau utilisé comme barrière poreuse (généralement sable et kaolin) Il faut attendre un temps suffisamment long avant que l'équilibre soit atteint. Pour cela, les échantillons sont par exemple pesés toutes les 24 heures jusqu'à ce que la différence entre deux pesées successives n'excède pas 0.1 gramme.

Dans une cellule de pression, la masse d'eau sous la plaque poreuse est maintenue à pression atmosphérique, tandis qu'une pression supérieure à la pression atmosphérique est appliquée à la phase gazeuse de l'échantillon de sol. L'eau du système n'est donc jamais soumise à des pressions inférieures à la pression atmosphérique. De tels dispositifs sont construits pour résister à de hautes pressions. Un système d'apport et de régulation de pression est également requis.

Pour les méthodes précédentes, la valeur moyenne de la teneur en eau pour tout l'échantillon est attribuée à un point de potentiel connu le long de la hauteur de l'échantillon, généralement à mi-hauteur de l'échantillon. Les résultats peuvent donc différer substantiellement de ceux qui s'appliquent en un point physique, surtout pour les matériels grossiers. En effet, pour ces derniers la teneur en eau peut varier substantiellement pour de faibles variations de charge matricielle et donc sur la hauteur de l'échantillon. Pour minimiser ce problème, on peut utiliser plutôt une colonne de sol, pour laquelle les valeurs de teneur en eau sont déterminées en une série de points physiques le long de celle-ci, avec, par exemple, un système à rayons gamma. Le bas de la colonne est connecté à une bouteille d'approvisionnement, dont le niveau est modulé pas à pas.

Il existe par ailleurs des méthodes qui utilisent l'approche du contrôle du volume d'eau extrait d'un échantillon accompagné de la mesure de la tension (Dane et Topp, Dane et Topp, 2002).

Le choix d'une méthode plutôt qu'une autre dépend du type d'échantillons disponibles et de la gamme de succion à explorer. Cependant, la relation entre l'humidité et le potentiel matriciel d'échantillons de sol est souvent déterminée en laboratoire grâce à un assemblage sous tension pour les faibles succions (<1bar) et à une cellule de pression pour les gammes de succions plus

importantes. Ces instruments permettent l'application de valeurs de succion successives et la mesure répétée de l'humidité du sol à l'équilibre pour chaque succion (Hillel, 1998d). On peut alors déduire la teneur en eau volumique, pour autant qu'on connaisse également le volume des échantillons (équation 2.5).

## 2.2.2 Modèles paramétriques

Les paramètres qui permettent de caractériser à première vue la courbe de rétention d'un sol sont le point d'entrée d'air et les teneurs en eau à saturation ( $\theta_s$ ) et résiduelle ( $\theta_r$ ). Le point d'entrée d'air est la succion  $h_b$  à partir de laquelle le sol n'est plus saturé et les pores les plus larges commencent à se vider (Dane et Topp, Dane et Topp, 2002) (Figure 2.1).

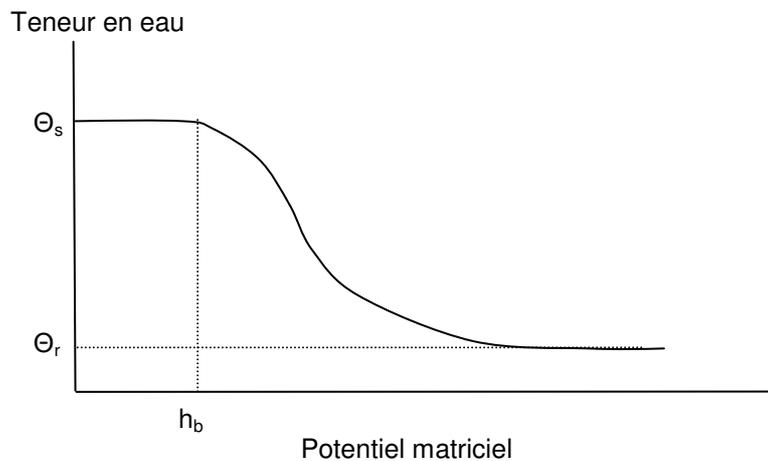


Figure 2.1 – Paramétrisation de la courbe de rétention en eau d'un sol.

Physiquement,  $\theta_r$  n'existe pas. En effet si on augmente infiniment la tension, la teneur en eau finira par être nulle. Cependant cette notion est utile pour caler la courbe de rétention sur une valeur observée à de très fortes tensions.

Il existe plusieurs modèles paramétriques qui approximent l'allure de la courbe de rétention en eau du sol. On considère généralement le degré de saturation du sol  $Se$ :

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (2.6)$$

Le modèle de Brooks et Corey s'écrit:

$$Se = \left( \frac{h_b}{h} \right)^\lambda \quad (2.7)$$

avec  $h$ , le potentiel matriciel [L];

$h_b$ , le point d'entrée air [L];

$\lambda$ , un indice de distribution de la taille des pores [-].

Le modèle développé par van Genuchten (1980) peut être écrit:

$$Se = \begin{cases} \left[ \frac{1}{1 + (\alpha|h|^n)} \right]^m, & h \leq 0 \\ 1, & h > 0 \end{cases} \quad (2.8)$$

où  $\alpha[L^{-1}]$ ,  $n[-]$ ,  $m[-]$ , parfois estimé par  $m = 1 - \frac{1}{n}$  sont des paramètres d'ajustement.

La figure 2.2 permet de visualiser l'impact des paramètres sur l'allure de la courbe de rétention.

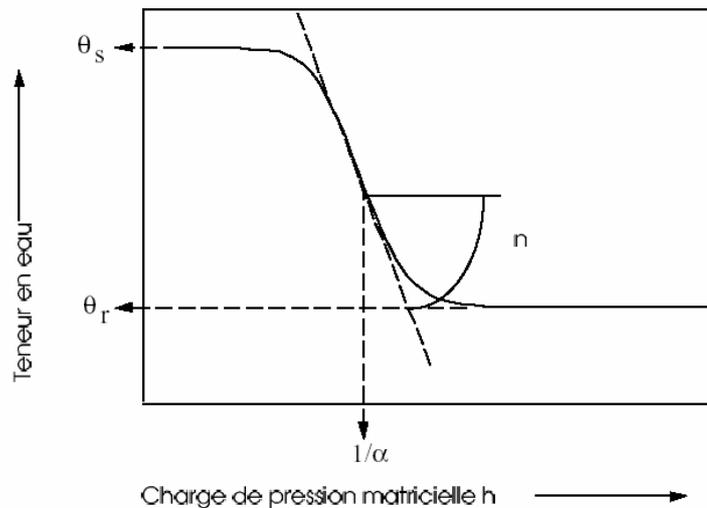


Figure 2.2 – Interprétation physique des paramètres de van Genuchten (Source: Vanclouster et Biolders, 2004)

Tous les modèles de rétention empiriques utilisent l'équation de Laplace pour relier la tension capillaire  $h$  au rayon  $r_i$  du  $i^{\text{ème}}$  pore (Peat et al., 2000):

$$h_i = \frac{-2\gamma_i \cos \beta_i}{\rho_w g r_i} \quad (2.9)$$

où  $\gamma$  est la tension superficielle à l'interface entre l'eau et l'air =  $0.075 \text{ N m}^{-1}$  à  $20^\circ\text{C}$ ;

$\beta$  est l'angle de contact formé par le ménisque et la surface solide [rad];

$\rho_w$  est la masse volumique de l'eau [ $\text{kg m}^{-3}$ ];

$g$  est l'accélération due à la gravité [ $\text{m s}^{-2}$ ]

En supposant une distribution lognormale de la distribution de la taille des pores, on peut dériver une expression du degré de saturation en fonction du potentiel matriciel:

$$Se = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[ \frac{\ln\{(h_b - h)/(h_b - h_0)\} - \sigma^2}{\sqrt{2}\sigma} \right] \quad (2.10)$$

avec  $h$  est la tension [L];

$h_b$  est le point d'entrée d'air;

$h_0$  est la tension qui correspond au point d'inflexion de la courbe de rétention;

$\sigma$  est l'écart type de la distribution lognormale de la taille des pores.

## **2.3 Détermination de la conductivité hydraulique**

### **2.3.1 Conductivité hydraulique à saturation, $K_s$**

Il existe différentes méthodes de laboratoire qui permettent d'estimer la conductivité hydraulique à saturation, à partir d'échantillons de sol non perturbés. Les dispositifs de mesure les plus répandus sont le perméamètre à charge constante et le perméamètre à charge variable. L'utilisation de ces instruments ne peut se faire que si les écoulements latéraux le long des parois du contenant sont évités, par exemple grâce à de la paraffine (Hillel, 1998c).

Les mesures de terrain de la conductivité hydraulique à saturation sont le plus facilement réalisées sous le niveau phréatique. Par exemple, la méthode du trou de carrière (auger hole) permet de mesurer la perméabilité en présence d'une nappe proche de la surface du sol. Elle est surtout utilisée dans les projets de drainage, pour calculer l'écartement des drains. Elle est basée sur l'analyse de la vitesse de remontée de l'eau dans un trou, creusé sous le niveau de la nappe préalablement rabattue. Un autre exemple est la méthode du piézomètre. En enfonçant un tube crépiné dans un trou de carrière ménagé sous le niveau de la nappe, on peut mesurer la vitesse de remontée de l'eau sur une zone de dimensions connues (Chossat, 2005).

Des techniques ont également été développées pour des mesures au-dessus du niveau de la nappe. Par exemple la méthode d'apport d'eau dans un puits peu profond (shallow well pump in) permet de mesurer la perméabilité de la couche superficielle peu perméable d'un sol, reposant sur une couche plus perméable: un trou est rempli d'eau et une charge d'eau constante est maintenue jusqu'à ce que la débit d'infiltration soit constant. Le perméamètre de Guelph a été mis au point pour les sites ne présentant pas de nappe. La charge constante est maintenue par une bouteille Mariotte et l'eau s'infiltré par une crépine au bout d'un tube enfoncé au fond d'un trou de carrière. La méthode du double anneau permet de faire des mesures d'infiltration sous faible charge, sous une surface de sol bien délimitée: l'anneau central (Chossat, 2005).

A cause de l'hétérogénéité du sol, principalement du point de vue de la macroporosité, les valeurs mesurées de la conductivité hydraulique dépendent de l'échelle de la mesure (Hillel, 1998c).

### **2.3.2 Conductivité hydraulique en milieu non saturé**

Il existe d'autre part des méthodes de mesure de la conductivité hydraulique en milieu non saturé, en laboratoire ou sur le terrain.

Les méthodes de laboratoire permettent généralement de déterminer à la fois les propriétés de rétention et de conductivité hydraulique et sont abordées au paragraphe 2.4.

Parmi les méthodes de terrain, on peut citer l'infiltration par aspersion, l'infiltration au travers d'une couche présentant une résistance hydraulique non nulle, le drainage interne et l'infiltration sous tension. Cette dernière méthode fera l'objet d'une description détaillée (paragraphe.2.5), car elle est utilisée dans le cadre de ce travail.

Le principe de la méthode par aspersion est que l'apport continu et constant d'eau au sol, à un débit inférieur à la conductivité hydraulique à saturation effective du sol, établit finalement une répartition stable de l'humidité dans le profil. Il finit donc par s'établir un flux constant d'eau dans le profil. L'inconvénient de la méthode est qu'elle requiert un équipement élaboré, qui doit être maintenu en place durant de longues périodes. Parmi les autres problèmes, on peut citer la difficulté de travailler aux suctions élevées, pour lesquelles le flux est très faible, et la difficulté d'éviter l'effet de l'impact des gouttes sur le sol, qui peut réduire l'infiltration, suite à la formation d'une croûte superficielle (Hillel, 1998a). De plus cette méthode est basée sur l'hypothèse d'un gradient unitaire du potentiel dans le sol. Or cette approximation n'est valable que pour un profil homogène et est exclue en présence de croûte.

La méthode d'infiltration contrariée se base sur le fait qu'une couche présentant une certaine résistance hydraulique, placée à la surface du sol, peut être utilisée pour réaliser les conditions aux limites désirées pour mesurer la conductivité hydraulique du sol sous-jacent en fonction de son humidité. L'effet de cette couche, par exemple une membrane poreuse ou une couche de sable et de gypse, est le maintien d'un potentiel hydrique négatif dans le profil durant l'infiltration.

La méthode de drainage interne, aussi appelée profil instantané, permet la détermination du flux d'eau et des solutés qui lui sont associés, dans la zone d'absorption racinaire. Le sol est d'abord humidifié sur tout le profil, puis recouvert pour empêcher l'évaporation. Seul un flux unidimensionnel vertical est considéré. Les changements de teneur en eau et de potentiel hydrique dans le profil sont ensuite analysés. La teneur en eau est mesurée grâce à une sonde à neutrons ou un TDR, tandis que le potentiel est mesuré par des tensiomètres. Cette méthode permet donc de minimiser l'altération de la structure du sol. Elle cependant est assez laborieuse (Hillel, 1998a; Dane et Topp, Dane et Topp, 2002; Dane et Topp, Dane et Topp, 2002).

### 2.3.3 Modèles paramétriques

Un modèle couramment utilisé pour décrire la conductivité hydraulique en milieu non saturé a été proposé par van Genuchten (1980). Il peut être écrit comme suit:

$$\begin{cases} K(\theta) = K_s Se^\lambda \left[ 1 - (1 - Se^{1/m})^m \right]^2 & h < 0 \\ K(\theta) = K_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (2.11)$$

- où
- Se est la teneur en eau effective [-];
  - $K_s$ , la conductivité hydraulique à saturation [ $L T^{-1}$ ];
  - $\theta_r$ , la teneur en eau résiduelle [ $L^3 L^{-3}$ ];
  - $\theta_s$ , la teneur en eau à saturation [ $L^3 L^{-3}$ ];
  - $\lambda$ , un paramètre de connectivité des pores [-];
  - $\alpha$  [ $L^{-1}$ ],  $n$  [-] et  $m$  [-], des paramètres empiriques.

## **2.4 Détermination simultanée de la conductivité hydraulique et des propriétés de rétention en eau du sol**

### **2.4.1 Méthodes directes**

Pour les méthodes directes de laboratoire, la conductivité hydraulique est généralement mesurée en appliquant une différence de charge constante au travers d'un échantillon non perturbé contenu dans un anneau métallique, et en mesurant le flux d'eau en conditions stationnaires, c'est-à-dire lorsqu'il est constant dans le temps (Hillel, 1998a). Les échantillons peuvent être désaturés soit au bac à sable, soit dans une cellule de pression. Les mesures sont réalisées à des niveaux successifs de succion et d'humidité, de façon à obtenir les fonctions  $K(h)$  et  $K(\theta)$ , ce qui permet de déterminer également la relation entre  $\theta$  et  $h$ . La relation  $K(h)$  peut présenter une forte hystérèse. Une détermination complète requiert donc des mesures en désorption et en humectation.

Les mesures peuvent également être réalisées sur des colonnes de sol plutôt que sur de petits anneaux. Dans de telles colonnes, le flux constant peut être provoqué par évaporation ou par infiltration (Hillel, 1998a). La méthode évaporative consiste à mesurer simultanément le taux d'évaporation et le potentiel matriciel à différentes hauteurs dans un échantillon. L'analyse des résultats se fait par des méthodes analytiques classiques ou par numérisation inverse (Dane et Topp, Dane et Topp, 2002).

La méthode de terrain du drainage interne présentée plus haut permet également une détermination simultanée de  $\theta(h)$  et  $K(h)$ .

### **2.4.2 Méthodes inverses**

Ces dernières années la modélisation inverse s'est beaucoup développée. Son objectif est d'estimer les paramètres d'un système à partir d'observations détaillées des variables de ce système. Cela est possible si le modèle qui caractérise ce système est connu et si on utilise un modèle de transfert. Dans la modélisation directe, on suppose les paramètres connus et on utilise le modèle pour décrire les variables. Dans la modélisation inverse, on suppose les variables connues et on utilise le modèle pour identifier les paramètres.

Dans notre cas, le système est le sol, les variables sont les densités de flux d'eau, les teneurs en eau et les charges hydrauliques du sol, les paramètres sont les paramètres décrivant les relations  $K-h-\theta$  et le modèle de transfert est l'équation de Richards, sous forme différentielle ou intégrée (Vanclouster et Biielders, 2004).

Les méthodes basées sur la modélisation inverse estiment la valeur des paramètres de fonctions décrivant  $h(\theta)$ ,  $K(h)$  ou les deux, et nécessitent donc un choix a priori du type de fonction. Ceci est un inconvénient par rapport aux méthodes de calcul directes qui ne nécessitent pas de choix a priori quant à la forme des relations fonctionnelles entre les variables  $\theta$ ,  $K$  et  $h$  (Vereecken et al., 1997).

Parmi les méthodes applicables à la modélisation inverse des paramètres des fonctions hydrauliques, on peut citer le MultiStep Outflow System, qui est décrit au paragraphe 2.2.5., la méthode évaporative déjà citée auparavant dans les méthodes directes et l'infiltrométrie sous tension, également décrite ci-dessous.

### **2.4.3 Méthodes indirectes**

On distingue dans les méthodes indirectes les approches semi-empiriques et les approches empiriques. Parmi les approches semi empiriques, on peut citer celles basées sur la distribution de la taille des pores, ou la distribution de la taille des particules. Les approches empiriques regroupent ce qu'on appelle les fonctions de pédotransfert. Les différentes méthodes utilisées sont développées au paragraphe 2.2.6.

## **2.5 Infiltromètre à succion**

Les méthodes basées sur l'infiltration sont généralement reconnues comme des outils valables pour la détermination des propriétés de transport du sol. En particulier, la méthode tridimensionnelle d'infiltration sous tension paraît intéressante dans l'étude du comportement du sol proche de saturation. Remarquons cependant que la solution de Wooding qui est exposée ci-après suppose que le sol soit homogène, isotrope, et que son humidité initiale soit uniforme, ce qui est rarement vérifié en réalité.

### **2.5.1 Principe de la mesure**

Le but d'un infiltromètre à succion est de mesurer le débit d'eau dans un sol non saturé en eau en fonction du temps. Le principe consiste à appliquer une succion à la surface du sol grâce à un tube ajustable, ainsi l'eau ne s'infiltré que dans les pores de diamètre inférieur à celui donné par la loi de Jurin-Laplace, fonction de la succion (équation 2.9)

Ainsi, en mesurant le débit d'eau qui est absorbé par le sol à une certaine tension, on peut déterminer des couples  $I(h,t)$ , l'infiltration cumulée en fonction de la succion et du temps.

### **2.5.2 Interprétation des résultats**

#### ***Détermination de $K(h)$ à partir d'une solution analytique***

Il est possible de dériver de ces données une expression de la courbe de conductivité, selon la méthode analytique de Wooding (1968). Celle-ci permet de résoudre analytiquement l'équation de flux d'eau en milieu non saturé pour une infiltration à partir d'une source circulaire avec une pression constante à la surface du sol et avec la conductivité hydraulique non saturée décrite par le modèle exponentiel de Gardner (1958):

$$K(h) = K_s \exp(\alpha * h) \quad (2.12)$$

La solution analytique dérivée par Wooding est donnée par

$$Q(h_0) = \left( \pi r_0^2 + \frac{4r_0}{\alpha^*} \right) K(h_0) \quad (2.13)$$

où  $Q$  est l'infiltration à flux constant [ $L^3T^{-1}$ ],  
 $r_0$  est le rayon du disque [L],  
 $h_0$  est la tension [L],  
 $K(h_0)$  est la conductivité hydraulique non saturée [ $LT^{-1}$ ] à la tension  $h_0$ ,  
 $\alpha^*$  est le nombre sorptif [ $L^{-1}$ ] (White et Sully, 1987).

Le premier terme de droite représente l'effet de la gravité et le second celui des forces capillaires. La solution analytique de Wooding a deux inconnues: la conductivité hydraulique  $K(h_0)$  et le nombre sorptif  $\alpha^*$ . L'analyse traditionnelle, par la solution de Wooding, des essais d'infiltration sous tension nécessite donc deux flux constants, obtenus pour deux tensions différentes avec un même disque (Ankeny et al., 1991) ou pour deux rayons différents à la même tension (Smetten et Clothier, 1989). Seule la première approche sera ici abordée.

La théorie pour l'obtention de la conductivité hydraulique non saturée au milieu d'un intervalle entre deux tensions appliquées successivement a été décrite par plusieurs auteurs (Ankeny et al., 1991; Reynolds et Elrick, 1991; Jarvis et Messing, 1995). Cette approche suppose que le nombre sorptif  $\alpha^*$  soit constant sur toute la gamme de tension entre deux mesures successives. Ainsi, on peut écrire:

$$\alpha^*_{i+1/2} = \frac{\ln \frac{Q_i}{Q_{i+1}}}{h_i - h_{i+1}} \quad i = 1, \dots, n-1 \quad (2.14)$$

où  $n$  est le nombre de tensions d'infiltration, et l'indice  $1/2$  indique qu'on estime au milieu de l'intervalle entre deux tensions appliquées successivement:  $h_{i+1/2} = (h_i + h_{i+1})/2$ . La conductivité hydraulique non saturée à la tension  $h_{i+1/2}$  est alors calculée:

$$K_{i+1/2} = \frac{Q_{i+1/2}}{\pi r_0^2 + \frac{4r_0}{\alpha^*_{i+1/2}}} \quad i = 1, \dots, n-1 \quad (2.15)$$

Expression dans laquelle le taux d'infiltration  $Q_{i+1/2}$  à la tension ( $h_{i+1/2}$ ) entre deux tensions adjacentes est calculé comme une moyenne géométrique des taux d'infiltration réels  $Q_i$  et  $Q_{i+1}$ :

$$Q_{i+1/2} = \exp \frac{\ln Q_i + \ln Q_{i+1}}{2} \quad i = 1, \dots, n-1 \quad (2.16)$$

La conductivité hydraulique à saturation  $K_s$  peut être calculée à partir des équations précédentes, avec des valeurs connues de  $h_{i+1/2}$ ,  $K_{i+1/2}$  et  $\alpha^*_{i+1/2}$  comme suit:

$$K_s = \frac{K_{i+1/2}}{\exp(\alpha^*_{i+1/2} h_{i+1/2})} \quad (2.17)$$

Cette méthode de détermination de la courbe de conductivité hydraulique peut s'accompagner d'une méthode permettant de construire la courbe de rétention, à partir d'échantillons prélevés lors de l'expérience d'infiltration.

### **Détermination de $K(h)$ et $\theta(h)$ par modélisation inverse**

Les résultats obtenus lors d'une expérience d'infiltration peuvent également être utilisés pour déterminer les propriétés hydrauliques du sol par modélisation inverse. Cette approche permet d'estimer les valeurs des paramètres des fonctions caractéristiques du sol établies par van Genuchten (1980). Une méthode d'inversion numérique a été proposée pour estimer les propriétés hydrauliques à partir de données d'infiltration cumulée, obtenues grâce à un infiltromètre à disque utilisé à plusieurs tensions successives (Šimunek et van Genuchten, 1996; Šimunek et van Genuchten, 1997). En plus de l'infiltration cumulée en fonction du temps, il est nécessaire, pour le succès de l'inversion, d'avoir également des informations sur les teneurs en eau initiale et finale, avant et après l'essai d'infiltration (Šimunek et van Genuchten, 1997). Avec des données simulées numériquement, il a été montré que la méthode permettait non seulement d'obtenir des informations sur la courbe de conductivité, mais aussi sur la courbe de rétention.

La méthode utilise une solution numérique de l'équation de flux variablement saturée (Šimunek et al., 1996), couplée à la méthode de minimisation de Marquardt-Levenberg (Marquardt, 1963). La fonction objectif à minimiser est définie en termes de données d'infiltration cumulée et de la teneur en eau à la fin de l'expérience d'infiltration, tandis que la condition initiale est donnée en terme de teneur en eau initiale (Šimunek et van Genuchten, 1997). La teneur en eau finale est supposée correspondre à la teneur en eau correspondant à la tension exercée lors de la fin de l'expérience.

#### *Modèle numérique*

L'équation de flux pour un flux de Darcy symétrique radialement et isotherme, en milieu rigide poreux variablement saturé et isotrope est donnée par la forme modifiée de l'équation de Richards (Warrick, 1992):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left( rK \frac{\partial h}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (2.18)$$

où  $\theta$  est la teneur en eau [ $L^3 L^{-3}$ ],  
 $h$ , la charge hydraulique [L],  
 $K$ , la conductivité hydraulique [ $LT^{-1}$ ],  
 $r$  la coordonnée radiale [L],  
 $z$  la coordonnée verticale [L], positive vers le haut,  
 $t$  est le temps [T].

Les conditions initiales et aux limites sont données:

$$\begin{aligned} \theta(r, z, t) &= \theta_i(z) & t &= 0 \\ h(r, z, t) &= h_0(t) & 0 < r < r_0, z &= 0 \\ -\frac{\partial h(r, z, t)}{\partial z} - 1 &= 0 & r > r_0, z &= 0 \\ \theta(r, z, t) &= \theta_i(z) & r^2 + z^2 &\rightarrow \infty \end{aligned} \quad (2.19)$$

où  $\theta_i$  est la teneur en eau initiale [ $L^3 L^{-3}$ ],  
 $h_0(t)$ , est la tension appliquée, variable dans le temps [L],  
 $r_0$ , est le rayon du disque [L].

L'équation modifiée de Richards a été résolue numériquement par un code aux éléments finis quasi-tridimensionnel HYDRUS-2D (Šimunek et al., 1996).

### *Propriétés hydrodynamiques*

Les propriétés hydrodynamiques sont modélisées par les fonctions hydrauliques de van Genuchten (1980) en milieu non saturé (équations 2.8 et 2.11).

### *Solution inverse*

Pour estimer les paramètres, il faut minimiser la fonction objectif  $\Phi$ :

$$\Phi(\boldsymbol{\beta}, q_1, \dots, q_m) = \sum_{j=1}^m \left( v_j \sum_{i=1}^{n_j} w_{ij} [q_j^*(t_i) - q_j(t_i, \boldsymbol{\beta})] \right) \quad (2.20)$$

où  $m$  représente le nombre d'ensembles de mesures (infiltration cumulée et teneur en eau finale),

$n_j$  est le nombre de mesures dans un ensemble particulier,

$q_j^*(t_i)$  sont les mesures spécifiques au temps  $i$  pour le  $j$ ème ensemble de mesures,

$\boldsymbol{\beta}$  est le vecteur des paramètres optimisés ( $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$ ,  $K_s$ ),

$q_j(t_i, \boldsymbol{\beta})$  sont les prédictions du modèle correspondantes pour le vecteur de paramètres,

$v$  et  $w$  sont des poids, fixés à 1.

La recherche du minimum de la fonction objectif  $\Phi$  se fait par la méthode de minimalisation non linéaire de Levenberg-Marquardt (Marquardt, 1963).

## **2.6 Multi-step outflow system**

Malgré que les méthodes in situ génèrent des résultats plus représentatifs des conditions de terrain, les expériences en laboratoire offrent plus de flexibilité dans les conditions initiales et aux limites. Les fonctions hydrauliques sont aussi plus exactes et plus facilement mesurables en laboratoire, et les mesures sont effectuées plus vite sur une plus large gamme de teneurs en eau (Eching et al., 1994). La technique de solution inverse appliquée à des données de flux obtenues en laboratoire est devenue fort attractive au cours des dix dernières années pour l'estimation indirecte de la conductivité hydraulique non saturée.

Le Multi-Step Outflow System est un dispositif qui permet de drainer un échantillon saturé par paliers successifs en lui appliquant une pression croissante. En mesurant le volume d'eau extrait en fonction du temps, pour chaque pression appliquée, on peut dériver des informations quant aux propriétés hydrodynamiques de l'échantillon. Les résultats obtenus sont introduits dans un modèle numérique, qui, par modélisation inverse, permet d'estimer les paramètres des courbes de conductivité et de rétention. Les principaux avantages de cette méthode sont qu'elle permet de déterminer en une seule expérience les deux courbes caractéristiques du sol (rétention et conductivité) et qu'elle fonctionne en régime transitoire: il ne faut donc pas attendre l'équilibre pour passer au palier suivant. En outre, la présence d'un minimum global distinct et la possibilité de le trouver avec un algorithme d'optimisation basé sur des dérivations sont d'autres avantages caractéristiques de cette technique (Van Dam et al., 1994).

Un anneau métallique contenant un échantillon de sol non perturbé est placé sur une plaque poreuse. Le haut de l'échantillon est directement connecté à l'arrivée de pression d'air. Sous la plaque poreuse, un tuyau la relie à une burette qui permet de mesurer le volume écoulé. L'ensemble est disposé dans une cellule étanche. L'échantillon est d'abord porté à quasi saturation. Dès que l'équilibre est atteint, un premier palier de pression est appliqué. Le volume d'eau extrait du dispositif est mesuré à des pas de temps croissants. Le palier de pression suivant est appliqué environ 24 heures après le précédent.

La fonction objectif utilisée pour la modélisation inverse ne contient que les données de flux en fonction du temps et de la pression appliquée. Généralement les paramètres de Mualem-van Genuchten  $\alpha$ ,  $n$ ,  $\theta_s$ ,  $K_s$  sont optimisés tandis que  $\theta_r$  est supposé nul et  $\lambda$  est fixé à 0.5. Il n'est en effet pas possible d'estimer  $\theta_s$  et  $\theta_r$  simultanément, car  $Q_0$ , le flux mesuré, dépend de leur différence (Mous, 1992). L'optimisation du paramètre  $\theta_r$  n'est pas recommandée, car la succion maximale appliquée est bien inférieure à celle à laquelle ce paramètre se réfère. Son optimisation serait largement basée sur l'extrapolation, ce qui rendrait  $\theta(h)$  ambigu en conditions très sèches (Van Dam et al., 1994).

Malheureusement, on ne peut pas toujours supposer  $\theta_r = 0$  ni  $\lambda=0.5$ . Par exemple ces approximations ne sont pas vérifiées pour les sols étudiés dans le présent document. Pour des sols très sableux, la valeur de  $\theta_r$  doit être supérieure à 0. Vauclin *et al.* (1983) ont établi une relation linéaire empirique entre la valeur du paramètre  $\lambda$  et la teneur en argile et en limon fin pour des sols comparables à ceux étudiés ici. Les valeurs de  $\lambda$  qu'ils proposent varient entre 0 et 5 selon la relation  $\lambda = 0.293 (A+L) - 0.859$ .

L'algorithme d'optimisation minimise les résidus  $[Q_0(t) - Q_c(t,b)]$ . Le flux observé  $Q_0(t)$  contient des erreurs de mesure telles que l'erreur de lecture de la burette, tandis que dans le flux calculé  $Q_c(t)$  sont incluses les erreurs du modèle. Celles-ci peuvent être structurales, comme celles dues à la non validité des hypothèses de l'équation de flux ou des expressions supposées des fonctions hydrauliques. Elles peuvent aussi être accidentelles, comme celles causées par des erreurs dans les conditions initiales et aux limites et dans les paramètres fixés. Au contraire des erreurs de lecture, les erreurs du modèle sont difficiles à quantifier (Van Dam et al., 1994).

## **2.7 Fonctions de pédotransfert (PTF)**

Les propriétés hydrodynamiques du sol peuvent aussi être estimées indirectement à partir de corrélations entre les caractéristiques hydrodynamiques et les variables primaires du sol, telles que les fractions sableuse, limoneuse et argileuse, la densité apparente et/ou la teneur en matière organique. De telles méthodes indirectes sont appelées fonctions de pédotransfert (PTF: pedotransfert functions). Elles servent souvent à générer les propriétés hydrodynamiques du sol dans des situations où les mesures sont trop onéreuses, trop lourdes ou trop difficiles à mener.

Les différentes PTF existantes ont été évaluées (Tietje et Tapkenhinrichs, 1993) selon les critères suivants: (i) l'applicabilité à une large gamme de sols différents, (ii) l'absence de déviation systématique par rapport aux valeurs mesurées, (iii) l'exactitude. Celle qui a été considérée comme la meilleure est celle établie par Vereecken et al. (1989). Elle est basée sur une méthode

de régression fonctionnelle des paramètres: on suppose qu'une fonction de forme fermée lie  $h$  et  $\theta$ , respectivement le potentiel hydrique du sol et sa teneur en eau, et les paramètres sont trouvés par régression. La fonction utilisée dans ce cas est basée sur l'expression de van Genuchten (équation 2.8). Cependant elle a été simplifiée en supposant  $m=1$ , ce qui implique que les paramètres  $\alpha$  et  $n$  n'ont pas la même signification que dans l'équation initiale.

Il existe par ailleurs des PTF basées sur des réseaux neuronaux, plutôt que sur des équations de régression. Un réseau neuronal artificiel (ANN: artificial neural network) consiste en un ensemble de beaucoup d'éléments de calcul simples appelés nœuds ou neurones. On utilise le plus souvent des ANN feed-forward pour caractériser les relations "entrées-sorties". Un neurone a des entrées multiples mais une sortie unique. Dans un neurone, chaque input est pondéré et combiné (ainsi que biaisé) pour produire une valeur unique,  $z$ :

$$z = \sum_{i=1}^k w_i x_i + b \quad (2.21)$$

où  $k$  est le nombre d'entrées,

$x_i$  représentent les valeurs d'entrée,

$w_i$  et  $b$  sont les coefficients de pondération et les biais associés à chaque neurone.

Chaque neurone a ses propres valeurs de  $k$ ,  $w_i$  et  $b$ . L'input pondéré  $z$  est alors transformé par une fonction d'activation ou de transfert,  $\varphi$ . La valeur de sortie du neurone,  $y$ , prend donc la forme

$$y = \varphi(z) \quad (2.22)$$

La fonction d'activation est habituellement une fonction monotone qui peut être facilement évaluée. Une fonction d'activation sigmoïdale

$$\varphi(z) = \frac{1}{1 + \exp(-z)} \quad (2.23)$$

est le plus souvent utilisée pour les neurones des couches cachées et de sortie et une fonction d'activation linéaire,

$$\varphi(z) = z \quad (2.24)$$

est souvent utilisée pour la couche d'entrée.

Les sorties des neurones sont utilisées comme entrées d'autres neurones du réseau. Quand le flux de données va de la couche d'entrée vers la couche cachée, puis vers la couche de sortie, sans feedbacks ou connexions parallèles, le réseau est appelé feed-forward. Un réseau peut avoir plusieurs couches cachées, cependant il est fréquent qu'il n'en ait qu'une.

Dans le logiciel HYDRUS-1D, l'ANN utilisé est Rosetta Lite Version 1.1, développé par Marcel G. Schaap. Rosetta est cependant disponible hors de HYDRUS.

Rosetta comprend cinq modèles différents, selon les données disponibles. Les paramètres de van Genuchten de la courbe de rétention et la conductivité hydraulique à saturation sont directement donnés en fonction des données entrées. Rosetta suit une approche hiérarchique pour estimer les valeurs de rétention hydrique et de  $K_s$ , en utilisant des séries de données d'entrée limitées ou plus étendues. L'approche hiérarchique est reflétée dans les cinq modèles. Le modèle le plus simple consiste en une table de référence de paramètres hydrauliques moyens pour chaque classe

texturale. Les quatre autres modèles sont basés sur l'analyse par réseau neuronal et prédisent les paramètres hydrauliques, avec des données d'entrée supplémentaires, avec un degré croissant d'exactitude. Les cinq modèles ont été calibrés sur le même ensemble de données et fournissent des prédictions cohérentes. La calibration a été établie sur des échantillons prélevés en région tempérée de l'hémisphère nord. L'usage de Rosetta sur des données issues d'autres zones climatiques et donc de sols ayant subi une pédogenèse différente peut mener à des prédictions inexactes.

Le modèle utilisé pour décrire la conductivité hydraulique non saturée est basé sur le modèle de van Genuchten (1980), décrit à l'équation 2.11, avec  $m = 1-1/n$ .

Le paramètre  $K_0$  fourni par Rosetta est la conductivité hydraulique, agissant comme point d'ajustement. Communément, la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$  est utilisée comme  $K_0$ . Cependant,  $K_s$  est fortement influencé par la macro-porosité, alors qu'en conditions non saturées, le flux se produit dans la matrice du sol.

C'est pourquoi Schaap et Leij (2000) ont développé un modèle, exécuté dans Rosetta, permettant l'estimation de  $K_0$  et  $\lambda$ , non fixés à  $K_s$  et 0.5 respectivement. Cependant, malgré que leur modèle fournisse une meilleure prédiction de la conductivité hydraulique non saturée, son utilisation pour décrire la conductivité proche de saturation n'est pas recommandée. En effet des différences d'un ordre de grandeur séparent les valeurs de  $K_s$  et  $K_0$ . Ainsi, aux très faibles succions, les valeurs prédites de  $K_0$  et  $\lambda$  mènent probablement à une sous-estimation de la conductivité hydraulique, car les effets de macroporosité ne sont pas pris en compte dans le modèle de Mualem-van Genuchten.

## **2.8 Agrégation spatiale**

L'extrapolation d'observations ponctuelles à une échelle supérieure peut s'avérer intéressante pour généraliser des propriétés à l'échelle d'une parcelle, d'une région... Ainsi la valeur d'un attribut non mesuré en un point peut être estimée grâce à l'information recueillie en d'autres points alentours. A l'inverse, il est également intéressant de pouvoir montrer que des unités caractérisées par des différences quant à l'un ou l'autre attribut peuvent être confondues quant à la valeur d'un autre attribut. Ainsi, des unités pédologiques différentes, définies par des types de sols différents, pourraient se comporter de façon identique ou semblable par rapport à l'infiltration de l'eau dans ces sols et par rapport au bilan hydrique observé sur ceux-ci.

### **2.8.1 Spatialisation**

Heuvelink et Bierkens (1992) ont développé une méthode qui permet de prédire les propriétés quantitatives du sol à partir d'une carte des sols et d'information dérivée de points d'observation supplémentaires par krigeage. Cette méthode permet d'augmenter l'information mise à disposition par la carte initiale.

### ***Prédiction à partir de la carte des sols.***

Lorsque la carte des sols est la seule source d'information à partir de laquelle les propriétés doivent être prédites, on suppose généralement que la carte sépare la surface en un nombre fini d'unités plus ou moins homogènes. La valeur de la propriété du sol en un point est supposée être la somme d'une moyenne dépendant de l'unité et d'un terme de bruit spatialement indépendant, qui prend en compte la variabilité interne à l'unité cartographique. La valeur représentative de l'unité est dérivée des connaissances pédologiques.

Les prédictions dérivées de la carte des sols différeront généralement des valeurs réelles des propriétés. Les erreurs de prédiction dépendent de la variabilité interne de l'unité et de la différence entre la valeur représentative et la moyenne de l'unité. Il est généralement difficile d'établir ces erreurs de prédiction, car peu de cartes contiennent de l'information quant à leur précision. Il faut alors recourir à l'avis d'expert ou se référer à des études comparatives.

### ***Prédiction à partir de points d'observation***

Lorsque les points d'observation sont la seule source d'information disponible, une technique d'interpolation est utilisée pour prédire la valeur des propriétés du sol en dehors des sites d'observation. Dans l'étude de Heuvelink et Bierkens (1992), les auteurs se restreignent au krigeage ordinaire, qui suppose que la propriété appartienne à un champ aléatoire stationnaire, c'est-à-dire un champ aléatoire avec une moyenne constante et une semivariance dépendant uniquement de la distance entre les points. La prédiction par krigeage est donnée par une combinaison linéaire des valeurs de la propriété du sol aux points d'observation voisins.

En supposant la validité du modèle de krigeage, l'erreur de prédiction par krigeage a une moyenne nulle et une variance qui dépend du variogramme et de la localisation des observations.

### ***Combinaison des deux méthodes de prédiction***

En pratique, les deux méthodes individuelles sont souvent utilisées pour prédire la même propriété du sol, selon les informations disponibles. Lorsque les deux sources d'information sont disponibles, une approche simple et évidente serait de combiner les deux méthodes en établissant simplement la moyenne des cartes résultantes des méthodes individuelles. Cependant, cette approche est insatisfaisante, car elle ne prend pas en compte la précision des cartes sources. Par exemple, pour prédire la propriété du sol en certains endroits, on pourrait vouloir donner plus de poids au krigeage qu'à la prédiction cartographique. L'alternative est de prendre une moyenne pondérée, où les poids doivent être d'une façon ou d'une autre dérivés de la précision des méthodes individuelles. Il reste à savoir comment assigner ces poids. Heuvelink et Bierkens (1992) proposent de calculer les poids de la carte des sols  $w_s$  et du krigeage  $w_k$  en un point en adoptant un résultat standard de théorie d'estimation linéaire (équation 2.25).

$$\begin{aligned}
 W_s &= \frac{\sigma_k^2 - \rho_{sk} \sigma_s \sigma_k}{\sigma_s^2 + \sigma_k^2 - 2\rho_{sk} \sigma_s \sigma_k} \\
 W_k &= \frac{\sigma_s^2 - \rho_{sk} \sigma_s \sigma_k}{\sigma_s^2 + \sigma_k^2 - 2\rho_{sk} \sigma_s \sigma_k}
 \end{aligned}
 \quad (2.25)$$

où  $\sigma_s^2$  et  $\sigma_k^2$  sont les variances des erreurs de prédiction de la carte des sols et du krigeage en ce point et  $\rho_{sk}$  est le coefficient de corrélation entre les erreurs de prédiction. Comme le montrent les équations, le rapport des poids est approximativement inversement lié au rapport des variances de leurs erreurs de prédiction. La présence d'une corrélation positive conduit à des poids plus divergents, car dans ce cas, l'information redondante est fournie par le prédicteur le plus précis.

Pour calculer les poids, il est nécessaire de connaître les variances des erreurs de prédiction, ainsi que leur corrélation. Comme mentionné précédemment, le krigeage fournit la variance de ses erreurs de prédiction, et la variance de l'erreur de prédiction de la carte des sols peut être obtenue d'experts ou d'études comparatives. Si la corrélation entre les erreurs de prédiction est supposée spatialement invariante, elle peut alors être estimée à partir de comparaisons paires des erreurs aux points d'observation.

## 2.8.2 Agrégation

Dans un contexte de modélisation de l'érosion hydrique en fonction de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques, Stolte (2003) propose l'approche décrite ci-dessous.

Afin de fournir au modèle de simulation de l'érosion des inputs précis sur les propriétés hydrauliques des sols étudiés, il procède en suivant les étapes suivantes:

- a) Quantifier les propriétés hydrauliques des sols de la majorité des unités de types de sol;
- b) Quantifier l'hétérogénéité intra parcellaire de la conductivité hydraulique à saturation,  $K_s$ ;
- c) Détecter statistiquement les différences significatives entre les parcelles;
- d) Examiner les effets de l'hétérogénéité sur les résultats du modèle.

Pour réaliser ces différentes étapes, il suit la logique décrite ci-après.

Dans un premier temps, il procède à la caractérisation cartographique des sols, en ce qui concerne l'altitude, le type de sols, la pluviosité et l'utilisation des sols.

Ensuite, il réalise des mesures des propriétés hydrodynamiques: la courbe de conductivité non saturée et la courbe de rétention, calée selon le modèle Mualem-van Genuchten. Il mesure par ailleurs la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$ .

La dernière étape consiste en l'analyse à un facteur de la conductivité en fonction du type de sol et en des tests de Student, pour établir l'existence éventuelle de différences significatives entre les différentes unités considérées. Si on ne trouve pas de différence significative entre deux unités, celles-ci sont agrégées. Pour chaque unité physique, la moyenne géométrique de  $K_s$  et son écart-type sont calculés.

## Chapitre 3.

### Matériels et méthodes

#### 3.1 Echantillonnage et mesures de terrain

##### 3.1.1 Echantillonnage

Les sites d'échantillonnage ont été choisis de façon à couvrir les trois types de sols dominants utilisés à des fins agricoles, aux alentours de trois villages se trouvant dans la zone d'étude (Kodey, Bagoua et Banizoumbou). Les sols choisis sont l'arenic Lixisol, le plus représenté, le cambic Arenosol et le ferrallic Arenosol, tous deux moins représentés, mais cultivés. Ainsi, trois parcelles par village ont été identifiées, une par type de sol. Le repérage des parcelles a été réalisé grâce la carte des sols établie par Ayatunde et Hiernaux (Figure 3.1) et par un aperçu, sur le terrain, des différents types de sol.

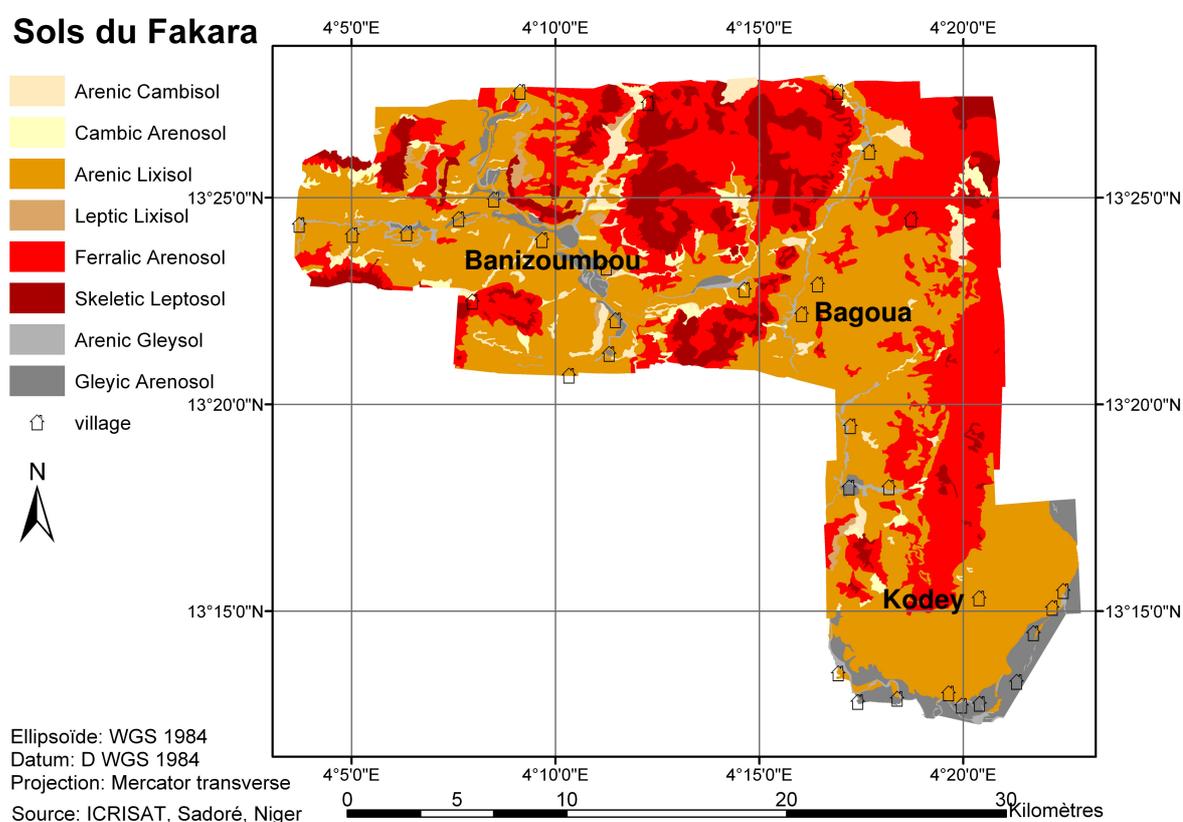


Figure 3.1 – Carte des sols du Fakara, établie d'après le relief par Ayatunde et Hiernaux.

Sur chacune des parcelles cinq ou six essais d'infiltration ont été réalisés et ce à deux profondeurs (0 et 35 cm). Avant et juste après chaque essai, un échantillon de 100 cm<sup>3</sup> a été prélevé et conservé dans un sachet hermétiquement fermé, pour détermination ultérieure de la teneur en eau. Ces échantillons ont également servi à établir la granulométrie des sols.

De plus, par parcelle et par profondeur, deux à trois échantillons non perturbés ont été prélevés dans des anneaux Kopeckis de 100 cm<sup>3</sup>, pour la détermination de courbes de rétention expérimentales et pour des essais de Multi Step.

La position des sites de mesure a été déterminée par GPS différentiel. Les coordonnées des points sont reprises en annexe.

### 3.1.2 Mesures d'infiltration sur le terrain

L'instrument utilisé pour les mesures d'infiltration est un infiltromètre à tension de la firme SMS (Soil Measurement System, CA, USA). Ce type d'infiltromètre permet de mesurer le débit d'eau dans un sol non saturé en fonction du temps. En appliquant une succion à la surface du sol, l'eau ne pénètre que dans les pores de diamètre inférieur à celui défini par la loi de Jurin à la pression choisie (équation 2-12).

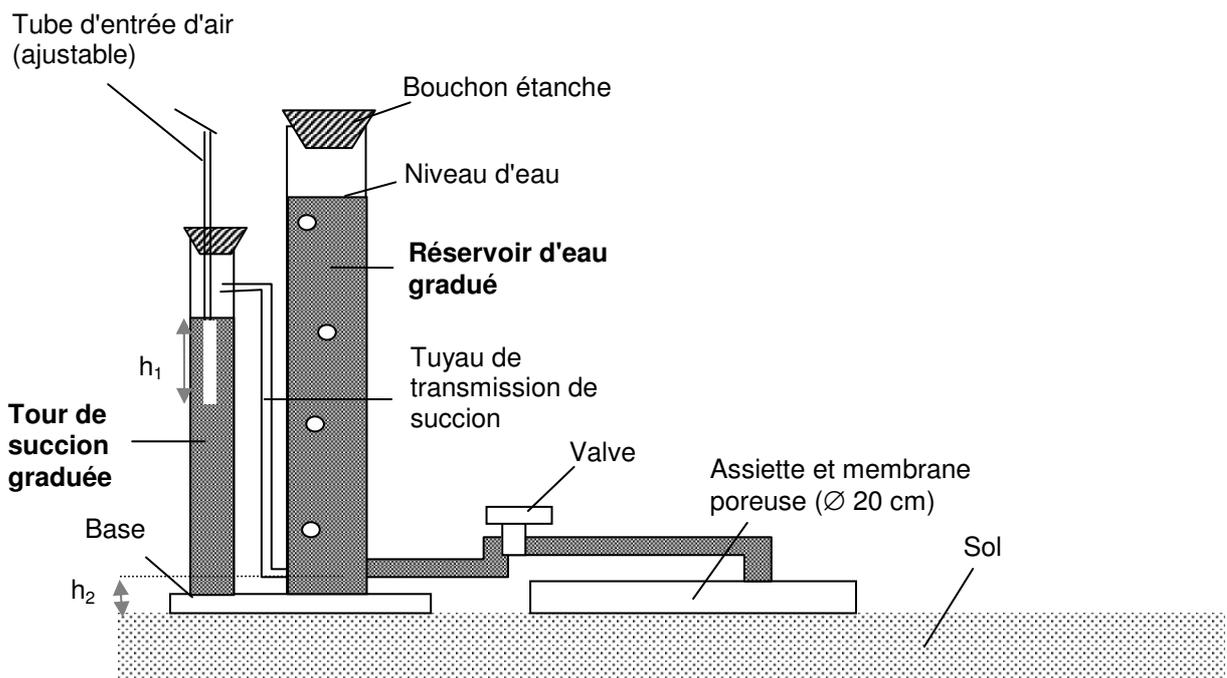


Figure 3-2– Scéma de l'infiltromètre à tension

L'instrument comprend deux colonnes d'eau: l'une sert de réservoir, l'autre est créatrice de succion (Figure 3-2). La tour de succion est reliée à la base du réservoir par l'intermédiaire d'un tuyau de transmission. Un support circulaire (assiette) auquel est fixé une toile poreuse est également relié au réservoir. Le point d'entrée d'air de la toile se situe vers -30 cm, ce qui limite à cette valeur la succion applicable. La succion, appliquée à la tour de succion grâce à un tube ajustable, est

transmise à l'assiette. La succion imposée devient une condition limite pour l'infiltration d'eau dans le sol.

Lors des mesures de terrain, nous avons ôté les croûtes qui s'étaient formé à la surface du sol. Celles-ci n'ont en effet pas les mêmes propriétés hydrodynamiques que le sol sous-jacent et doivent faire l'objet de mesures additionnelles. Cependant, l'effet des croûtes n'est pas étudié dans cette étude, car nous n'en n'avons pas eu le temps.

La surface de sol sur laquelle l'essai est réalisé est nivelée et recouverte d'une fine couche de sable, qui assure un bon contact entre le sol et la plaque.

L'ensemble est rempli d'eau et la tension est appliquée en enfonçant le tube d'entrée d'air dans l'eau de la tour de succion. La profondeur  $h_1$  à laquelle est enfoncé le tube est telle que la distance entre son extrémité et le niveau d'eau dans la colonne de tension soit égale à la tension qu'on veut appliquer,  $h$ , augmentée de la différence de niveau entre le point d'entrée d'air dans le réservoir et le sol,  $h_2$ . Ainsi, la tension appliquée  $h = h_1 + h_2$  avec  $h_1 \leq 0$ . La différence  $h_2$  de 4,7 cm n'a pas été prise en compte lors de nos mesures de terrain. Les conséquences de cette erreur seront analysées au chapitre 4.

Des tensions de plus en plus faibles doivent être appliquées successivement (Ankeny et al., 1991). Ainsi, toutes les mesures ont été prises, durant l'été 2004, en chaque site, à des valeurs  $h_1$  de -20 cm et -2 cm, correspondant à des valeurs  $h$  de -15.3 et 2.7 cm. La deuxième tension est donc, en réalité, une pression. Suite à cette erreur d'utilisation de l'instrument, des mesures ont été reprises par Pierre Akponikpe en mars 2005 sur les sites de Bagoua, en surface, à des valeurs  $h_1$  de -20 cm et -6.7 cm, correspondant à des valeurs  $h$  de -15.3 et -2 cm. Pour chaque site, la mesure aux deux "tensions" dure environ une heure.

L'eau utilisée pour les mesures d'infiltration est l'eau disponible sur place: dans la mesure du possible l'eau de forages non salés (Bagoua), mais pour certains essais, l'eau du puits de Kodey ou de forages salés (Banizoumbou). L'eau est par ailleurs transportée dans des bidons ayant contenu des huiles ou du pétrole. Même s'ils ont été bien lavés, il est improbable qu'ils n'en contiennent plus de traces.

## ***3.2 Mesures de laboratoire***

### **3.2.1 Humidité et densité apparente**

Les échantillons perturbés prélevés au début et à la fin de chaque expérience d'infiltration ont servi à déterminer la teneur en eau avant et après infiltration et la densité apparente du sol, par méthode gravimétrique. Les échantillons de volume connu ( $100 \text{ cm}^3$ ) ont été pesés, puis séchés à l'étuve durant trois à sept jours à la température maximale possible pour l'étuve ( $70^\circ\text{C}$ ), au laboratoire de l'ICRISAT, Niger.

### 3.2.2 Texture

Des échantillons perturbés ont été mélangés par parcelle et par profondeur, afin de n'avoir plus que 18 échantillons composites (9 parcelles x 2 profondeurs). Une fraction de chacun de ces échantillons composites a été ramenée en Belgique pour en déterminer la granulométrie.

Les fractions grossières (sable) sont séparées des particules plus fines au tamis de 50  $\mu\text{m}$ , sous eau. Les fractions fines (limon grossier, limon fin, argile) sont ensuite déterminées par la méthode de la pipette (Hillel, 1998b). Le protocole en est décrit en annexe. Les fractions granulométriques ainsi déterminées peuvent être utilisées pour le calcul des paramètres des courbes caractéristiques du sol par des fonctions de pédotransfert (cfr §2.2.6).

### 3.2.3 Courbe de rétention

Des échantillons non perturbés, contenus dans des anneaux métalliques (Kopecki, 100  $\text{cm}^3$ ), ont été utilisés pour déterminer les courbes de rétention des sols prélevés. La technique utilisée est basée sur la détermination de couples  $\theta(h)$  (Hillel, 1998d). Les échantillons sont placés dans un dispositif appelé bac à sable. Là, ils sont d'abord saturés et pesés. Après saturation, les échantillons sont progressivement drainés: des suctions successives de -5, -15, -45, -60 cm sont appliquées à la surface des anneaux Kopecki. Avant de passer au palier de succion suivant, l'équilibre doit être atteint. L'ensemble des échantillons est alors pesé.

Les échantillons utilisés ici devaient également servir à l'expérience de MultiStep Outflow. Or, lors de la saturation, ils ont subi un tassement relativement important. Ce tassement a été mesuré au pied à coulisse afin d'en tenir compte pour le calcul de la densité apparente et de la teneur en eau volumique des échantillons. L'influence du tassement sur les propriétés hydrodynamiques est discuté dans le chapitre 4.

Les couples  $\theta(h)$  obtenus sont introduits dans le modèle HYDRUS-1D, comme points de la fonction objectif pour la détermination des paramètres de van Genuchten.

### 3.2.4 Multistep Outflow (MSO)

Les échantillons non perturbés ayant servi à la construction des courbes de rétention expérimentales sont réutilisés ici dans des expériences de drainage par palier. La méthode du Multistep Outflow utilise de l'air sous pression pour drainer des échantillons de sol saturés. La pression est accrue par palier successifs. Le flux cumulé d'eau libérée par l'échantillon est mesuré en fonction du temps (Van Dam et al., 1994)

Le matériel expérimental disponible au laboratorium voor Bodem- en Waterbeheer de la Katholiek Universiteit Leuven, à Heverlee, se compose d'une série de 14 dispositifs individuels dont malheureusement plusieurs sont inutilisables. Chaque unité est composée d'une cellule dans laquelle on place l'échantillon prélevé et conservé dans un anneau métallique (Kopecki) de 100  $\text{cm}^3$ . Une cellule consiste en deux plaques de plexiglas reliées par trois tiges filetées (Figure 3-3). L'échantillon repose sur une plaque de céramique poreuse du dessous de laquelle partent deux

tubes flexibles reliés à une burette graduée. L'un sert pour la purge et est muni d'une valve anti-retour, l'autre permet l'amenée de l'eau de la cellule vers la burette graduée. La pression est appliquée au sommet de l'échantillon par l'intermédiaire d'un tube arrivant dans la plaque de plexiglas du haut. Une combinaison de joints plats et toriques assure l'étanchéité de l'ensemble.

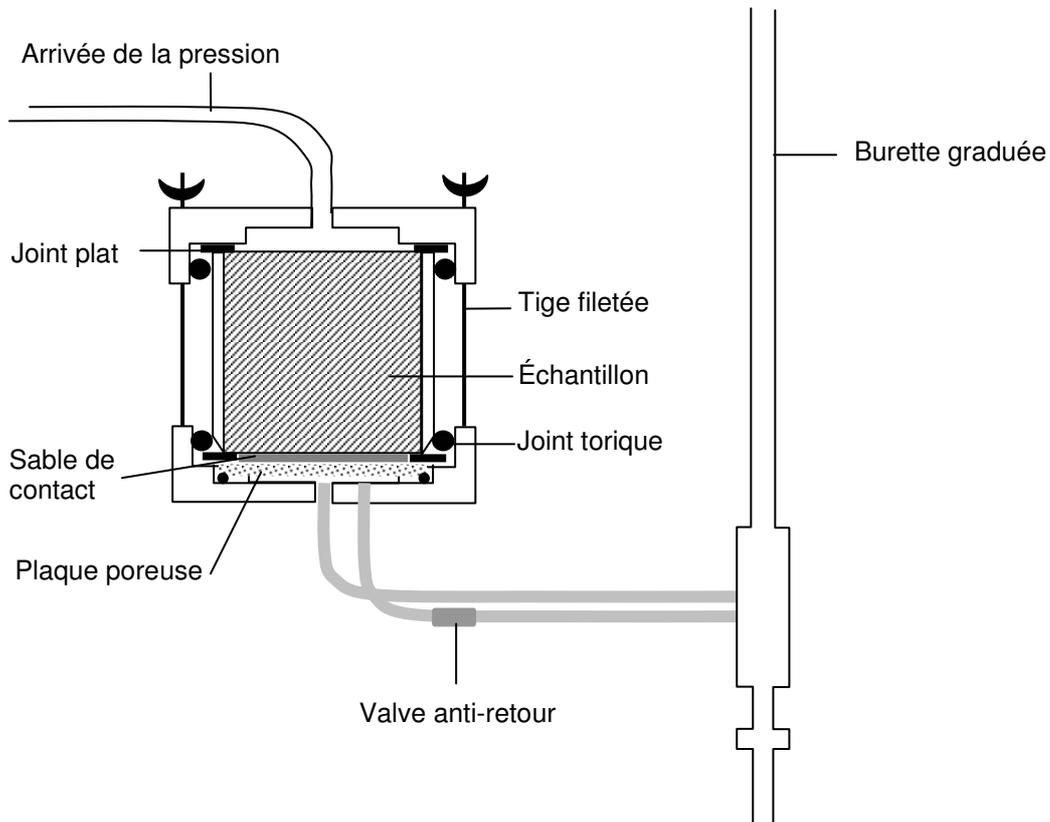


Figure 3-3 – Multi step Outflow System (coupe).

Les échantillons sont d'abord saturés, puis placés dans les cellules. Le haut du Kopecki est enfoncé dans la partie supérieure de la cellule munie d'un joint plat et d'un joint torique. Une plaque poreuse saturée est placée dans la partie inférieure de la cellule, où elle repose sur un joint torique. Un joint plat et un joint torique sont à nouveau disposés au-dessus de la plaque. Une petite cuiller de sable fin saturé est placée sur la plaque poreuse pour assurer un bon contact entre celle-ci et l'échantillon. Les deux parties de la cellule sont alors jointes et vissées ensemble grâce aux trois tiges filetées.

La burette est remplie d'eau et le tuyau de purge permet d'évacuer les bulles d'air prises dans le système. Une fois que toutes les bulles d'air sont évacuées, le niveau d'eau dans la burette est amené à la partie supérieure de l'échantillon, afin de le saturer. Le dispositif est laissé ainsi durant deux jours afin que l'équilibre soit atteint.

Chaque palier de pression (0.1, 0.2, 0.4, 0.8 bar) est appliqué durant 24 heures. Le volume d'eau drainé est mesuré à des pas de temps croissants (0, 3, 8, 18, 38, 68, 108, 158, 218, 338, 518 minutes).

Les résultats obtenus sont alors utilisés dans le modèle numérique HYDRUS 1D (§3.5.3). Les couples  $\theta(h)$  déterminés par ailleurs (§3.4.3) sont également introduits dans ce modèle. Ces

différentes données constituent les éléments de la fonction objectif qui doit être minimisée par le modèle.

### 3.3 Utilisation des données

#### 3.3.1 Utilisation des résultats d'infiltration

Comme il a été dit au paragraphe 3.3.2., l'omission de la prise en compte de la différence de niveau existant entre la base de l'infiltromètre et l'insertion du tube d'amenée de succion,  $h_2$ , a amené l'infiltromètre à travailler hors de son domaine. En effet, la deuxième pression appliquée en chaque site de mesure n'est plus négative, mais positive:  $-2 + 4.7 = 2.7$  cm.

Cependant les mesures réalisées à la seconde "tension" présentent une grande variabilité selon les sites. On pourrait donc imaginer que la pression appliquée soit diminuée par une certaine résistance due soit à la membrane poreuse soit à l'instrument même, c'est-à-dire que les conduites de l'infiltromètre puissent exercer une certaine résistance à l'écoulement. Ainsi, la valeur positive de la pression a été vérifiée en laboratoire par un essai d'infiltration réalisé sur du sable pour des conditions similaires au terrain (tube de tension enfoncé à 2 cm sous le niveau d'eau dans la colonne de tension). Lors de cet essai, un tensiomètre a été placé juste en dessous de l'assiette de l'infiltromètre, afin de mesurer la tension réellement appliquée. Pour éviter que le tensiomètre, servant à mesurer le potentiel de l'eau, ne travaille en pression positive, la tension a été mesurée au dessus de la bougie poreuse (Figure 3.4).

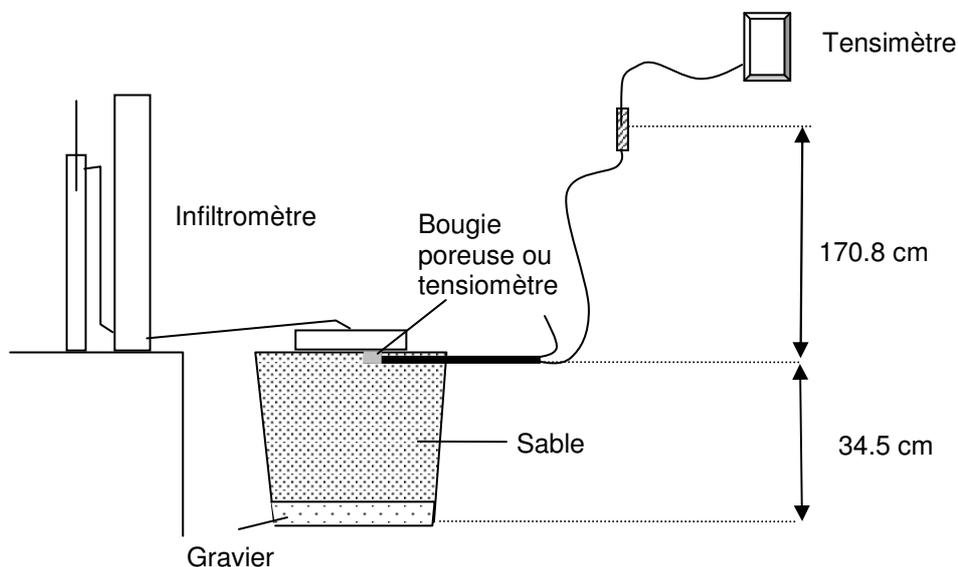


Figure 3.4 – Dispositif de mesure de la pression sous l'assiette de l'infiltromètre

La mesure de la tension a été réalisée à intervalles réguliers durant l'essai d'infiltration jusqu'à ce qu'elle se stabilise. Ainsi, la colonne réservoir de l'infiltromètre a dû être remplie à plusieurs reprises. En veillant à assurer un bon contact entre l'assiette et la surface du sol, le sol paraissait

absorber l'eau au fur et à mesure sans que ne se forme de flaque à la surface du sol, ce qui signifierait que le débit d'eau est contrôlé par l'infiltromètre et non par le sol.

Lorsque la tension mesurée s'est stabilisée à 168.7 cm, la différence de niveau entre la bougie poreuse et l'aiguille du tensiomètre étant de 170.8 cm, la valeur de la pression était de +2.1 cm.

La conclusion est donc que le sol, lors des essais de terrain, était bien sous pression.

Dès lors, comment traiter les résultats bruts, mesurés au Niger?

L'idée est que, puisque les valeurs mesurées sont tellement différentes d'un site à l'autre, c'est le sol et non l'infiltromètre qui contrôle le débit d'eau qui sort de l'instrument.

En partant de la solution analytique approximative proposée par Wooding (1968) pour l'écoulement en bas d'une source circulaire en régime permanent, lorsque la charge hydrostatique est nulle à la surface du sol, on peut établir des expressions pour l'écoulement à la base d'un infiltromètre à charge et d'un infiltromètre à succion (Vanclouster et Biielders, 2004).

L'équation de l'infiltromètre à charge, pour une charge L s'écrit:

$$Q = \frac{r\phi_m}{G} + \frac{rLK_s}{G} + \pi r^2 K_s \quad (3.1)$$

avec  $Q$  le débit [ $L^3 T^{-1}$ ],

$r$ , le rayon de l'infiltromètre [L],

$\phi_m$ , le potentiel de flux matriciel [ $L^2 T^{-1}$ ]:

$$\phi_m = \int_{h_i}^0 K(h)dh \quad (3.2)$$

où  $h_i$  est la tension initiale du sol [L],

$G$ , un facteur de forme [-], calculé par

$$G = 0.316 \frac{D}{r} + 0.184 \quad (3.3)$$

où  $D$  est la profondeur d'enfoncement de l'anneau [L]

Le premier terme de droite de l'équation 3.1 représente l'influence de la charge matricielle (teneur en eau initiale du sol), le second reprend l'effet de la charge hydrostatique à la surface du sol, le troisième correspond à l'infiltration sous l'effet de la gravité uniquement.

L'expression de l'infiltromètre à tension est:

$$Q = \frac{r\phi_t}{G} + \pi r^2 K(h_e) \quad (3.4)$$

avec  $\phi_t$ , le potentiel de flux matriciel,

$$\phi_t = \int_{h_i}^{h_e} K(h)dh \quad (3.5)$$

où  $h_e$  est la tension appliquée à la surface du sol.

L'idée est de calculer le poids du second terme de droite dans l'expression de l'infiltromètre à charge (équation 3.1). Si ce poids est faible, peut-être pourrait-on ignorer ce terme et considérer que les mesures de terrain peuvent, en première approximation, être assimilées à des mesures sous charge nulle plutôt que légèrement positive.

Si la fonction de conductivité est donnée par l'équation 2.13 (Gardner, 1958), le potentiel de flux matriciel peut être approximé par:

$$\phi_m \equiv \frac{K_s}{\alpha} \quad (3.6)$$

On peut donc écrire:

$$Q = \frac{rK_s}{0.184\alpha} + \frac{rLK_s}{0.184} + \pi r^2 K_s \quad (3.7)$$

Les valeurs de  $K_s$  et  $\alpha$  ont été estimées pour chaque essai d'infiltration par la méthode analytique (cfr 0) en extrapolant l'allure exponentielle de la courbe de conductivité jusque +2.7 cm.  $K_s$  est assimilé à la valeur de l'ordonnée pour  $h=0$  et  $\alpha$  est la pente de la droite, si l'échelle des ordonnées est logarithmique (Figure 3.5)

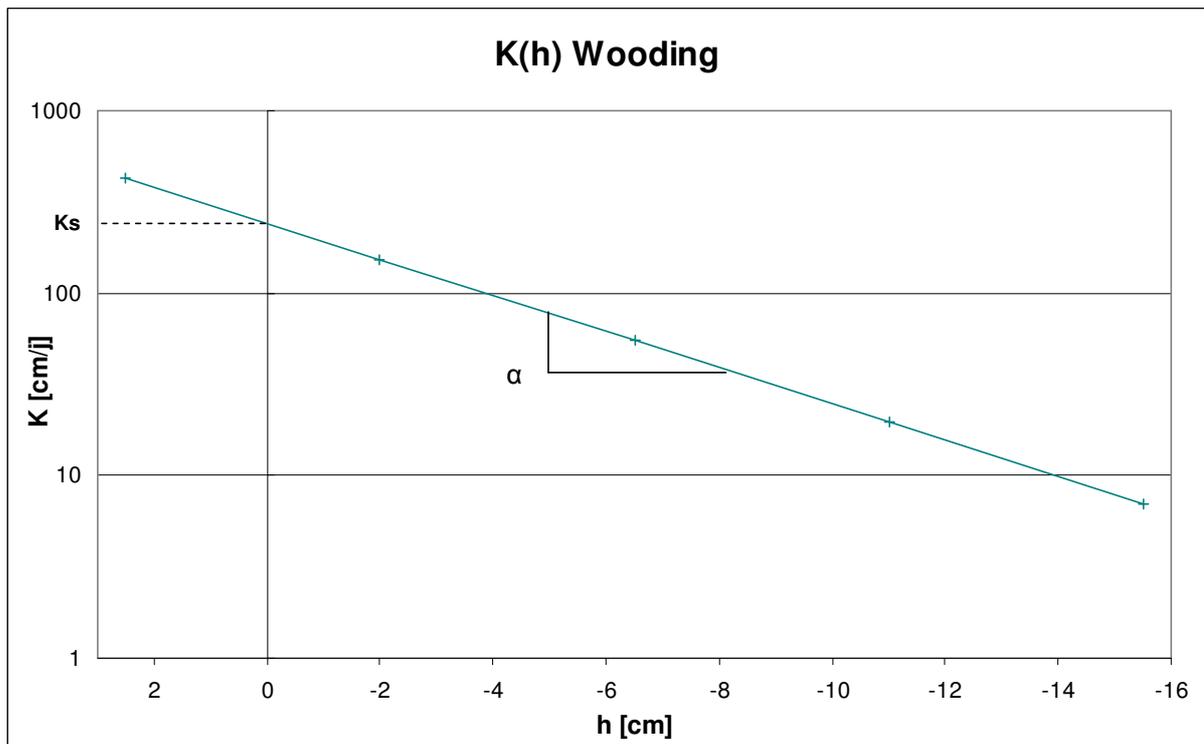


Figure 3.5 – Estimation des paramètres  $K_s$  et  $\alpha$  du modèle de Gardner, à partir des mesures d'infiltration à -15.3 et +2.7 cm.

A partir de ces valeurs calculées de  $K_s$  et  $\alpha$ , le débit  $Q$  de l'expression 3.7 peut être calculé. Sa valeur est du même ordre de grandeur que le débit mesuré lors de la deuxième mesure de l'essai d'infiltration, à +2.7 cm. Le second terme de droite de l'expression 3.7 est également calculé, puis sa valeur est comparée à celle de  $Q$ . Le poids de ce terme par rapport à  $Q$  varie entre 15 et 20%. Cela est loin d'être négligeable, donc ce terme ne peut être ignoré.

Par ailleurs, les valeurs de Ks ainsi obtenues peuvent être comparées à celles issues des essais d'infiltration réalisés par Pierre Akponikpe sur les sites de Bagoua, à la surface du sol (Tableau 3.1).

Tableau 3.1 – Valeurs de Log(Ks) pour les essais d'infiltration sur les sites de Bagoua à la surface, selon les deux utilisations de l'infiltromètre. La troisième colonne donne la p-valeur du test de Student d'égalité des moyennes.

Sol	LogKs moyen	LogKs moyen	T-test
	(-15.3 et -2 cm)	(-15.3 et +2.7 cm)	Pr >  t
1	3.226	2.885	0.108
2	2.620	2.799	0.260
3	2.686	2.802	0.533

Pour le sol 1, la valeur de Ks issue de la mauvaise utilisation de l'infiltromètre est inférieure à celle obtenue à partir des mesures de Pierre Akponikpe, tandis que pour les deux autres sols, cette relation s'inverse. Cependant, le test de Student effectué montre l'égalité des moyennes. La méthode approximative utilisée pour déterminer Ks et  $\alpha$  ne semble donc pas introduire de biais systématique.

Les mesures réalisées dans le domaine d'utilisation de l'infiltromètre par Pierre Akponikpe ne couvrent que les sites de Bagoua à la profondeur 1, ce qui ne représente qu'un sixième des données. Ainsi, par souci d'homogénéité au sein des résultats, tous ceux basés sur les mesures d'infiltration utilisent les données issues des mesures à -15.3 et +2.7 cm, tout en se rappelant qu'elles sont entachées d'une certaine erreur.

Pour la détermination des propriétés hydrodynamiques par modélisation inverse à partir des mesures d'infiltration, une tension arbitraire de -0.1 cm a été adoptée pour les mesures de débit à +2.7 cm de pression, car HYDRUS-2D n'accepte pas de valeur de pression positive.

### 3.3.2 Traitement des données d'infiltration

Les résultats des mesures d'infiltration sont traités dans un premier temps par la méthode traditionnelle, basée sur la solution analytique de Wooding (1968), qui utilise le modèle exponentiel de Gardner (1958), présentée au paragraphe 2.2.4.2.1.

Par ailleurs, ces mesures d'infiltration sont également introduites dans le logiciel HYDUS-2D (Šimunek et al., 1996), afin de déterminer les paramètres de van Genuchten par modélisation inverse, selon l'approche présentée aux paragraphes 0 et 3.3.5.

### 3.3.3 Fonctions de pédotransfert

Les fractions sableuse, limoneuse et argileuse des échantillons composites et la moyenne parcellaire de la densité apparente sont introduites dans l'Artificial Neural Network Rosetta (Schaap et al., 1998; Schaap et Clothier, 1996; Schaap et Feike, 2000). Rosetta prédit les paramètres  $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$ ,  $K_0$  des équations de van Genuchten (1980) et  $K_s$  à partir des classes texturales et de la densité apparente  $\rho_b$  (3.2.1).

### 3.3.4 HYDRUS-1D

Les données de flux obtenues grâce au MSO et les couples  $\theta(h)$  issus des mesures effectuées au bac à sable sont utilisés pour calculer les paramètres des équations de van Genuchten des courbes de rétention (équation 2.8) et de conductivité hydraulique non saturée (équation 2.11), par modélisation inverse. On se souviendra que les couples  $\theta(h)$  mesurés au bac à sable sont entachés d'erreur, suite à la compaction des échantillons lors de leur saturation.

Le modèle utilisé à cette fin est HYDRUS-1D (Šimunek et al., 2000). On choisit de simuler un flux d'eau et d'utiliser une solution inverse pour estimer les paramètres hydrauliques du sol. Les points de données de la fonction objectif sont les mesures de flux cumulé en fonction du temps et les couples  $(\theta, h)$ .

L'unité de longueur choisie est le cm et la hauteur du profil de sol est de 5.1 cm (anneau Kopecki sans la plaque poreuse). Le fait que nous n'ayons pas considéré l'épaisseur de la plaque pour la modélisation inverse altère la validité des paramètres optimisés. Les unités de temps sont des minutes et l'expérience dure 4838 minutes. Les conditions aux limites supérieures sont un flux constant nul. Les conditions aux limites inférieures sont une tension variable dans le temps résultant des pressions croissantes appliquées au sommet de l'échantillon. Les conditions initiales sont données en terme de tension et valent -0.5 cm. Le modèle de paramétrisation des propriétés hydrodynamiques choisi est celui de van Genuchten (équation 2.8 et 2.11), pour lequel on ne tient pas compte de l'hystérèse. Les paramètres  $\theta_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$ ,  $K_s$ ,  $\lambda$  sont optimisés, tandis que  $\theta_r$  est fixé à 0.03. Le paramètre  $m$  est supposé égal à  $1-1/n$ . Le programme donne en sortie du modèle les courbes de flux simulées et observées ainsi que les paramètres optimisés.

### 3.3.5 HYDRUS-2D

Les mesures d'infiltration sous tension sont utilisées dans le logiciel HYDRUS-2D (Šimunek et al., 1996) afin d'estimer les valeurs des paramètres de van Genuchten (équation 2.8 et 2.11), par modélisation inverse. Outre le débit cumulé en fonction du temps, la teneur en eau après l'essai d'infiltration est introduite comme donnée de la fonction objectif à minimiser (cfr 2.2.4.2.2). La valeur utilisée est celle déterminée à partir de l'échantillon prélevé juste après l'essai. Cependant, comme il sera expliqué au paragraphe 4.2.3., les simulations sont également réalisées avec des valeurs de teneur en eau à saturation correspondant à la porosité.

Les unités de temps choisies sont les secondes tandis que les longueurs sont exprimées en cm. Le débit cumulé est donc introduit en  $\text{cm}^3$ .

Les conditions initiales sont exprimées en terme de teneur en eau, tandis que les conditions aux limites sont, au-dessus du profil, une tension variable (-15.3 cm, puis -0.1 cm) et, à la base du profil, un drainage libre (*Seepage Face*), c'est-à-dire que le potentiel matriciel est considéré comme nul. Le modèle n'accepte pas l'introduction de valeurs positives pour la pression, la valeur de -0.1 cm est donc choisie car elle est très proche de saturation.

Les paramètres de van Genuchten introduits comme première approximation sont présentés au Tableau 3.2.

Tableau 3.2 – Paramètres hydrodynamiques initiaux introduits dans HYDRUS-2D

Paramètres	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$	$n$	$K_s$	$\lambda$
	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$	$\text{cm}^{-1}$	-	$\text{cm s}^{-1}$	-
<b>Estimation initiale</b>	0.03	0.4	0.145	2.68	0.00825	2
<b>Valeur minimale</b>		0.10	0	1.1	0	-5
<b>Valeur maximale</b>		0.45	5	4.5	1	6

Un maximum de 20 itérations est choisi.

### 3.3.6 Apsim

Les valeurs des paramètres générées par les différentes méthodes de détermination des propriétés hydrodynamiques du sol sont introduites dans un modèle de simulation de productions culturales: APSIM 4.1 (2005).

APSIM (Agricultural Production Systems sIMulator) est une structure de modélisation modulaire, développée par l'Agricultural Productions Systems Research Unit en Australie. Il a été développé pour simuler les processus biophysiques dans les systèmes cultureux, en particulier là où l'intérêt se porte sur les conséquences économiques et environnementales des pratiques de gestion face aux risques climatiques.

Le modèle intègre divers modules qui interagissent entre eux et qui permettent de spécifier un grand nombre de caractéristiques pour la simulation: types de cultures, opérations culturales, fertilisation, irrigation, type de sol, etc.

SWIM (Soil Water Infiltration and Movement) est un modèle qui calcule les bilans d'eau et de nutriments dans le sol. Il est basé sur la résolution de l'équation de Richards (équation 2.3) associée à l'équation de convection-dispersion des solutés (Keating et al., 2003). APSIM SWIM est conçu pour tourner au sein d'APSIM et pour calculer les flux d'eau et de nutriments au travers, au dedans et hors du sol, pour une simulation donnée. Ces flux comprennent l'infiltration, le ruissellement, l'absorption racinaire, les mouvements au travers du sol, etc., ainsi que les flux de nutriments qui y sont associés.

Le module SWIM contient beaucoup de composants et de sous-modèles qui peuvent être spécifiés pour se comporter de différentes façons. La configuration de APSIM SWIM requiert la spécification de diverses informations. Un exemple de fichier de configuration est donné en annexe.

Les relations  $\theta$ -K-h doivent être introduites en donnant pour plusieurs valeurs successives de h, les valeurs correspondantes de K(h), de  $dK(h)/dh$ , de  $\theta(h)$  et  $d\theta(h)/dh$ . Ces informations peuvent être générées à partir des paramètres de différents modèles (van Genuchten, Brooks & Corey) grâce à un petit programme, fourni avec SWIM: HYPROPS.

APSIM n'accepte pas directement les paramètres du modèle exponentiel de Gardner, fournis par la solution de Wooding. Parmi les modèles qu'APSIM utilise se trouvent le modèle de rétention exponentiel (équation 3.8) et le modèle de conductivité de Mualem (équation 3.9).

En combinant ces deux expressions, le modèle de Mualem se simplifie (équation 3.10).

$$Se = (1 + \alpha_{ex} \cdot |h|) \exp(-\alpha_{ex} \cdot |h|)$$

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3.8)$$

Se est le degré de saturation [-];

h est le potentiel matriciel [L];

$\theta$  est la teneur en eau volumique [ $L^3 L^{-3}$ ];

$$K_{mualem} = Ko \cdot S^p \left[ \frac{g(h)}{g(0)} \right]^2$$

$$\text{avec } g(h) = \int_{-x}^h h'^{-1} f(h') dh'$$

$$\text{et } f(h) = \frac{dS}{dh} \quad (3.9)$$

$K_{mualem}$  est la conductivité hydraulique

Ko est la valeur de la conductivité hydraulique pour  $h=0$ .

S est le degré de saturation.

$$K_{mualem} = Ko \cdot (1 - \alpha_{ex} \cdot h)^p \cdot \exp[(p+2)\alpha_{ex} \cdot h] \quad (3.10)$$

En posant  $p=0$  et  $\alpha_{ex} = \alpha/2$ , le modèle utilisé dans Apsim est équivalent à celui de Gardner.

$$K_{gardner} = Ks \cdot \exp(\alpha \cdot h)$$

$$K_{mualem} = Ko \cdot \exp(2 \cdot \alpha_{ex} \cdot h) \quad (3.11)$$

Les paramètres  $\theta_r$  et  $\theta_s$  sont estimés par ceux optimisés par la modélisation inverse.

Pour les autres méthodes utilisées, les paramètres de van Genuchten sont directement acceptés par HYPROPS.

En fournissant à APSIM des données météorologiques pour la période de simulation ainsi que d'autres informations traitées par divers modules qui interagissent au sein d'APSIM, le logiciel permet d'obtenir un grand nombre d'informations. L'intérêt se porte ici sur les composantes du bilan hydrique. La simulation est réalisée sur sol nu car le module "mil" d'APSIM ne fonctionne pas avec SWIM à l'heure actuelle. Aucune culture n'est simulée afin le bilan hydrique ne soit pas influencé par des cultures plus exigeantes en eau que le mil.

La composante du bilan hydrique considérée pour comparer les méthodes entre elles est le drainage annuel. La simulation est réalisée sur des données météorologiques allant de 1983 à 2000 à la station de Sadoré, où la pluviométrie annuelle moyenne est de l'ordre de 550 mm. Le drainage pris en compte est le cumul saisonnier: de la première pluie au-delà de 20 mm (correspondant à la date de semis) jusqu'au 15 septembre (date de récolte). Ce drainage saisonnier cumulé sur les 18 années de données météorologiques est ramené à un an.

L'épaisseur de profil considérée est de 2 m. Les 30 premiers cm sont caractérisés par les propriétés hydrodynamiques mesurées en surface, tandis que pour le reste du profil, nous considérons celles déterminées à 30 cm.

## Chapitre 4.

### Présentation des résultats

Dans ce chapitre, les résultats obtenus pour chaque méthode de caractérisation des propriétés hydrodynamiques et pour chaque profondeur d'échantillonnage sont présentés. Ensuite, des tests de normalité sont réalisés sur ces résultats, afin de déterminer comment calculer les intervalles de confiance. Enfin, nous comparons entre elles les différentes méthodes ainsi que les données provenant de profondeurs différentes.

Dans un premier temps, nous pouvons brièvement présenter les données de texture et de densité apparente, obtenues pour les neuf parcelles échantillonnées, à la surface du sol et à 30 cm de profondeur.

Tableau 4.1 – Granulométrie et densité apparente des échantillons composites utilisés pour l'estimation des paramètres de van Genuchten par les fonctions de pédotransfert Rosetta. BAG: Bagoua; BAN: Banizoumbou; KOD: Kodey; 1: arenic Lixisol; 2: cambic Arenosol; 3: ferralic Arenosol; P1: surface du sol; P2: 30 cm de profondeur.

Echantillon	Sable	Limon	Argile	$\rho_b$ [g cm <sup>-3</sup> ]
BAG1P1	0.945	0.028	0.027	1.605
BAG1P2	0.910	0.039	0.051	1.552
BAG2P1	0.892	0.036	0.072	1.595
BAG2P2	0.925	0.026	0.049	1.511
BAG3P1	0.903	0.038	0.059	1.611
BAG3P2	0.901	0.058	0.041	1.545
BAN1P1	0.939	0.032	0.029	1.642
BAN1P2	0.899	0.040	0.061	1.541
BAN2P1	0.917	0.042	0.041	1.556
BAN2P2	0.920	0.035	0.045	1.538
BAN3P1	0.903	0.040	0.058	1.576
BAN3P2	0.876	0.051	0.072	1.552
KOD1P1	0.931	0.022	0.047	1.628
KOD1P2	0.889	0.047	0.064	1.489
KOD2P1	0.909	0.051	0.041	1.581
KOD2P2	0.924	0.026	0.049	1.507
KOD3P1	0.906	0.041	0.053	1.608
KOD3P2	0.887	0.043	0.070	1.526

Le tableau 4.1 confirme le caractère très sableux des sols étudiés.

## 4.1 Résultats obtenus pour les différentes méthodes

### 4.1.1 Infiltromètre: modélisation directe

La Figure 4.1 et la Figure 4.2 présentent l'ensemble des courbes de conductivité, tracées à partir des mesures d'infiltration au champ et de la solution analytique de Wooding. L'intervalle de valeurs de potentiel matriciel,  $h$ , choisi pour leur présentation se réfère à la gamme de tension explorée par les mesures.

L'amplitude de la variation de la conductivité hydraulique sur la gamme de tension imposée est du même ordre de grandeur aux deux profondeurs. Les valeurs de conductivité hydraulique à saturation,  $K_s$ , varient entre 85 et 2500  $\text{cm j}^{-1}$  à la surface du sol, tandis qu'à 30 cm de profondeur, ces valeurs vont de 60 à 1310  $\text{cm j}^{-1}$ . Les valeurs de conductivité à 30 cm sont en général un peu plus faibles que celles observées à la surface. A 30 cm de profondeur, une courbe s'écarte fortement des autres.

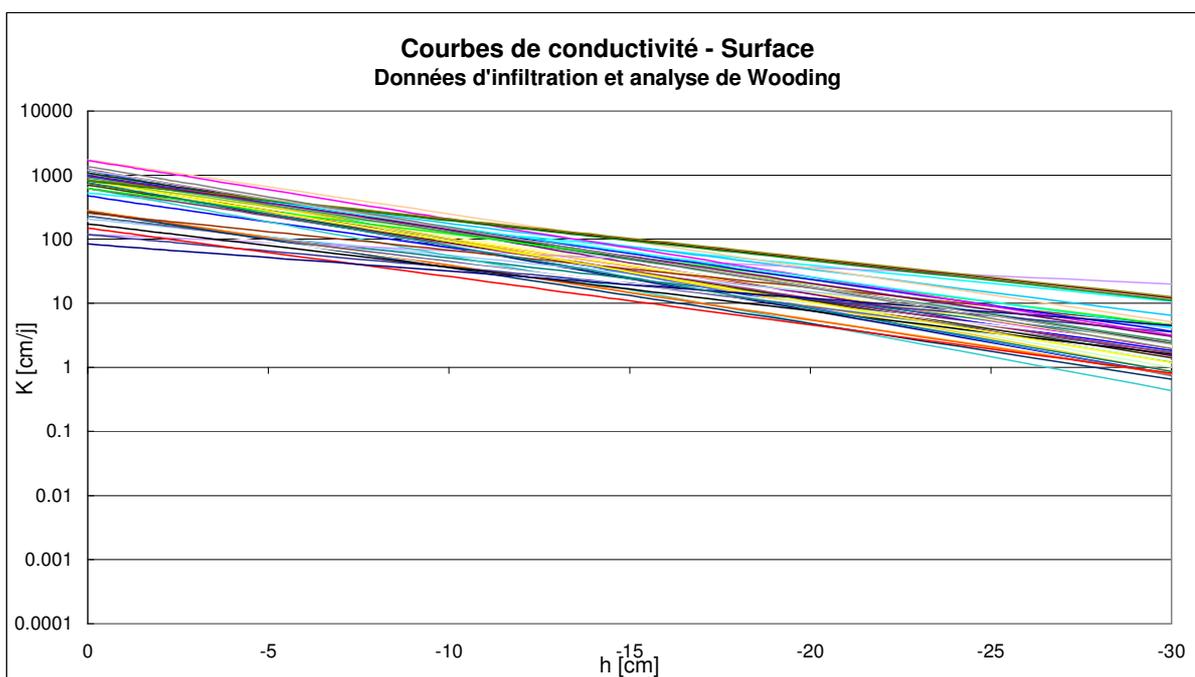


Figure 4.1 – Courbes de conductivité de l'ensemble des parcelles paramétrées selon le modèle de Gardner à partir de la solution de Wooding pour les mesures d'infiltration réalisées à la surface.

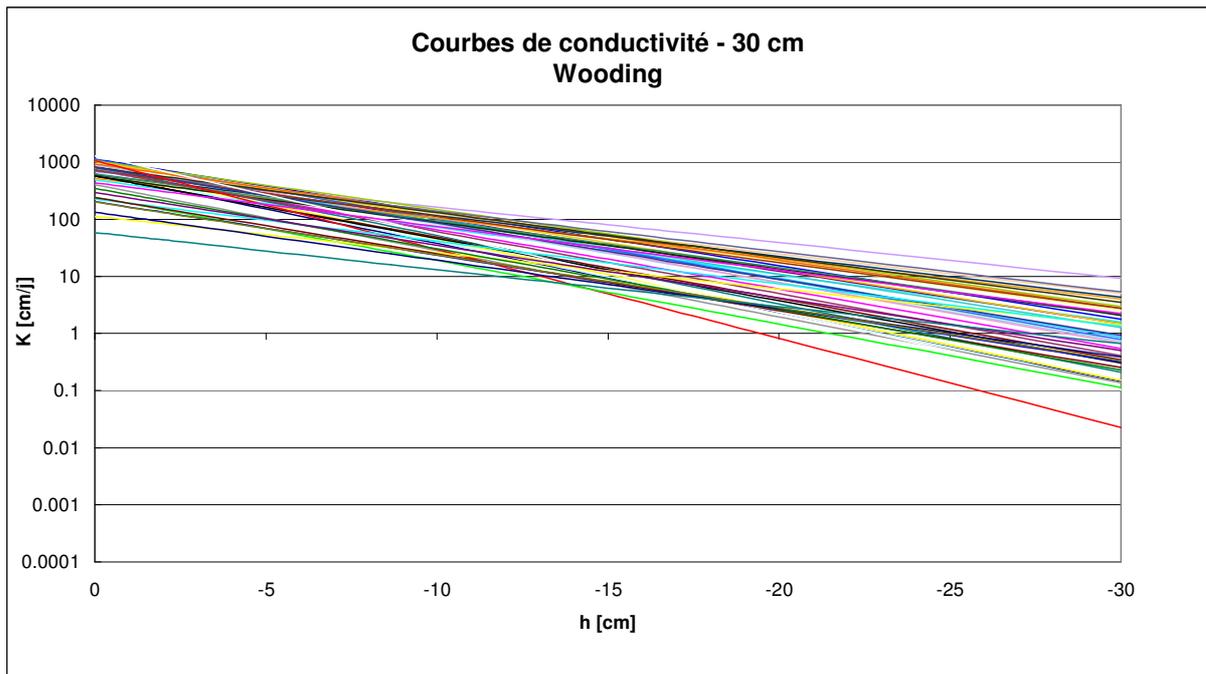


Figure 4.2 – Courbes de conductivité de l'ensemble des parcelles paramétrées selon le modèle de Gardner à partir de la solution de Wooding pour les mesures d'infiltration réalisées à 30 cm de profondeur.

#### 4.1.2 Infiltromètre: modélisation inverse

Ici, les courbes de rétention et de conductivité, tracées à partir des paramètres optimisés par HYDRUS-2D sur base des mesures d'infiltration, sont présentées pour chaque profondeur.

La première remarque concerne la teneur en eau à saturation. Les valeurs observées sur les Figure 4.3 et Figure 4.4 sont très faibles, voire physiquement impossible. La cause en est le drainage rapide que le sol a subi en fin d'essai d'infiltration. Les échantillons nécessaires aux mesures de teneur en eau n'ont pu être prélevés suffisamment vite pour éviter l'effet du drainage. Ainsi, la teneur en eau mesurée, théoriquement à saturation, et introduite dans HYDRUS-2D comme correspondant à une tension de -0.1 cm est certainement inférieure à la teneur en eau normalement associée à cette très faible tension. En effet, la comparaison de cette teneur en eau avec la porosité des échantillons prélevés met en évidence des différences importantes (Tableau 4.2). Les courbes présentant une teneur en eau à saturation plus réaliste correspondent probablement à des échantillons prélevés plus rapidement après l'essai d'infiltration.

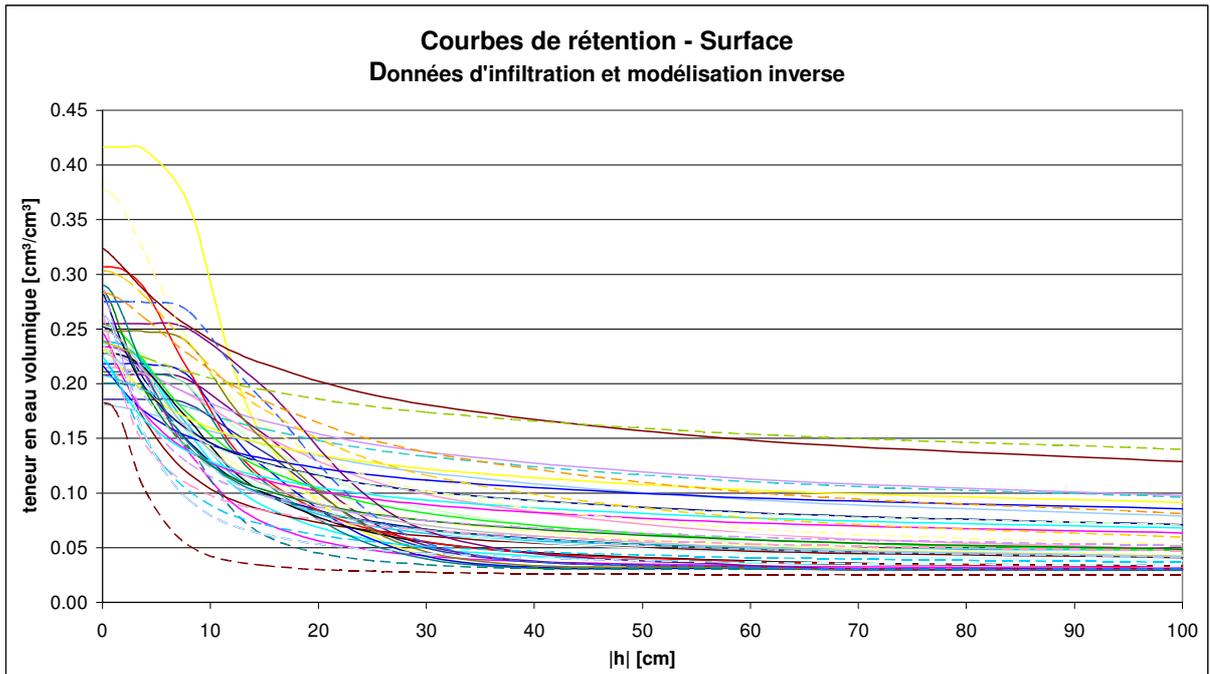


Figure 4.3 – Courbes de rétention pour la modélisation inverse à la surface.

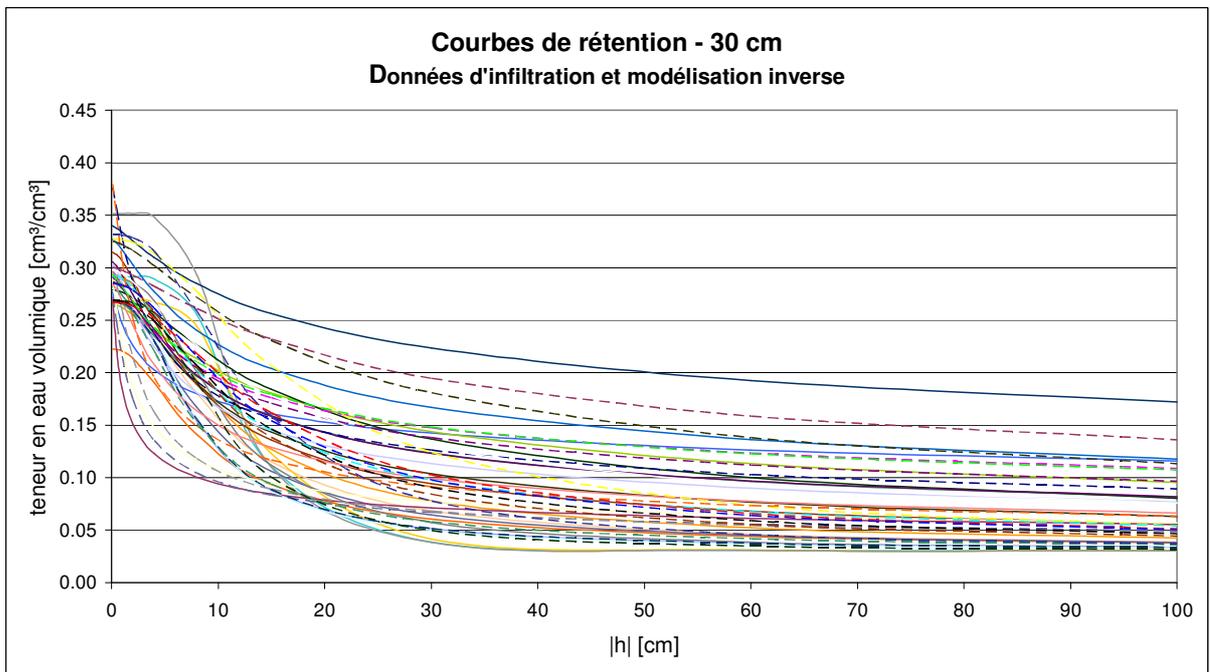


Figure 4.4 – Courbes de rétention pour la modélisation inverse à 30 cm de profondeur.

Puisque les courbes de rétention présentées ne semblent pas réalistes, les paramètres ont été recalculés, en prenant comme teneur en eau à la tension de -0.1 cm la porosité du sol,  $\varepsilon$  (équation 4.1). Celle-ci est calculée à partir de la densité apparente, c'est-à-dire la masse volumique des échantillons secs,  $\rho_b$ , et de la masse volumique du solide,  $\rho_s$ , pour laquelle la valeur choisie est celle du quartz ( $2.65 \text{ g cm}^{-3}$ ).

$$\varepsilon = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad (4.1)$$

Les valeurs de teneur en eau utilisées pour la première modélisation inverse peuvent être comparées aux valeurs de porosité (Tableau 4.2).

Tableau 4.2 – Comparaison de la teneur en eau minimale, maximale et moyenne mesurée en fin d'essai d'infiltration avec la porosité, calculée sur base de la densité apparente.

	Teneur en mesurée [cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> ]	Porosité -
<b>Observation min</b>	0.163	0.408
<b>Observation max</b>	0.385	0.427
<b>Moyenne</b>	0.270	0.406

En moyenne, la teneur en eau mesurée sur le terrain sous estime la porosité totale de 14%. Pour un échantillon, cette différence est portée à 24%!

Les courbes issues de la nouvelle modélisation sont présentées aux Figure 4.5, Figure 4.6, Figure 4.7 et Figure 4.8. Les teneurs en eau à saturation à la surface varient maintenant entre 0.33 et 0.45. Une courbe se détache des autres: elle diminue beaucoup moins vite que les autres et prend encore une valeur de 0.26 à 100 cm de succion, alors que toute les autres ont, à cette succion, des valeurs de teneur en eau inférieures à 0.15.

L'intervalle des valeurs couvert par les teneurs en eau à saturation à 30 cm de profondeur est plus étroit: 0.37 à 0.445. Les valeurs paraissent en moyenne plus élevées et la dispersion des courbes est plus marquée: alors qu'à la surface la plupart des courbes diminuent rapidement et atteignent des valeurs de teneur en eau autour de 0.05 dès 35 cm de succion, les courbes à 30 cm de profondeur sont moins rassemblées.

Au-delà de -60 cm, toutes les courbes de conductivité à la surface sont inférieures à  $1 \text{ cm j}^{-1}$ . Les valeurs de conductivité à saturation couvrent environ un ordre de grandeur, par rapport à plus de deux ordres de grandeur pour les courbes issues de la solution de Wooding. Par contre, aux tensions plus importantes, la variabilité des observations est plus grande. Six échantillons se détachent de l'ensemble.

A 30 cm de profondeur, ces tendances sont encore plus marquées.

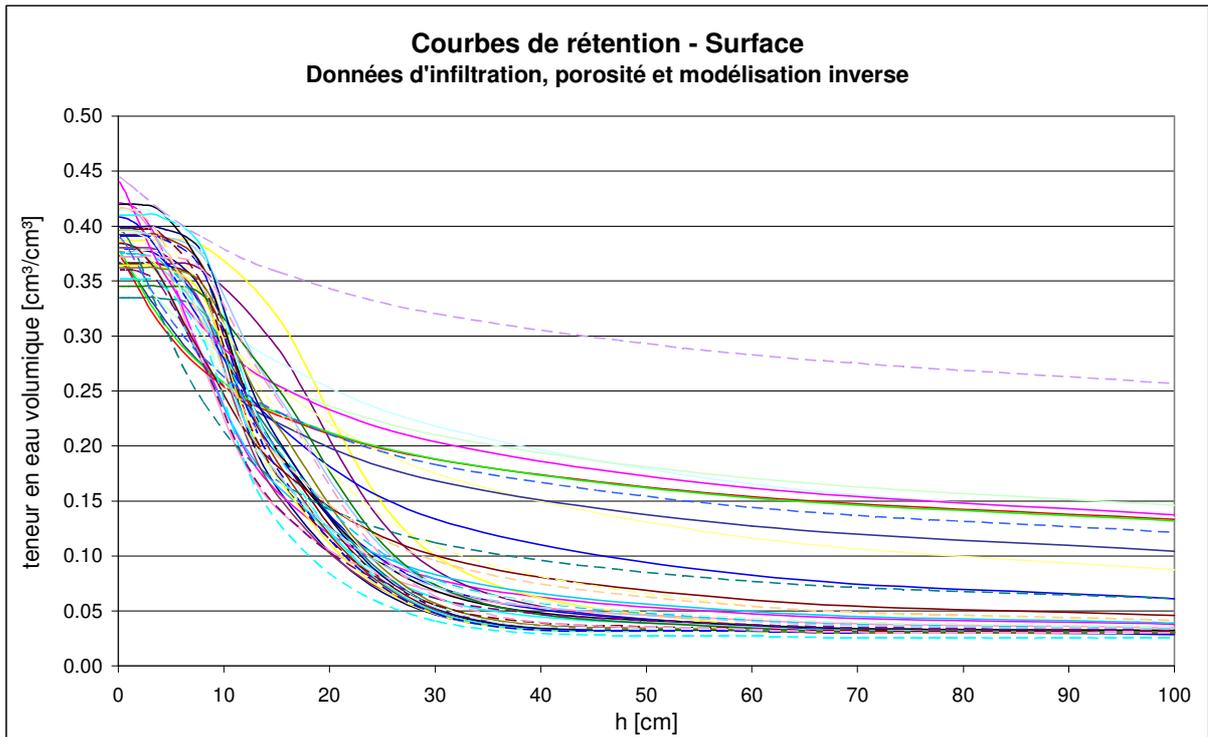


Figure 4.5 – Courbes de rétention issues de la modélisation inverse modifiée, utilisant la porosité comme teneur en eau finale, pour les mesures d'infiltration réalisées à la surface.

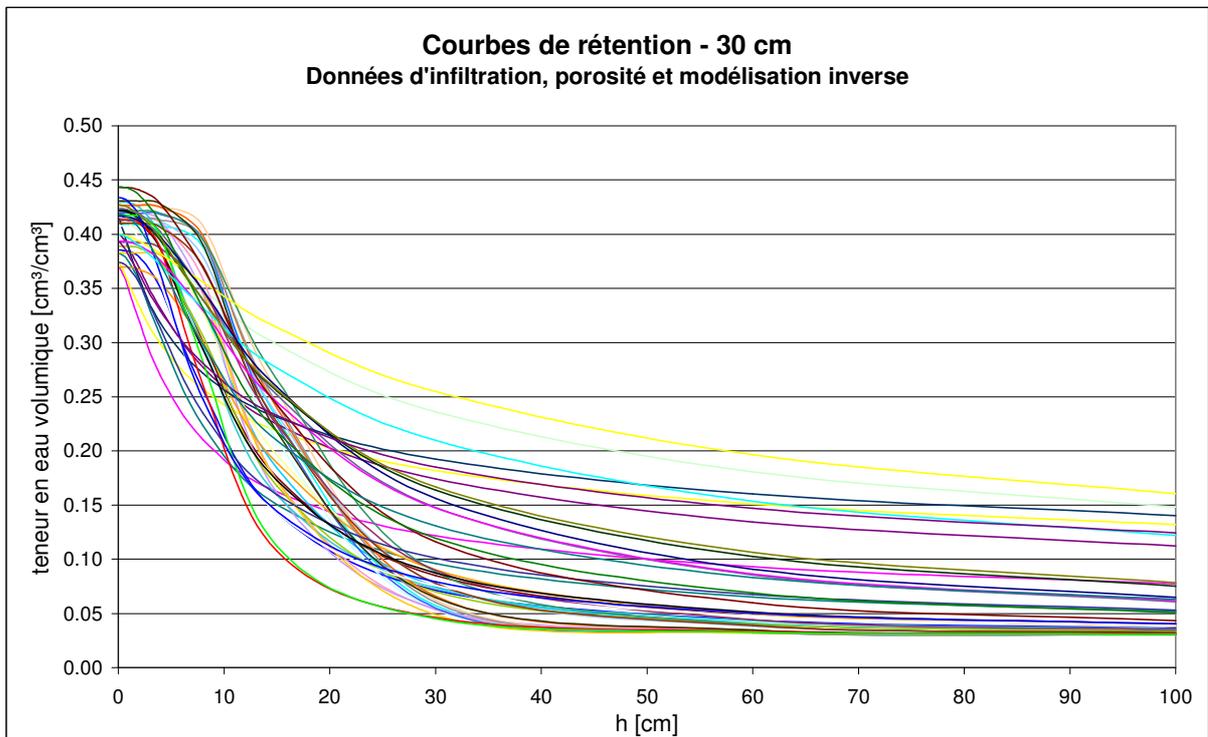


Figure 4.6 - Courbes de rétention issues de la modélisation inverse modifiée, utilisant la porosité comme teneur en eau finale, pour les mesures d'infiltration réalisées à 30 cm de profondeur.

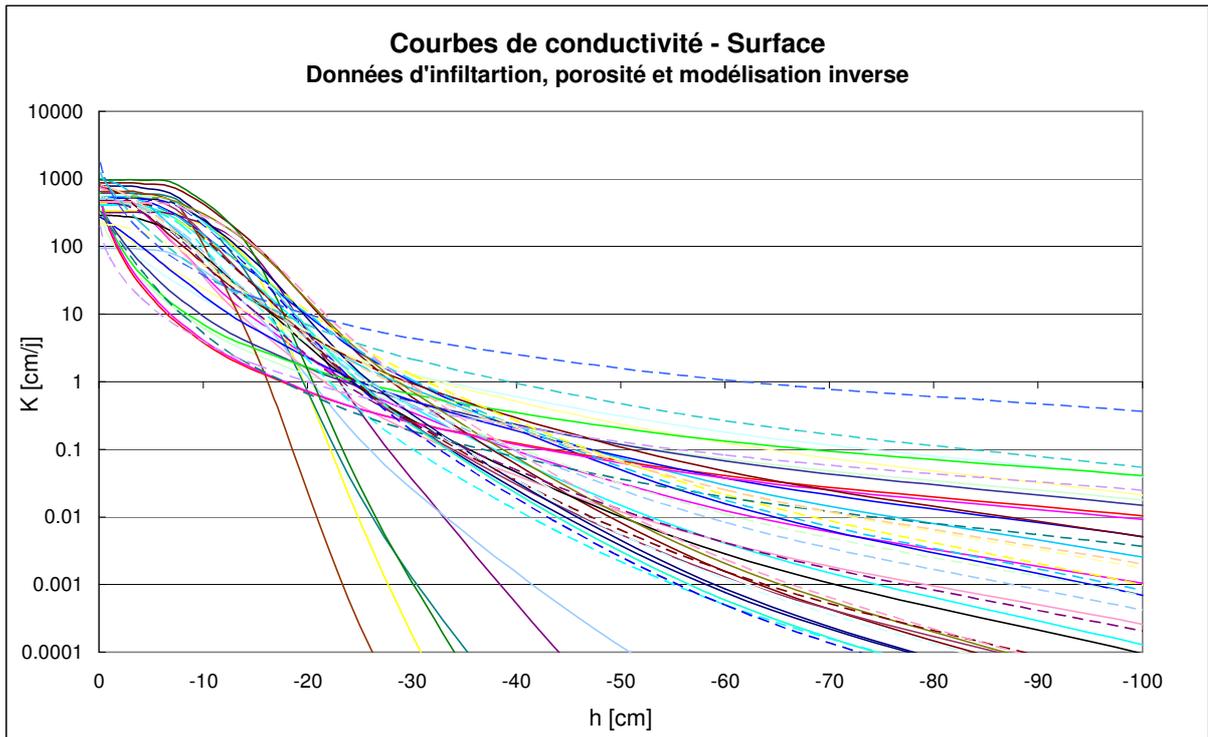


Figure 4.7 - Courbes de conductivité issues de la modélisation inverse modifiée, utilisant la porosité comme teneur en eau finale, pour les mesures d'infiltration réalisées à la surface.

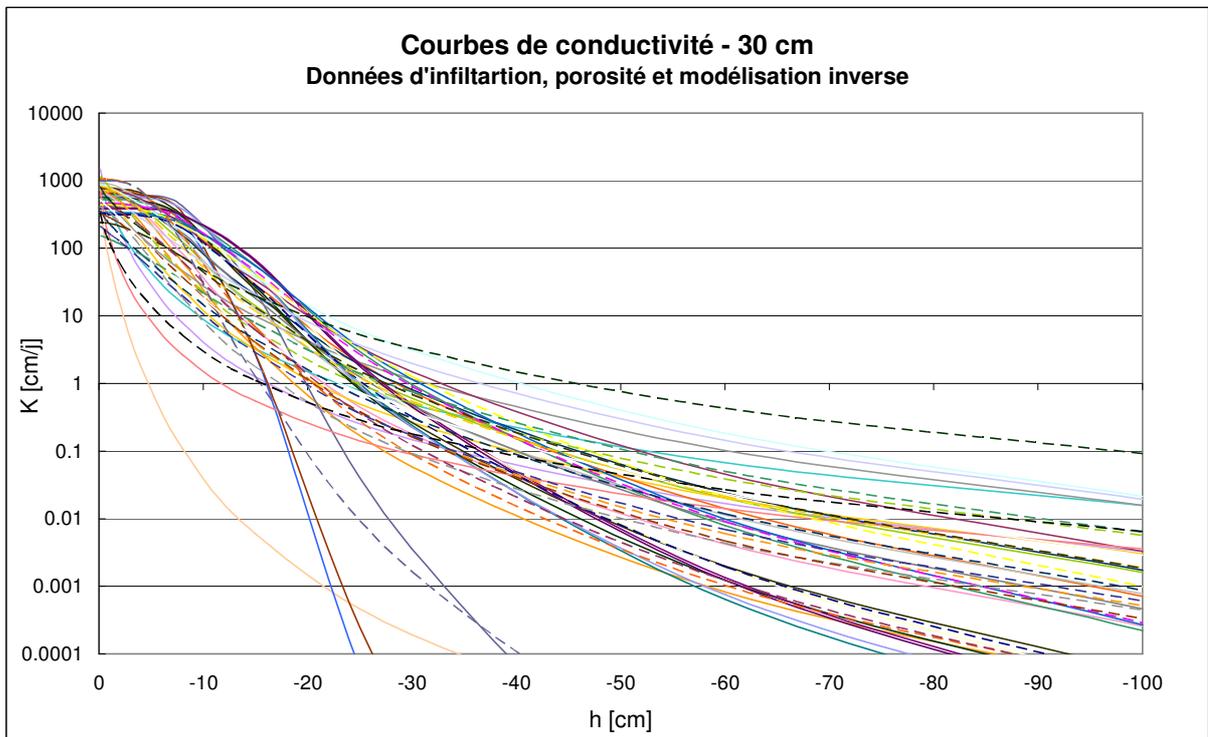


Figure 4.8 - Courbes de conductivité issues de la modélisation inverse modifiée, utilisant la porosité comme teneur en eau finale, pour les mesures d'infiltration réalisées à 30 cm de profondeur.

### 4.1.3 Multi Step Outflow (MSO)

Les résultats obtenus avec le multistep (HYDRUS-1D) sont exposés aux Figure 4.9 et Figure 4.10. Il convient ici d'expliquer le si petit nombre d'échantillons traités avec le MSO. Il était au départ convenu de réaliser des essais sur 36 (3x12) des 48 échantillons non perturbés prélevés au Niger. Or les essais se sont révélés très peu concluants: malgré l'attention portée au montage, des fuites sont apparues et les plaques céramiques disponibles se sont avérées trop abîmées pour conduire les essais de façon satisfaisante. Ainsi, sur 12 échantillons pouvant être traités en une semaine, seuls 3 (1ère semaine), puis 5 (2ème semaine) échantillons ont permis de conduire l'expérience à son terme. La réception de nouvelles plaques poreuses a permis de commencer de nouveaux essais. Cependant, les montages se sont révélés non étanches deux semaines de suite, ce qui a compromis l'obtention de résultats. Les essais n'ont pas été poursuivis parce que le temps manquait et que la manipulation répétée des échantillons ne permettait plus d'accorder une confiance suffisante dans les résultats.

Il apparaît immédiatement que les courbes de rétention optimisées par HYDRUS-2D ne correspondent pas du tout aux données expérimentales mesurées au bac à sable (Figure 4.9). On peut invoquer ici le tassement des échantillons, qui aura faussé l'allure sigmoïdale classique des courbes de rétention.

La confiance accordée aux résultats obtenus ne peut dès lors qu'être très partielle.

Tableau 4.3 – Modification de la densité apparente suite au tassement survenu lors de la construction des courbes de rétention expérimentales au bac à sable. Moyennes par type de sol, à la surface (P1) et à 30 cm de profondeur (P2).

	<b>pb moyen (échantillons non perturbés)</b> [g cm <sup>-3</sup> ]	<b>pb moyen (prise en compte du tassement)</b> [g cm <sup>-3</sup> ]	<b>Augmentation de pb</b> %	<b>Diminution de la porosité</b> cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>
<b>Sol 1 P1</b>	1.563	1.646	5.3	0.031
<b>Sol 2 P1</b>	1.563	1.699	8.7	0.051
<b>Sol 3 P1</b>	1.564	1.675	7.1	0.042
<b>Sol 1 P2</b>	1.459	1.527	4.6	0.026
<b>Sol 2 P2</b>	1.486	1.586	6.7	0.037
<b>Sol 3 P3</b>	1.503	1.594	6.1	0.034

L'effet du tassement sur les échantillons peut être illustré par la comparaison entre la densité apparente calculée sur le volume des échantillons non perturbés et celle calculée à partir d'un volume corrigé, qui tient compte de la diminution du volume due au tassement (Tableau 4.3).

La densité apparente  $\rho_b$  est le rapport entre la masse de sol sec  $M_s$  et le volume  $V_T$ :

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_T} \quad (4.2)$$

Si le volume diminue, la densité augmente et la porosité, c'est-à-dire le volume des vides, diminue. Cela change fortement les propriétés de rétention en eau du sol.

L'importance de l'augmentation de la densité apparente suite au tassement des échantillons est de l'ordre de 4.6 à 8.7 % et la réduction de porosité varie de 0.031 à 0.051  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ . La réduction de la porosité s'accompagne nécessairement d'une modification dans la distribution du diamètre des pores, et donc de l'allure de la courbe de rétention.

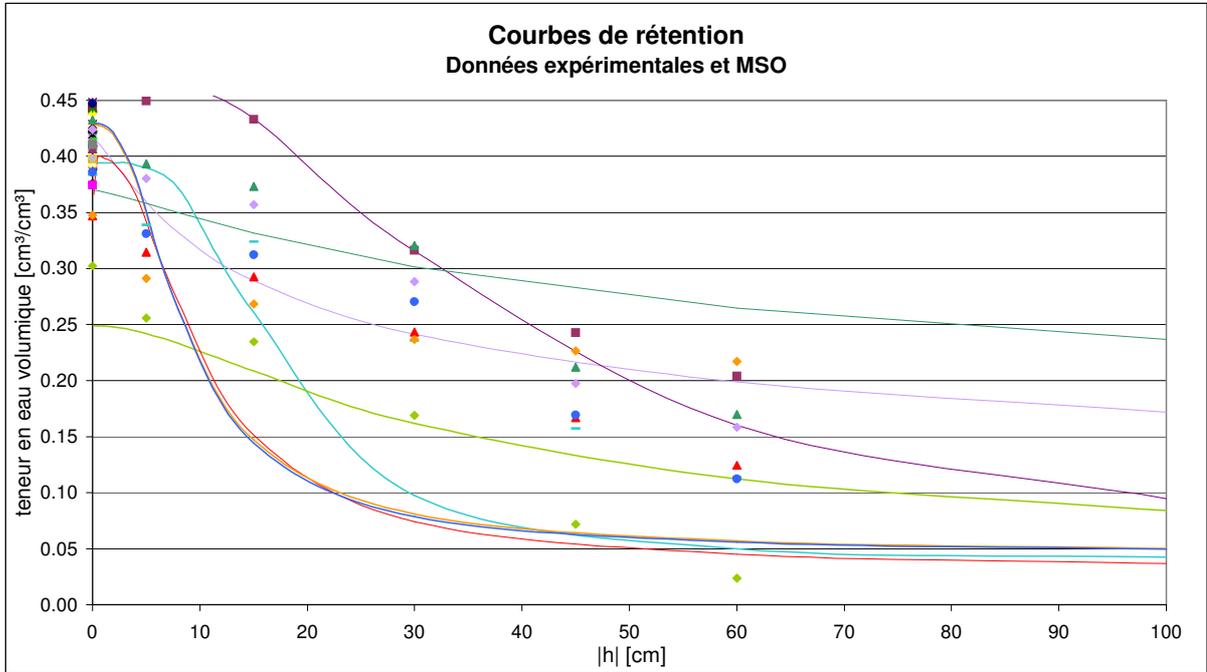


Figure 4.9 – Courbes de rétention expérimentales (bac à sable) et courbes issues de la modélisation inverse sur les données du MSO. Chaque couleur correspond à un échantillon.

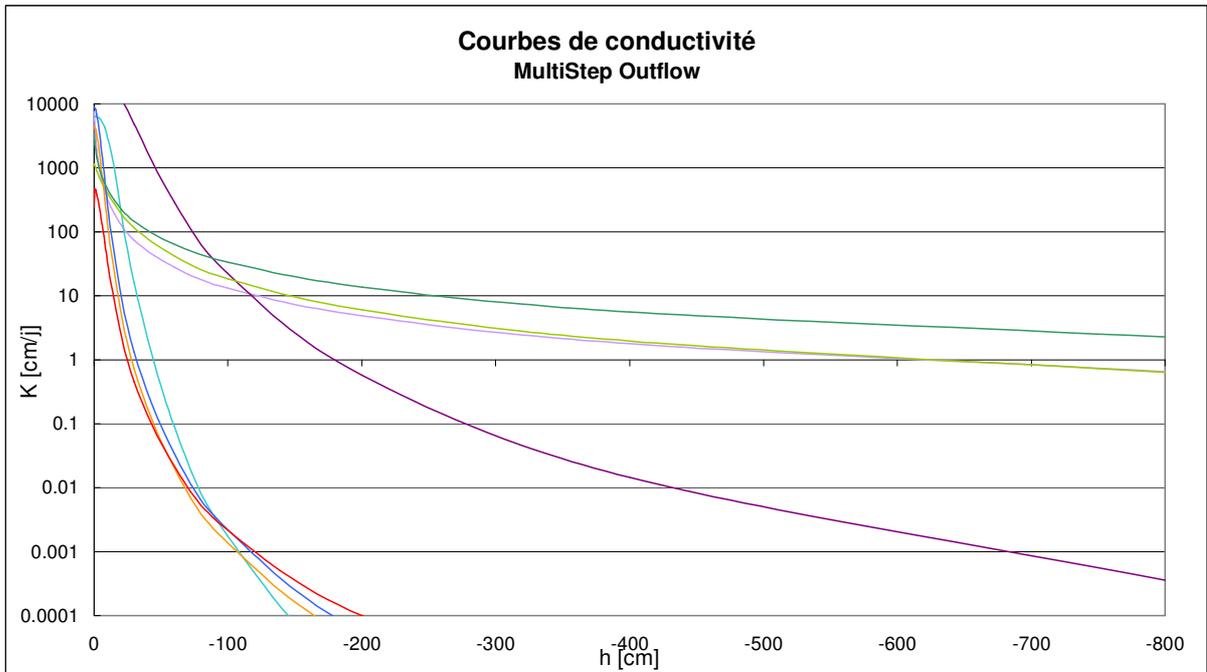


Figure 4.10 – Courbes de conductivité issues des essais de MSO.

La très forte variabilité observée pour les courbes de conductivité peut s'expliquer en partie par l'échec des mesures réalisées au laboratoire, d'une part pour les mesures de rétention (tassement important des échantillons lors de la saturation), et d'autre part lors de l'utilisation du MSO, comme expliqué ci-dessus.

#### 4.1.4 Fonctions de pédotransfert

Les courbes  $\theta(h)$  et  $K(h)$  présentées ici ont été paramétrées par le logiciel Rosetta (paragraphe 2.7 et 3.3.3) grâce aux données de granulométrie et aux densités apparentes déterminées à partir des échantillons perturbés prélevés en début d'essai d'infiltration. Il faut souligner que le nombre d'échantillons analysés est cinq fois moindre que pour les deux méthodes précédentes: 9 échantillons par profondeur contre 45.

La variabilité des courbes de rétention issues de Rosetta (Figure 4.11 et Figure 4.12) est bien moindre que celle observée pour les méthodes précédentes. Les valeurs de teneur en eau à saturation se situent dans un intervalle tout à fait réaliste.

Les courbes de conductivité (Figure 4.13 et Figure 4.14), à des tensions proches de la saturation, couvrent une gamme de valeurs tout à fait différente de celle des autres méthodes. En effet, les valeurs observées ici sont d'environ 20 à 30  $\text{cm j}^{-1}$ , alors que les méthodes précédentes donnaient des valeurs allant de 100 à plus de 1000  $\text{cm j}^{-1}$ .

La faible valeur de la conductivité à saturation s'explique par le fait que le paramètre  $K_0$  utilisé est un paramètre de 'fittage', qui permet au modèle de mieux décrire la conductivité pour des fortes tensions, mais qui n'est pas représentatif de la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$ . D'ailleurs, Rosetta fournit deux valeurs distinctes de ces paramètres (cfr 2.2.6). Celles-ci sont données dans le Tableau 4.4 pour la surface. La différence observée est de plus d'un ordre de grandeur. Les valeurs de  $K_s$  données par Rosetta sont beaucoup plus proches des valeurs de  $K_s$  obtenues par les autres méthodes que les valeurs de  $K_0$ .

Tableau 4.4 – Valeurs de  $K_0$  et  $K_s$  moyennes pour la surface

	$K_0$ [ $\text{cm j}^{-1}$ ]	$K_s$ [ $\text{cm j}^{-1}$ ]
<b>Sol 1 P1</b>	20.91	468.45
<b>Sol 2 P1</b>	20.02	303.01
<b>Sol 3 P1</b>	21.40	293.49

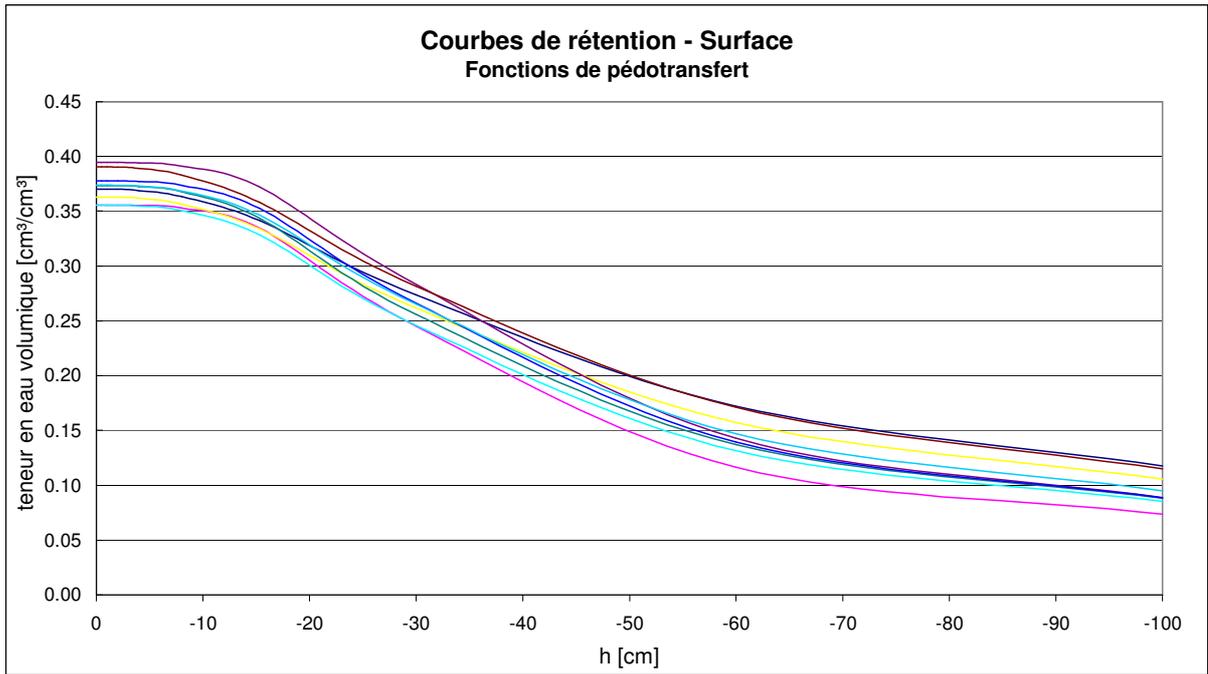


Figure 4.11 – Courbes de rétention issues des fonctions de pédotransfert Rosetta pour les échantillons prélevés à la surface

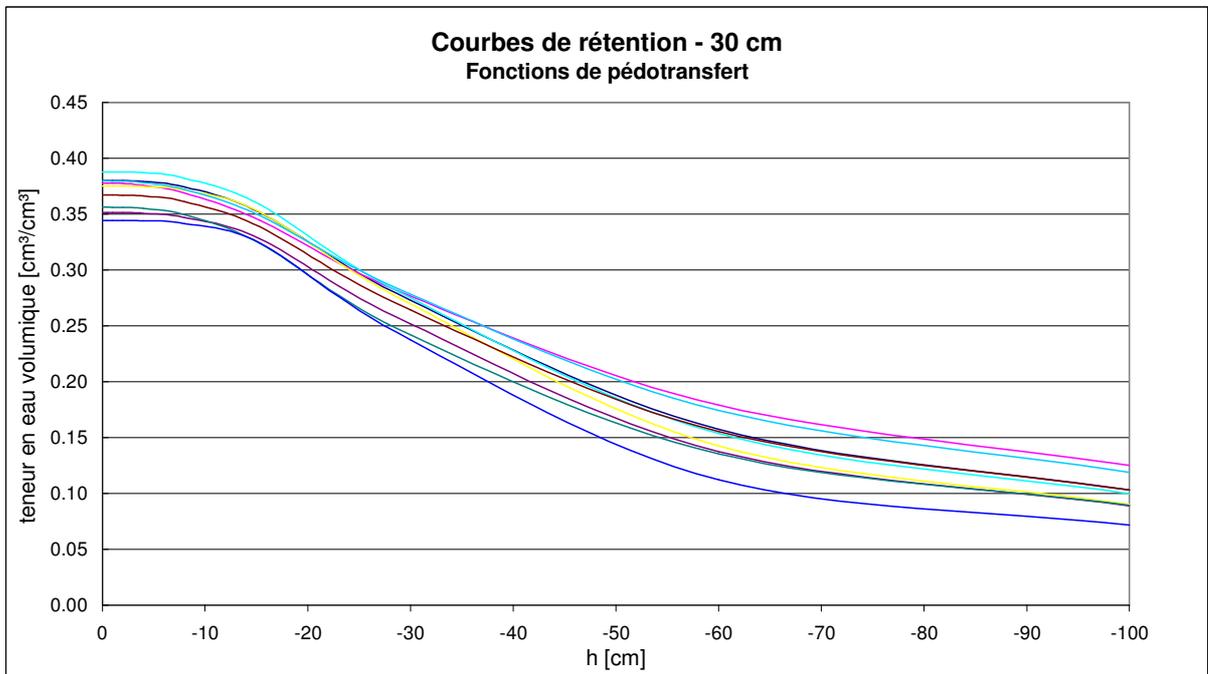


Figure 4.12 – Courbes de rétention issues des fonctions de pédotransfert Rosetta pour les échantillons prélevés à 30 cm de profondeur

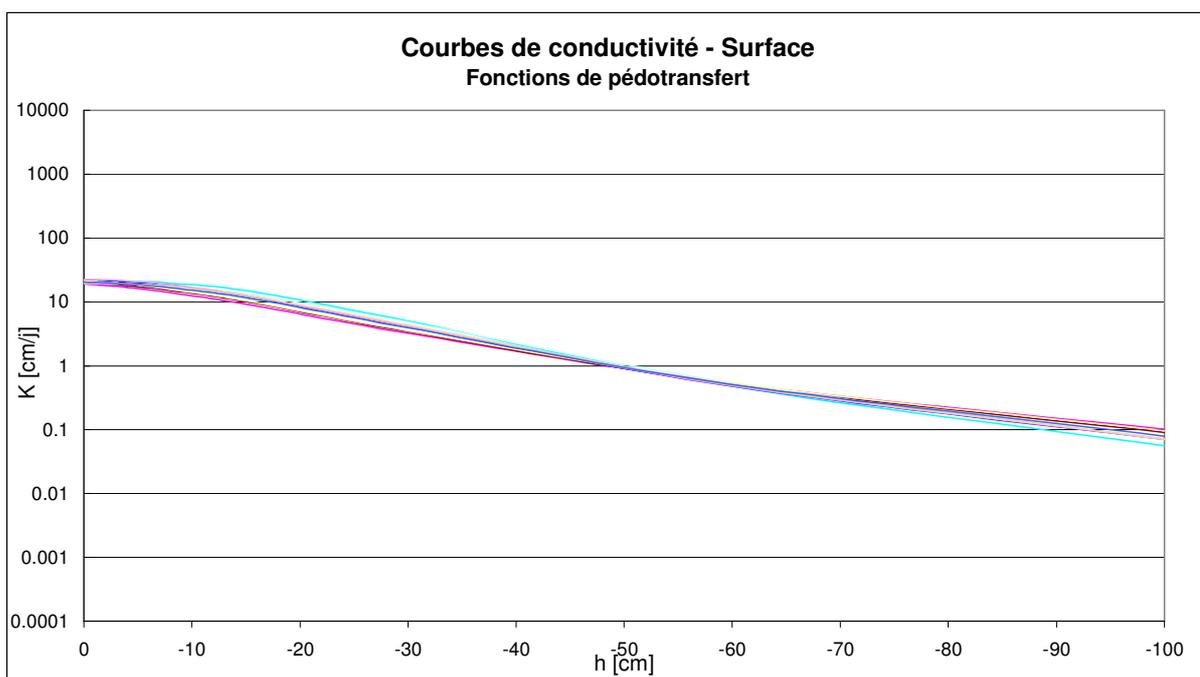


Figure 4.13 – Courbes de conductivité issues des fonctions de pédotransfert Rosetta pour les échantillons prélevés à la surface

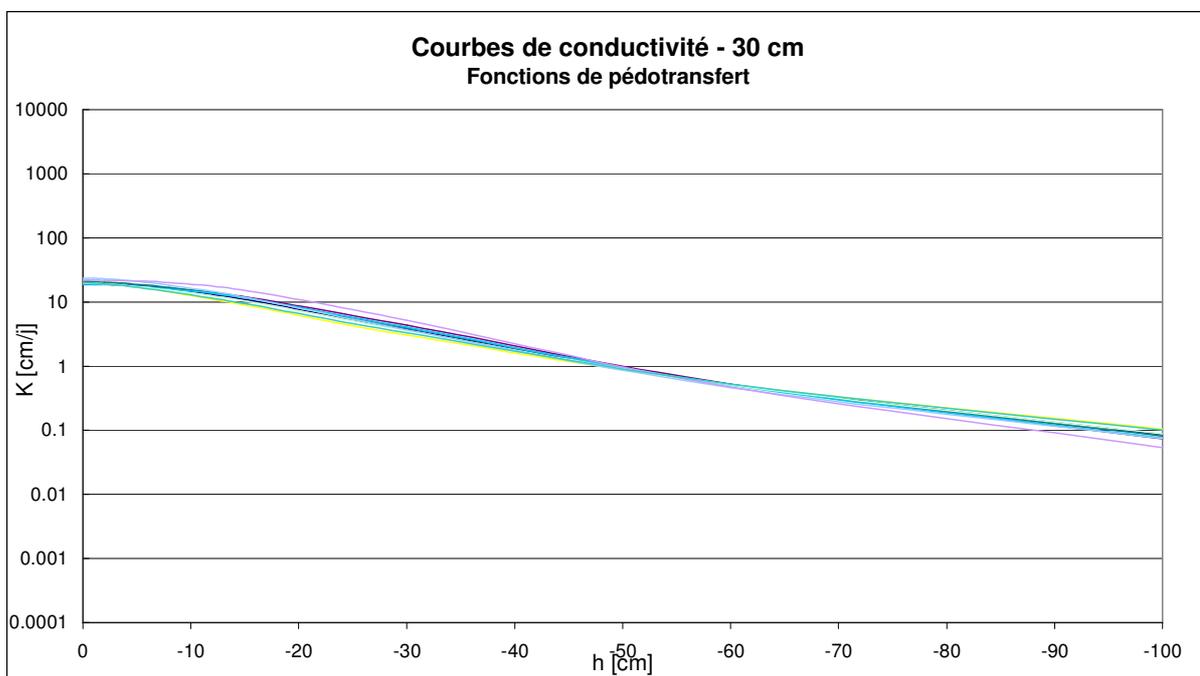


Figure 4.14 – Courbes de conductivité issues des fonctions de pédotransfert Rosetta pour les échantillons prélevés à 30 cm de profondeur

## 4.2 Tests de normalité

Avant de calculer les intervalles de confiance autour des moyennes des valeurs de conductivité hydraulique, il est nécessaire de tester la nature de la distribution des résultats.

Il s'agit ici de tester la normalité de la distribution (1) des valeurs de conductivité issues de la solution de Wooding à -15.3 cm et à saturation et (2) des valeurs calculées de la conductivité hydraulique à saturation et à une tension de -15.3 cm, pour les résultats issus de la modélisation inverse. Ces tests permettront de déterminer comment calculer les intervalles de confiance autour de la moyenne. Les résultats issus des fonctions de pédotransfert et du MSO ne sont pas testés, car peu d'observations sont disponibles et celles-ci sont peu fiables. Les intervalles de confiance pour ces deux méthodes seront calculés sur l'hypothèse d'une distribution normale des observations. Les tests sont effectués avec SAS 8.02.

Le test choisi est celui de Shapiro-Wilk, qui calcule la statistique  $W$ . L'objectif du test  $W$  est de fournir une statistique de test pour évaluer la normalité supposée d'un échantillon complet. On a montré que la statistique est une mesure effective de la normalité même pour les petits échantillons ( $n < 20$ ). Les faibles valeurs de  $W$  sont significatives, c'est-à-dire qu'elles indiquent la non normalité (Shapiro et Wilk, 1965). Une  $p$ -valeur inférieure à 0.05 prouve donc la non normalité de l'échantillon de façon significative.

Par ailleurs des valeurs sont données pour les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement, respectivement  $\gamma = E[(X-\mu)^3]/\sigma^3$  et  $\kappa = E[(X-\mu)^4]/\sigma^4 - 3$ , tous deux adimensionnels. Pour une distribution symétrique, le coefficient d'asymétrie est nul. Mais une valeur de  $\gamma$  nulle n'implique pas une distribution symétrique (Bogaert, 2004). Lorsque le pic est décalé à gauche ou à droite, la valeur donnée du coefficient est positive ou négative. La kurtose ou coefficient d'aplatissement est également nul pour une distribution normale. Le coefficient peut prendre des valeurs allant de -2 à  $+\infty$ . Plus la valeur donnée est grande, plus la distribution est leptocurtique, c'est-à-dire qu'elle présente un pic plus étroit qu'une distribution normale, mais que les queues sont plus épaisses. Un exemple de ce type de distribution est la distribution de Student, pour un nombre de degrés de libertés inférieur à 30. Dans le cas d'une telle distribution, l'intervalle de confiance sera  $2.5 \sigma (n)^{-1/2}$ , plutôt que  $1.96 \sigma (n)^{-1/2}$ , pour une distribution normale. Si la valeur du coefficient d'aplatissement est négative, la distribution est dite platycurtique. Une telle distribution présente un pic aplati et des queues plus étroites qu'une distribution normale. Le cas extrême d'une telle distribution est la distribution uniforme. Dans ce cas, l'intervalle de confiance sera  $1.65 \sigma (n)^{-1/2}$ .

## 4.2.1 Solution de Wooding:valeurs de conductivité à -15.3 cm et à saturation

Le tableau et la figure ci-dessous présentent les résultats des tests effectués sur les données de  $\log(K)$  à -15.3 cm, obtenues par la solution de Wooding.

Tableau 4.5 – Tests de normalité (Shapiro-Wilks) sur les valeurs de  $\log(K)$  mesurées à -15.3 cm de tension lors des essais d'infiltration à la surface du sol (P1) et à 30 cm de profondeur P2).

	N	Moyenne	Asymétrie	Kurtose	Statistique W	p-valeur < W
<b>log (Kh1)   P1</b>	46	1.509	-0.001	-0.715	0.978	0.5076
<b>log (Kh1)   P2</b>	45	1.269	-0.186	-1.207	0.948	0.0435

A la surface du sol, l'hypothèse de normalité peut être acceptée pour la distribution des valeurs de  $\log(K)$  à -15.3 cm de succion. Par contre, à 30 cm de profondeur, le test montre que la distribution des valeurs de  $\log(K)$  à -15.3 est plutôt platycurtique.

Distribution des valeurs de  $\log(K)$  mesurées à -15.3 cm de tension

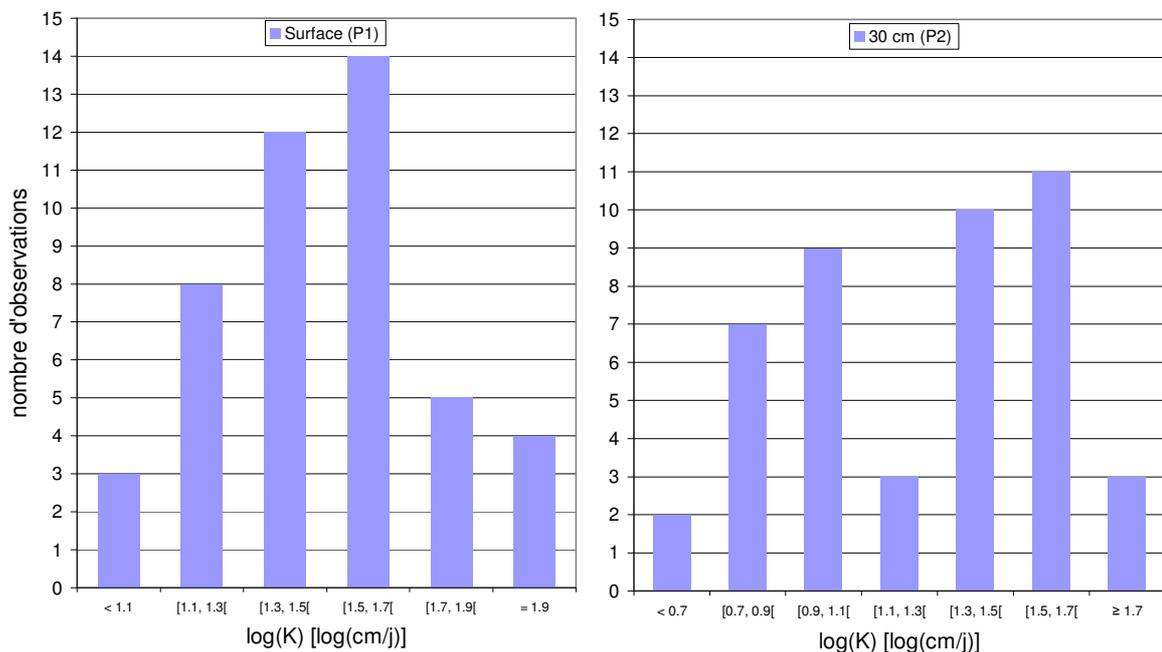


Figure 4.15 - Fréquence des observations de  $\log(K)$ , mesurées à -15.3 cm de tension lors des essais d'infiltration, à la surface du sol et à 30 cm de profondeur.

Les valeurs de  $K_s$  obtenues pour les essais d'infiltration sont testées pour une distribution lognormale. Les deux profondeurs sont testées séparément. Les résultats des tests de Shapiro-Wilks sont présentés dans le Tableau 4.6.

Tableau 4.6 – Tests de normalité (Shapiro-Wilks) sur les valeurs de log(Ks) issues de l'analyse de Wooding pour les essais d'infiltration réalisés à la surface du sol (P1) et à 30 cm de profondeur (P2).

	N	Moyenne	Asymétrie	Kurtose	Statistique W	p-valeur < W
<b>log (Ks)   P1</b>	46	2.771	-0.960	0.004	0.887	0.0003
<b>log (Ks)   P2</b>	45	2.688	-0.957	0.343	0.902	0.0011

Ici, on ne peut admettre l'hypothèse de normalité pour la distribution des valeurs de log(Ks). Elle présente une kurtose légèrement positive, qui indique le caractère leptocurtique de la distribution. Par ailleurs, le coefficient d'asymétrie indique une longue queue à gauche. Ces observations peuvent être visualisées sur les graphes de la fréquence des observations qui sont présentés pour chaque variable à la Figure 4.16.

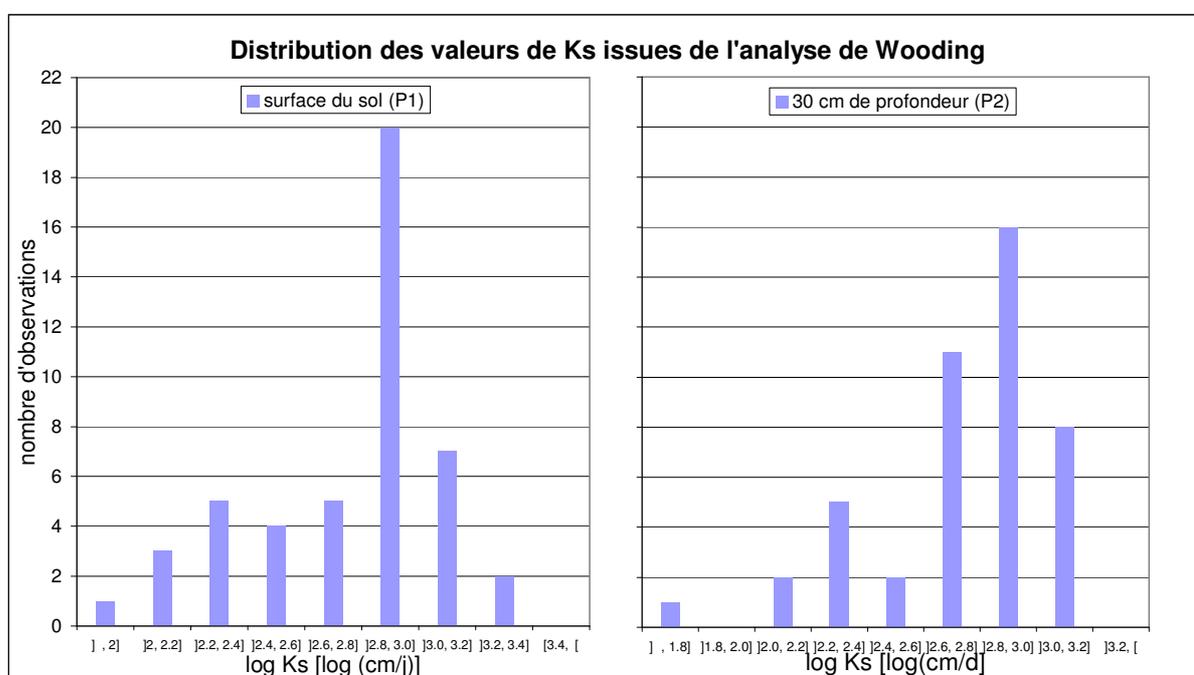


Figure 4.16 – Fréquence des observations de log(Ks), issues de l'analyse de Wooding, à la surface du sol et à 30 cm de profondeur.

L'allure de la distribution des valeurs de log (Ks) observées à la surface du sol fera porter le choix de l'intervalle de confiance sur une plage plus large que pour une distribution normale, de 2.5 écarts types. A 30 cm de profondeur, le choix de l'intervalle de confiance se fera de la même façon.

## 4.2.2 Modélisation inverse: valeurs de Ks et de K(-15.3)

Les tests de normalité portent ici sur les valeurs de  $\log(K_s)$  et de  $\log(K(-15.3))$  obtenues par modélisation inverse, à partir des données d'infiltration en conditions transitoires et des valeurs de porosité utilisées comme valeurs de teneurs en eau à une tension de -0.1 cm (Tableau 4.7).

Tableau 4.7 - Tests de normalité (Shapiro-Wilks) sur les valeurs de  $\log(K)$  à saturation et à -15.3 cm de succion, obtenues par modélisation inverse à partir des mesures d'infiltration au champ et de la porosité, à la surface (P1) et à 30 cm de profondeur (P2).

	N	Moyenne	Skewness	Kurtosis	Statistique W	p-valeur < W
<b>log (Ks)   P1</b>	44	2.70	-0.60	1.86	0.959	0.1226
<b>log (K(-15.3))   P1</b>	44	1.21	-0.46	-0.64	0.947	0.4310
<b>log (Ks)   P2</b>	44	2.74	-0.40	-0.20	0.971	0.3330
<b>log (K(-15.3))   P2</b>	44	0.96	-1.99	6.92	0.840	<0.0001

L'hypothèse de normalité peut ici être acceptée, sauf pour  $\log(K(-15.3))$ . Pour cette variable, la kurtose est élevée, ce qui souligne le caractère leptocurtique de la distribution.

Les intervalles de confiance pour la courbe moyenne issue de la modélisation inverse seront donc calculés sur une distribution normale à la surface du sol et sur une distribution leptocurtique à 30 cm de profondeur: l'intervalle s'étendra sur 2.5 écarts-type plutôt que sur 1.96.

## 4.3 Synthèse et comparaison des différentes méthodes

Dans ce paragraphe, les courbes moyennes obtenues par les différentes méthodes pour chaque profondeur sont représentées graphiquement avec un intervalle de confiance, et les méthodes sont comparées statistiquement entre elles.

Dans un premier temps, la comparaison des moyennes de  $\log(K_s)$  obtenues aux deux profondeurs, pour chaque méthode, permet de déterminer si les deux profondeurs présentent une différence significative de leurs valeurs de conductivité à saturation.

Le Tableau 4.8 montre que, pour les cinq méthodes de détermination des propriétés hydrodynamiques, il n'existe pas de différence significative entre les moyennes des valeurs de  $\log(K_s)$  obtenues à la surface du sol et à 30 cm de profondeur. Les moyennes des valeurs de  $\log(K_s)$  obtenues pour ces méthodes seront donc comparées deux à deux, sans distinguer les deux profondeurs.

Tableau 4.8 – Comparaison des moyennes des valeurs de log (Ks) obtenues à la surface du sol (P1) et à 30 cm de profondeur (P2) pour chaque méthode de détermination des propriétés hydrodynamiques.

Méthode	log (Ks)   P1	log (Ks)   P2	Test d'égalité des moyennes	
	moyen	moyen	Statistique t	p-valeur >  t
<b>Analyse de Wooding</b>	2.771	2.742	0.45	0.6560
<b>Modélisation inverse</b>	2.704	2.758	-0.94	0.3510
<b>PTF</b>	1.316	1.313	0.26	0.7962
<b>Multi Step Outflow</b>	3.548	4.194	-1.39	0.2127

Le tableau ci-dessous montre que les différences entre les valeurs moyennes de log (Ks) obtenues par les cinq méthodes sont toutes hautement significatives, excepté pour la différence entre les valeurs obtenues pour la solution de Wooding et la modélisation inverse. En effet *log (Ks) Wooding* n'est que très faiblement supérieur à *log (Ks) inverse* .

Tableau 4.9 – Comparaison des valeurs moyennes de log (Ks) obtenues pour les différentes méthodes de détermination des propriétés hydrodynamiques. Wooding: analyse de Wooding; inverse: modélisation inverse avec les données d'infiltration et la porosité; ptf: fonctions de pédotransfert Rosetta; mso: modélisation inverse des données du Multi Step Outflow. p-valeurs: n.s.: non significatif; \* = 0.05; \*\* = 0.01.

Comparaison	Différence entre les moyennes	
	[log(cm j <sup>-1</sup> )]	
		p-valeur
<b>Wooding – inverse</b>	0.031	n.s.
<b>Wooding – ptf</b>	1.442	**
<b>Wooding - mso</b>	-0.952	**
<b>inverse – ptf</b>	1.411	**
<b>inverse – mso</b>	-0.984	**
<b>ptf - mso</b>	-2.395	**

Ces différences peuvent être observées sur les graphes présentant les courbes moyennes obtenues pour les différentes méthodes, qui sont présentées ci-dessous.

Dans les comparaisons statistiques qui suivront, les deux profondeurs seront traitées séparément. En effet, nous avons estimé que même si les différences entre les moyennes n'étaient pas significativement différentes, les différences entre les deux profondeurs pour un échantillon particulier peuvent être significatives et nous maintiendrons les différences entre les profondeurs dans le profil pour la simulation du bilan hydrique.

Les courbes de conductivité moyennes sont calculées à partir des valeurs de log(K [cm j<sup>-1</sup>]) pour plusieurs valeurs de h [cm]. La valeur de log(K) moyenne est ensuite retransformée en cm j<sup>-1</sup>. Les

intervalles de confiance sont calculés sur les mêmes valeurs, selon les distributions observées ci-dessus.

En surface comme en profondeur, la courbe de rétention moyenne, établie à partir de la modélisation inverse (cfr 4.2.3), couvre des valeurs réalistes (inf inv) (Figure 4.17 et 4.18). La courbe PTF est supérieure aux autres pour des valeurs de  $h$  inférieures à -10 cm. Ceci est dû au fait que pour les autres méthodes, basées sur la modélisation inverse, la valeur de  $\theta_r$  est fixée à 0.03.

Les valeurs observées pour la limite supérieure de l'intervalle de confiance de la courbe MSO sont fort élevées pour des sols sableux.

Les courbes de conductivité moyennes et leurs intervalles de confiance (Figure 4.19 et Figure 4.20) issus des mesures d'infiltration (inf dir et inf inv) couvrent des gammes de valeurs semblables pour des valeurs de  $h$  supérieures à -10...-15 cm. A la surface, les courbes issues de la modélisation inverse (inf inv) sont inférieures aux autres pour les tensions inférieures à -17 cm. Les valeurs données par la courbe MSO sont nettement supérieures aux autres tandis que celles données par la courbe PTF leur sont inférieures jusque -17 cm.

A 30 cm de profondeur (Figure 4.20), l'intersection des courbes issues des mesures d'infiltration avec celle donnée par les PTF se fait à une tension moins importante qu'à la surface du sol. Les valeurs de conductivité de la courbe moyenne de la modélisation inverse (inf inv) sont presque tout le temps inférieures à celles de la solution de Wooding. L'écart séparant les courbes augmente avec l'intensité de la tension.

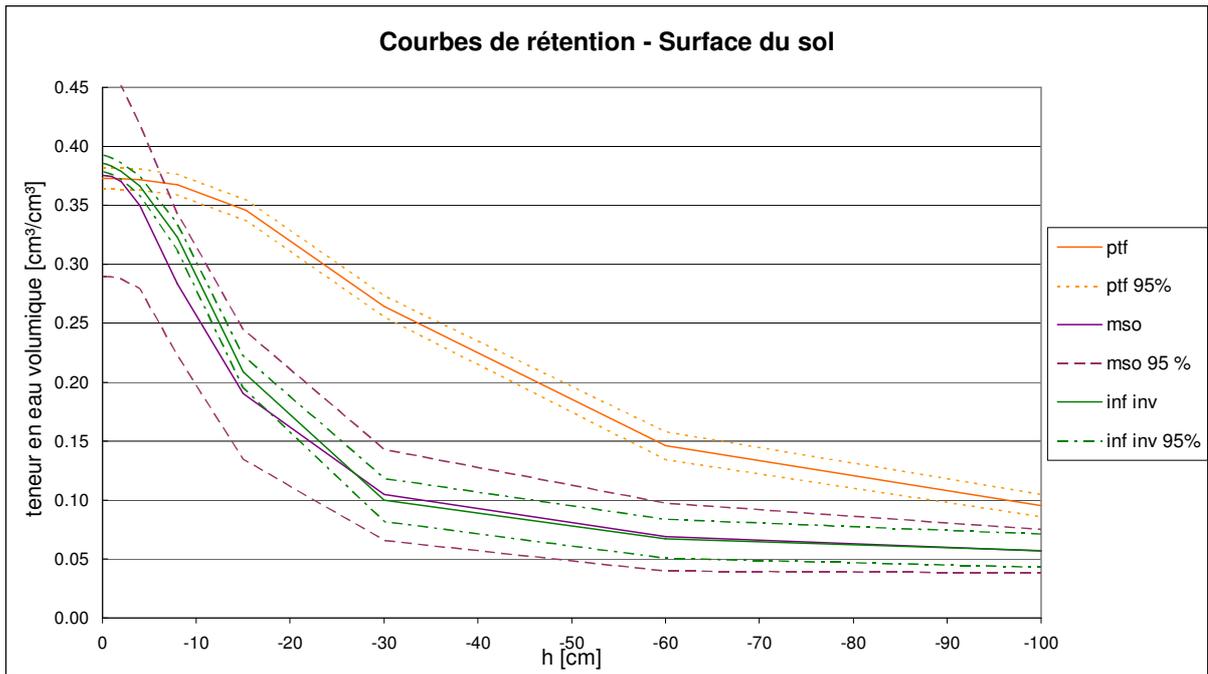


Figure 4.17 – Synthèse des courbes de rétention à la surface. inf inv: moyenne des résultats obtenus par la modélisation inverse des données d'infiltration et de la porosité; ptf: moyenne des résultats issus de Rosetta; mso: moyenne des résultats obtenus par la modélisation inverse des mesures de flux par multistep outflow.

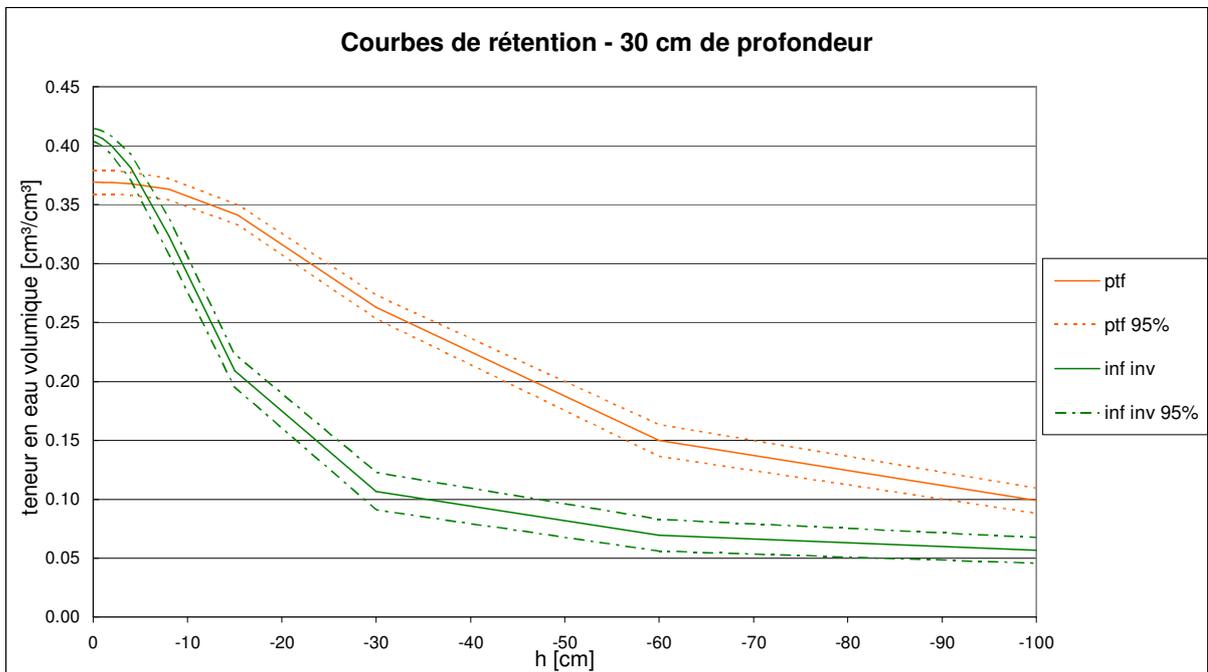


Figure 4.18 – Synthèse des courbes de rétention à 30 cm de profondeur. . inf inv: moyenne des résultats obtenus par la modélisation inverse des données d'infiltration et de la porosité; ptf: moyenne des résultats issus de Rosetta.

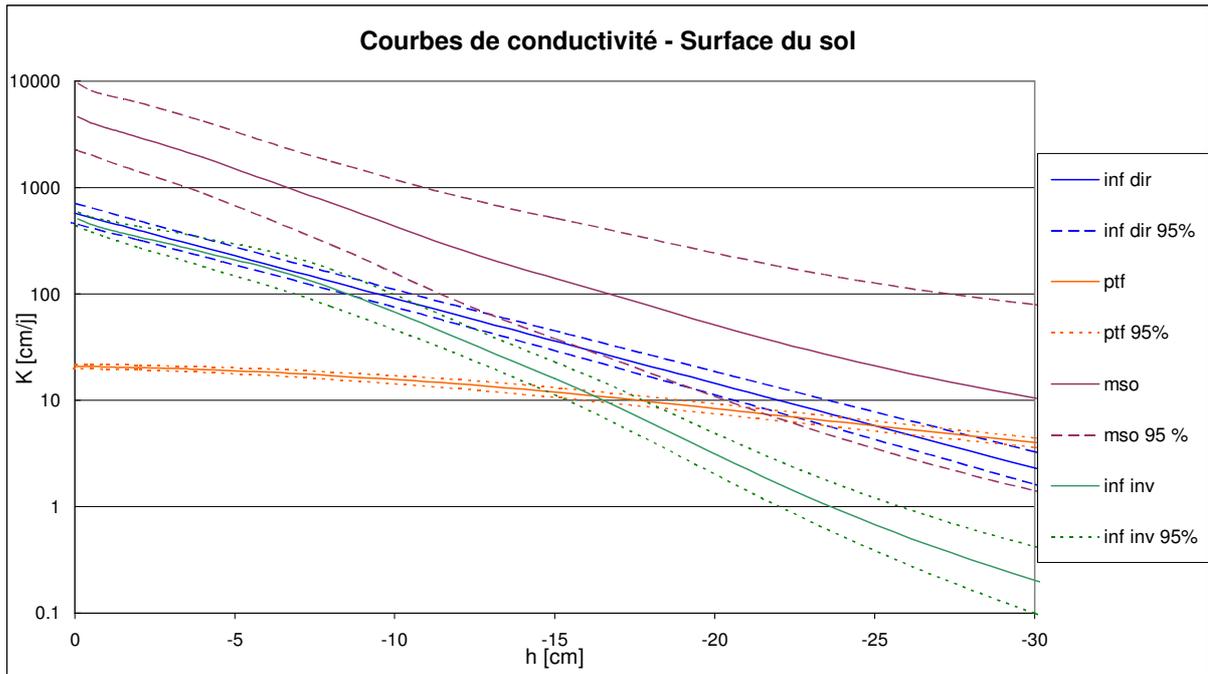


Figure 4.19 – Synthèse des courbes de conductivité à la surface. inf dir: moyenne des résultats issue de la solution de Wooding; ptf: moyenne des résultats issus de Rosetta; mso: moyenne des résultats obtenus par la modélisation inverse des mesures de flux par multi step outflow; inf inv: moyenne des résultats obtenus par la modélisation inverse des données d'infiltration et de la porosité

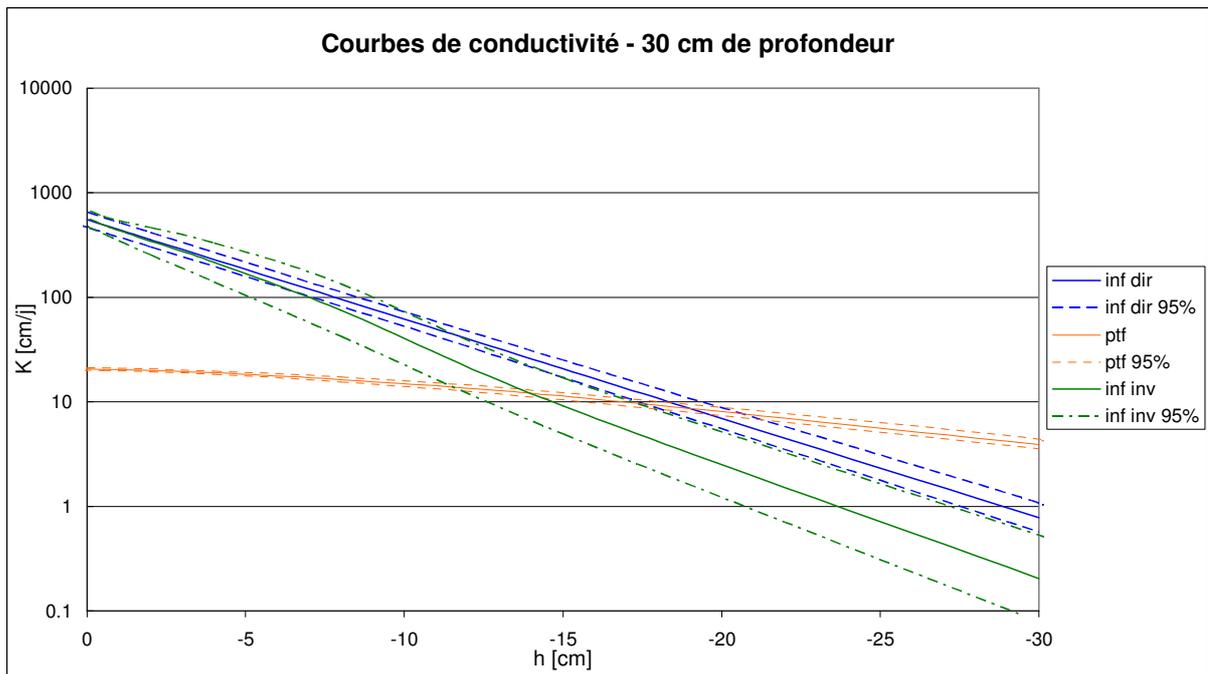


Figure 4.20 – Synthèse des courbes de conductivité à 30 cm de profondeur. . inf dir: moyenne des résultats obtenus par la solution de Wooding; ptf: moyenne des résultats issus de Rosetta; inf inv: moyenne des résultats obtenus par la modélisation inverse des données d'infiltration et de la porosité

## Chapitre 5.

### Analyse des résultats et discussions

Ce chapitre est consacré à l'analyse et la critique des résultats présentés au chapitre précédent. Dans un premier temps, les différentes démarches suivies pour l'obtention des résultats sont critiquées. Les résultats sont aussi confrontés à ceux présentés par différents auteurs dans la littérature.

L'influence du type de sol sur les propriétés hydrodynamiques est ensuite étudiée. Pour chaque méthode, les conductivités hydrauliques à saturation obtenues pour les différents types de sol sont comparées entre elles.

L'accent est par la suite mis sur l'étude de la sensibilité d'un terme du bilan hydrique aux propriétés hydrodynamiques obtenues par les différentes méthodes. L'influence du type de sol sur le drainage saisonnier est étudiée de la même manière que précédemment pour la conductivité hydraulique à saturation.

Enfin, d'après les résultats des tests de comparaison des moyennes réalisés sur les valeurs de conductivité et de drainage saisonnier, les types de sol sont ou non agrégés en classes supérieures.

#### ***5.1 Critiques de la démarche et comparaison avec la littérature***

##### **5.1.1 Influence de la qualité de l'eau sur l'infiltration**

Comme il a été dit au paragraphe 3.1, l'eau utilisée pour les mesures d'infiltration sur le terrain contenait des sels et des traces d'hydrocarbures en quantités inconnues. De plus, les bidons restaient souvent exposés au soleil durant les essais, car il était difficile de trouver de l'ombre. Il y a lieu de se poser la question de l'influence de ces trois facteurs sur les résultats de ces mesures.

Tout d'abord, l'effet de la température peut être analysé. L'élévation de la température influence la viscosité du fluide: si la température s'élève, la viscosité du fluide diminue et l'infiltration aura tendance à augmenter. Le tableau ci-dessous montre la variation de la viscosité de l'eau liquide en fonction de sa température. On voit que cet effet n'est pas négligeable: à 50°C, la viscosité a diminué de moitié par rapport à sa valeur à 20°C. Comme les mesures d'infiltration sont prises avec une température croissant au cours de la journée, les caractéristiques de l'eau ne sont pas les mêmes pour le premier et le dernier essai d'une journée. De plus, la température de l'eau varie

d'un jour à l'autre et donc les caractéristiques de l'eau ne sont pas identiques d'une parcelle à l'autre.

La conductivité hydraulique du sol dépend directement de la viscosité du fluide qui le pénètre:

$$K = k \cdot \frac{\rho \cdot g}{\eta} \quad (5.1)$$

où  $k$  est la perméabilité intrinsèque du sol [ $L^2$ ];

$\rho$  est la masse volumique du fluide [ $M L^{-3}$ ];

$g$  est l'accélération de la pesanteur [ $L T^{-2}$ ];

$\eta$  est la viscosité dynamique [ $M L^{-1} T^{-1}$ ]

On voit directement grâce à l'expression 5.1 que la conductivité varie en proportion inverse de la viscosité cinématique, définie par le rapport  $\eta/\rho$ . Ainsi, si la température passe de 20°C à 30°C, la conductivité augmente de 20%! Cette source d'erreur est du même ordre de grandeur que l'erreur réalisée sur les mesures d'infiltration à + 2.7 cm (voir paragraphe 3.3.1).

Tableau 5.1 – Propriétés physiques de l'eau liquide.

Température °C	Tension superficielle [kg s <sup>-2</sup> ]	Viscosité dynamique [kg m <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> ]	Viscosité cinématique [m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> ]
20	7.27 10 <sup>-2</sup>	1.002 10 <sup>-3</sup>	1.007 10 <sup>-6</sup>
30	7.11 10 <sup>-2</sup>	0.798 10 <sup>-3</sup>	0.804 10 <sup>-6</sup>
40	6.95 10 <sup>-2</sup>	0.653 10 <sup>-3</sup>	0.661 10 <sup>-6</sup>
50	6.79 10 <sup>-2</sup>	0.547 10 <sup>-3</sup>	0.556 10 <sup>-6</sup>

Le Tableau 5.1 montre également l'effet de la température sur la tension superficielle de l'eau. La tension superficielle influence directement le diamètre des pores qui sont emplis d'eau à un certain potentiel matriciel, comme le montre la loi de Jurin-Laplace (équation 2.12). Une diminution de la tension superficielle aboutit à une diminution de la taille des pores concernés, pour une même tension. Cependant l'influence de la température sur la tension superficielle n'est pas significative dans la gamme de température couverte ici.

Ensuite, la présence d'hydrocarbures peut avoir un effet d'une part sur la tension superficielle et d'autre part sur la viscosité, qui aura tendance à diminuer. Cependant, les hydrocarbures présents dans l'eau utilisée pour les essais d'infiltration n'y étaient que dans des proportions très petites, ce qui rend leur effet sur la viscosité probablement négligeable. A 20°C, la tension superficielle du benzène pur est de 2.9 10<sup>-2</sup> N m<sup>-1</sup>, ce qui est plus de trois fois moins que pour l'eau pure. L'effet du benzène dans l'eau, même s'il est sous forme de trace, tendra à diminuer sa tension superficielle. En effet, il formera un film à l'interface eau/air. Les effets observés sur la conductivité seront opposés, la tension superficielle plus basse que pour de l'eau pure aura tendance à diminuer la

conductivité, tandis que la diminution de la viscosité tendra à l'augmenter. Cependant ces considérations sont purement théoriques et il faudrait se référer à des travaux publiés précédemment pour les confirmer.

Enfin, l'effet des sels sur la tension superficielle et sur la viscosité est contraire à celui des hydrocarbures. Leur présence augmente la tension superficielle: une concentration de 1% NaCl dans la solution provoque une augmentation de  $1.7 \cdot 10^{-2} \text{ N m}^{-1}$  à 20 °C. Le diamètre des pores explorés à une même tension sera donc supérieur, ce qui augmentera la conductivité. D'un autre côté, une eau salée sera plus visqueuse que de l'eau pure. Cependant, l'eau utilisée pour les essais, même si elle était parfois salée, restait potable. La concentration en sel devait donc être faible et son influence sur la viscosité ou sur la tension superficielle était certainement négligeable. Par contre même une faible salinité peut provoquer la dispersion des argiles et des colloïdes. Cependant, les sols étudiés ont une très faible teneur en argile (Tableau 4.1) et les argiles sont du type kaolinite, faiblement dispersables.

L'effet qui paraît être le plus marqué est celui de la température, qui provoque une augmentation de la conductivité. L'effet sur la tension superficielle marquera plutôt la conductivité mesurée à -15.3 cm de succion. Ne connaissant pas les concentrations d'hydrocarbures et de sels dans l'eau utilisée pour les essais, on ne peut pas déterminer quelle sera l'influence combinée.

## **5.1.2 Influence des problèmes expérimentaux**

Comme le lecteur l'aura remarqué, les diverses étapes qui ont permis de générer les paramètres nécessaires à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols étudiés sont entachées d'erreurs dues à une manipulation non adaptée des instruments de mesure. Il est intéressant de revenir sur les problèmes rencontrés au cours des mois qui ont été consacrés au présent travail.

Le premier élément à souligner est le choix des parcelles échantillonnées. Les sites de mesures ont été repérés sur la carte des sols établie par Hiernaux et Ayantunde (Figure 3.1). Sur le terrain, le choix des parcelles s'est fait d'après ce repérage sur la carte et par l'identification des sols selon leur apparence (couleur). Cependant, la reconnaissance des types de sol n'est pas évidente avec le peu d'expérience dont je dispose.

Dans un second temps, dès le début du travail, une erreur de taille a été commise lors de l'utilisation de l'infiltromètre à succion. L'instrument a été utilisé hors de son domaine de travail, ce qui a causé une grande incertitude sur la validité des mesures réalisées, et sur leur interprétation. Cet effet est en plus combiné aux variations dues à l'effet de la température.

Les données résultant de cette mauvaise utilisation ont néanmoins dû être exploitées. Ainsi les valeurs de  $K_s$  et  $\alpha$  issues de la solution analytique de Wooding sont des approximations dont la validité est très discutable. De même, la tension de -0.1 cm choisie pour approximer la pression de +2.7 cm lors de la modélisation inverse est également discutable.

Les mesures de teneur en eau réalisées après les essais d'infiltration ont également posé problème, car les valeurs en résultant étaient trop faibles pour correspondre à une tension de -0.1

cm. En effet, les sols sableux se dessaturant très rapidement, la prise des échantillons n'aurait pu être suffisamment rapide pour éviter les pertes d'eau. Pour corriger cette erreur, une seconde modélisation inverse a été réalisée, en utilisant les données de porosité comme valeurs de teneur en eau à -0.1 cm de succion. La porosité a été calculée à partir de la densité apparente (masse volumique de l'échantillon) et de la densité réelle (masse volumique du solide, approximée à la valeur du quartz:  $2.65 \text{ g cm}^{-3}$ ). Néanmoins, il reste toujours le problème des données d'infiltration: l'utilisation des mesures réalisées sous pression n'a pu être évitée.

Un troisième problème doit être signalé: le tassement des échantillons lors des mesures de teneur en eau au bac à sable. Tout d'abord, ce tassement a changé les propriétés de rétention en eau des échantillons, et la courbe expérimentale construite à partir de leur dessaturation au bac à sable ne reflète probablement pas celle du sol en place. Ensuite, ces échantillons tassés, dont les propriétés étaient affectées, ont servi aux essais de Multi Step. La mise en place difficile des essais et leur faible taux de réussite ont conduit les échantillons à être manipulés à plusieurs reprises, ce qui aura renforcé leur caractère perturbé. Même si ces essais avaient été probants, les résultats qui en auraient été issus auraient difficilement pu être valablement exploités comme étant représentatifs des sols en place.

Pour finir, les fonctions de pédotransfert utilisées ici ont été construites pour des sols d'origine pédologique différente des sols étudiés dans ce travail. Néanmoins, les sols étudiés étant très sableux, leur structure n'est pas très différente d'un sol sableux non tropical. De plus, il faut encore une fois souligner la différence d'un ordre de grandeur entre les valeurs des paramètres  $K_0$  et  $K_s$  données par le logiciel Rosetta. Les auteurs justifient ces valeurs par le fait que le modèle de van Genuchten ne prend pas en compte la macroporosité du sol. Leur courbe de conductivité n'est donc pas valable pour des tensions proches de la saturation. Or les valeurs qui ont été comparées pour les différentes méthodes sont justement les valeurs de conductivité à saturation.

### **5.1.3 Confrontation des résultats avec des données publiées**

Il est intéressant de confronter les résultats obtenus par les différentes méthodes avec ceux publiés par divers auteurs ayant travaillé sur des sols semblables à ceux étudiés ici.

Ainsi, les courbes moyennes de rétention et de conductivité calculées par les trois méthodes, que sont la modélisation inverse à partir des mesures d'infiltration, les fonctions de pédotransfert et le MSO, sont tracées sur des graphiques présentant la compilation de résultats d'auteurs tels que Bley (1990), Hartmann et Gandah (1982) ou Jackson (1972). Les trois auteurs proposent des résultats en termes de  $K(\theta)$ . La courbe de conductivité établie d'après la solution de Wooding ne peut donc a priori pas être représentée, car cette méthode ne fournit pas d'information sur les propriétés de rétention en eau du sol. Nous utilisons néanmoins les données de teneur en eau à saturation et résiduelles optimisées par HYDRUS-2D et nous construisons les courbes d'après le modèle exponentiel, présenté au paragraphe 3.3.6.

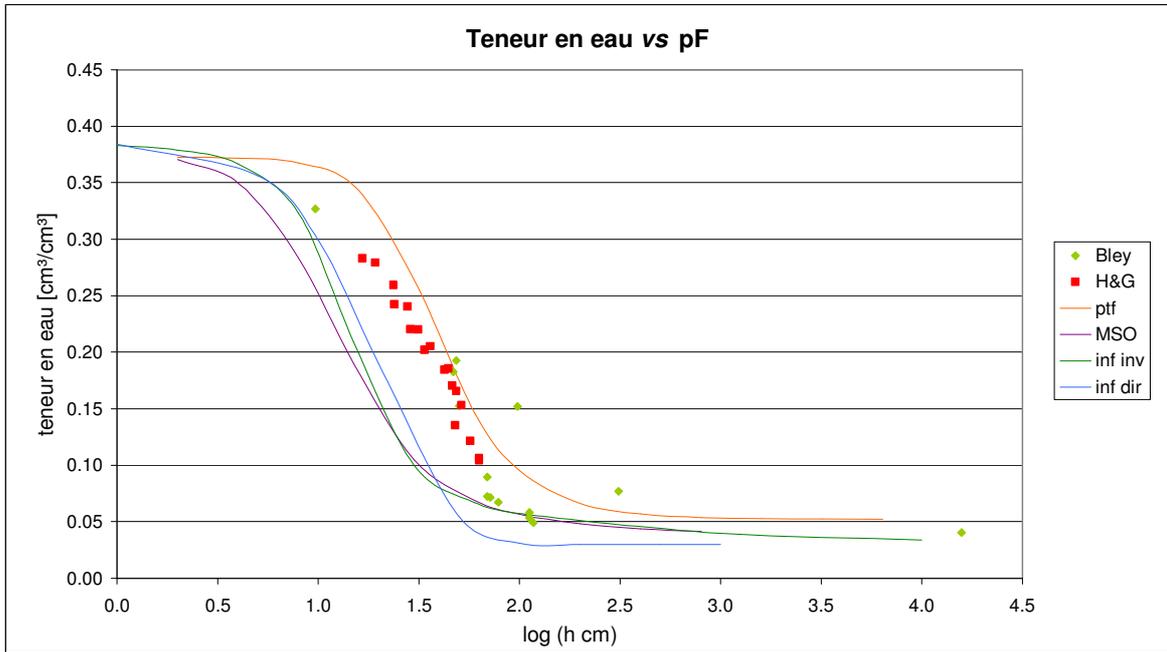


Figure 5.1 – Comparaison des résultats obtenus avec la littérature: rétention en eau

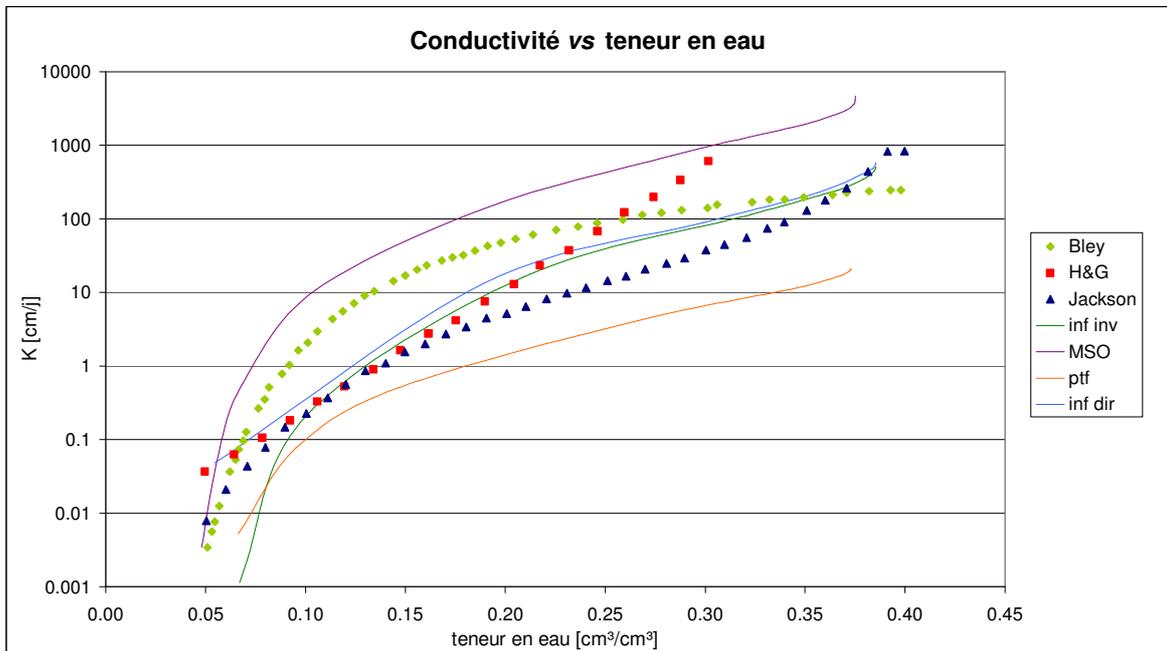


Figure 5.2 – Comparaison des résultats obtenus avec la littérature: conductivité hydraulique

La Figure 5.1 présente les courbes de rétention moyennes obtenues par les différentes méthodes et les données. La courbe moyenne issue de la solution de Wooding reste en deçà des données publiées sur toute la gamme de pF présentée. Le modèle de rétention exponentiel n'est probablement pas celui qui convient le mieux. La courbe moyenne issue des PTF présente des valeurs comparables à celles de la littérature entre pF 1.5 et pF 2, tandis que la courbe du MSO est inférieure aux données de la littérature pour des valeurs de pF allant de 0.7 à 1.9. Il faut remarquer par ailleurs que la courbe moyenne issue de la modélisation inverse (inf inv) est très proche de la courbe moyenne issue du MSO. La courbe qui présente les écarts les plus faibles avec les valeurs de la littérature est celle issue des fonctions de pédotransfert.

La Figure 5.2 présente les courbes de conductivité moyennes obtenues par les différentes méthodes de caractérisation des propriétés hydrodynamiques et les données publiées. Les courbes données par la modélisation inverse, réalisée à partir des données d'infiltration et de porosité (inf inv), et par la solution de Wooding (inf dir) sont celles qui se rapprochent le plus des valeurs trouvées dans la littérature. Néanmoins, pour les faibles teneurs en eau, les valeurs de conductivité s'écartent des valeurs données par ces auteurs. Les valeurs de conductivité obtenues grâce aux PTF sont en deçà des valeurs trouvées dans la littérature. L'écart est surtout marqué pour les teneurs en eau élevées. Cela rejoint le commentaire fait précédemment (4.1.4) quant aux valeurs de conductivité proches de saturation pour les PTF. La courbe moyenne du MSO est supérieure aux données de la littérature sur presque toute la gamme des teneurs en eau. Ce n'est qu'aux très faibles teneurs en eau qu'elle rejoint les valeurs issues de la littérature.

Les valeurs moyennes de conductivité hydrauliques à saturation obtenues pour chaque sol par les différentes méthodes peuvent également être confrontées aux valeurs d'infiltration publiées reprises par Hiernaux et Ayantunde (Tableau 1.3) dans leur rapport (2004).

Le Tableau 5.2 montre que les valeurs obtenues par les différentes méthodes de détermination des propriétés hydrodynamiques ne correspondent pas nécessairement aux intervalles de valeurs donnés par Hiernaux et Ayantunde. Pour le ferralic Arenosol, les valeurs trouvées sont systématiquement supérieures à celles publiées. Cela est probablement dû à la méthode de mesure adoptée lors des essais d'infiltration. En effet, nous avons ôté les croûtes pouvant s'être formées à la surface du sol avant de procéder aux essais. Or le ferralic Arenosol est un type de sol prompt à la formation de croûtes. De plus, les sites d'échantillonnage pourraient n'avoir pas été affectés au bon type de sol. Ainsi, cela expliquerait par ailleurs que les valeurs trouvées pour l'arenic Lixisol et le cambic Arenosol ne soient pas conformes à l'intervalle de valeurs publiées. Cependant, il faut souligner l'absence d'information quant à la méthode qui a permis de déterminer la vitesse d'infiltration dans les sols. Le document consulté n'en fait pas mention.

Tableau 5.2 – Comparaison des valeurs de  $\log(K_s)$  [ $\log(\text{cm j}^{-1})$ ] moyennes obtenues pour les différents sols par les différentes méthodes avec les valeurs publiées (Hiernaux et Ayantunde, 2004). Wooding: solution de Wooding; inverse: modélisation inverse des données d'infiltration et de porosité; ptf: fonctions de pédotransfert Rosetta.

Type de sol	$\log(K_s)$ Wooding	$\log(K_s)$ inverse	$\log(K_s)$ ptf	$\log(K_s)$ Hiernaux
<b>Arenic Lixisol</b>	2.730	2.755	2.670	2.855-3.160
<b>Cambic Arenosol</b>	2.817	2.724	2.481	2.855-3.160
<b>Ferralic Arenosol</b>	2.648	2.699	2.468	1.080-2.465

Néanmoins, la comparaison des courbes moyennes de conductivité avec les données publiées présentée à la figure précédente montre que les valeurs de conductivité à saturation n'ont pas l'air d'être en dehors des domaines couverts par les valeurs proposées par les trois auteurs consultés.

Le lecteur remarquera que, dans la suite de l'analyse des résultats, les données issues des essais de Multi Step ne sont pas utilisées. La raison de cet abandon est le faible nombre d'observations disponibles pour cette méthode et le manque de confiance en celles-ci. En effet la mauvaise qualité des échantillons et des conditions des essais ne permet pas de considérer les résultats comme valables.

## 5.2 Influence du type de sol sur les propriétés

Dans cette section, l'effet du type de sol sur les propriétés hydrodynamiques est étudié. La variable choisie pour les tests d'analyse de la variance est  $\log(K_s)$ . Les valeurs observées sont analysées pour les résultats de l'analyse de Wooding, de la modélisation inverse et des fonctions de pédotransfert.

Les analyses statistiques suivantes font appel à certaines notions qui sont ici brièvement expliquées.

Dans les tableaux qui suivent, *Source* sous-entend "source de variation". Celle-ci peut être le modèle, l'erreur ou le total. *DL* est le nombre de degrés de liberté. *Somme des carrés totaux* est la somme des carrés des différences entre les observations et les prédictions du modèle, qui se sépare en somme des carrés factoriels (modèle) et somme des carrés des résidus (erreur). Le *carré moyen* pour l'erreur est une estimation de la variance  $\sigma^2$  des erreurs. *F* est le quotient du carré moyen du modèle par le carré moyen de l'erreur. Il teste comment le modèle dans son entièreté (ajusté pour la moyenne) prend en compte le comportement de la variable dépendante. Un test F est un test joint pour déterminer que tous les paramètres sauf l'intercept sont nuls. Une faible p-valeur indique qu'il existe une fonction linéaire des paramètres significativement différente de zéro.

$R^2$  mesure à quel point la variation de la variable dépendante peut être prise en compte par le modèle. En général, plus  $R^2$  est proche de 1, meilleure est l'approximation du modèle. *Coef Var* est le coefficient de variation, qui décrit la quantité de variation dans la population. Il n'a pas d'unité, car il est égal au quotient de  $100 \times (\text{Rac Carré Erreur})$  par la moyenne. *Rac Carré Erreur* (Racine du carré moyen pour l'erreur) estime la déviation standard de la variable dépendante et vaut la racine carrée du carré moyen de l'erreur.

Le modèle d'analyse de la variance utilisé ici est:

$$Y_{ij} = m + a_i + \varepsilon_{ij}$$

Avec  $Y_{ij}$  la variable à expliquer, ici  $\log(K_s)$ ;

$m$  la moyenne totale;

$a$  le facteur fixe, ici le type de sol, pour lequel  $i =$  arenic Lixisol (1), cambic Arenosol (2) ou ferralic Arenosol (3);

$\varepsilon$  la différence entre la valeur observée et la valeur donnée par le modèle, pour la  $j$ ème observation du niveau  $i$  du facteur fixe.

Le Tableau 5.3 présente les résultats de tous les tests réalisés sur les paramètres estimés par les différentes méthodes de caractérisation des propriétés hydrodynamiques.

Tableau 5.3 – Résultats de l'Anova de l'effet du type de sol sur les paramètres des fonctions hydrodynamiques et des tests de Student. M: moyenne des observations; Sol 1: moyenne observée pour l'arenic Lixisol; Sol 2: moyenne observée pour le cambic Arenosol; Sol 3: moyenne observée pour le ferralic Arenosol. Sur une ligne, les chiffres suivis de la même lettre ne sont pas significativement différents.

	paramètres [unités]	Profondeur	M	Sol 1	Sol 2	Sol 3	p-valeur
<b>Wooding</b>	<b>log(Ks)</b>	surface	2.77	2.73 (a)	2.78 (a)	2.80 (a)	0.8640
	[log(cm j <sup>-1</sup> )]	30 cm	2.69	2.72 (a)	2.85 (a)	2.50 (b)	0.0036
	<b>α</b>	surface	0.186	0.189 (a)	0.189 (a)	0.182 (a)	0.8310
	[cm <sup>-1</sup> ]	30 cm	0.219	0.241 (a)	0.191 (b)	0.225 (a)	0.0082
<b>Modélisation inverse</b>	<b>θ<sub>s</sub></b>	surface	0.386	0.381 (a)	0.387 (a)	0.389 (a)	0.5846
	[cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> ]	30 cm	0.409	0.402 (a)	0.412 (a)	0.414 (a)	0.2024
	<b>α</b>	surface	0.109	0.091 (a)	0.124 (a)	0.112 (a)	0.2884
	[cm <sup>-1</sup> ]	30 cm	0.127	0.149 (a)	0.108 (a)	0.125 (a)	0.4431
	<b>n</b>	surface	3.152	3.254 (a)	3.249 (a)	2.959 (a)	0.7579
	[-]	30 cm	2.778	2.775 (ab)	3.328 (a)	2.231 (b)	0.0102
	<b>λ</b>	surface	0.292	0.784 (a)	0.344 (ab)	-0.221 (b)	0.1301
	[-]	30 cm	0.546	1.117 (a)	-0.068 (b)	0.628 (ab)	0.1158
<b>log(Ks)</b>	surface	2.73	2.66 (a)	2.74 (a)	2.71 (a)	0.6212	
[log(cm j <sup>-1</sup> )]	30 cm	2.75	2.85 (a)	2.71 (ab)	2.68 (b)	0.0705	
<b>Fonctions de pédo transfert</b>	<b>θ<sub>r</sub></b>	surface	0.051	0.051 (a)	0.052 (a)	0.051 (a)	0.5486
	[cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> ]	30 cm	0.053	0.054 (a)	0.053 (a)	0.052 (a)	0.1962
	<b>θ<sub>s</sub></b>	surface	0.359	0.350 (b)	0.368 (b)	0.361 (ab)	0.0478
	[cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> ]	30 cm	0.382	0.382 (a)	0.386 (a)	0.377 (a)	0.3331
	<b>α</b>	surface	0.033	0.032 (a)	0.032 (a)	0.033 (a)	0.4683
	[cm <sup>-1</sup> ]	30 cm	0.032	0.032 (b)	0.032 (ab)	0.033 (b)	0.0957
	<b>n</b>	surface	2.73	3.06 (a)	2.56 (b)	2.57 (b)	0.0322
	[-]	30 cm	2.63	2.92 (a)	2.54 (b)	2.44 (b)	0.0364
	<b>λ</b>	surface	0.534	0.533 (a)	0.523 (a)	0.545 (a)	0.4992
	[-]	30 cm	0.491	0.468 (b)	0.483 (ab)	0.521 (a)	0.0502
	<b>log(Ks)</b>	surface	2.53	2.66 (a)	2.47 (b)	2.46 (b)	0.0456
	[log(cm j <sup>-1</sup> )]	30 cm	2.54	2.68 (a)	2.52 (ab)	2.43 (b)	0.0367
	<b>log(Ko)</b>	surface	1.32	1.32 (a)	1.30 (a)	1.33 (a)	0.6492
[log(cm j <sup>-1</sup> )]	30 cm	1.31	1.29 (a)	1.32 (a)	1.33 (a)	0.1315	

### 5.2.1 Solution de Wooding

Les courbes moyennes de rétention et de conductivité par type de sol, obtenues à la surface du sol et à 30 cm de profondeur par la solution de Wooding, sont présentées à la Figure 5.3.

Sur base des résultats des tests d'égalité des moyennes réalisées sur  $\log(K_s)$  et  $\alpha$ , à la surface du sol, nous pouvons confondre les trois sols du point de vue de leur conductivité hydraulique. En effet, la p-valeur obtenue montre qu'il n'y a pas d'effet de sol et cela est confirmé par la comparaison des moyennes deux à deux par un test de Student en fonction du type de sol.

La séquence des valeurs moyennes de  $\log(K_s)$  obtenues par l'analyse de Wooding à la surface du sol est la suivante:  $\text{sol3} > \text{sol2} > \text{sol1}$ . Cependant les différences observées entre ces valeurs moyennes sont très petites et loin d'être significatives.

A 30 cm de profondeur, les p-valeurs montrent qu'il existe un effet sol. Celui-ci peut être analysé par un test de Student de comparaison des moyennes.

Les valeurs moyennes de  $\log(K_s)$  par type de sols suivent la séquence suivante:  $\text{sol2} > \text{sol1} > \text{sol3}$ .

On remarque que les différences de  $\log(K_s)$  moyen sont significatives entre le ferrallitic Arenosol (sol 3) et les deux autres types de sol. Les valeurs moyennes d' $\alpha$  pour les sols 1 et 3 se distinguent du sol 3.

Les résultats des tests sur les valeurs de conductivité à saturation à 30 cm de profondeur correspondent à la séquence de chiffres apportés par Hiernaux et Ayantunde (Tableau 5.2): la valeur moyenne observée pour le sol 3 est inférieure à celles des sols 1 et 2. Cependant l'ordre de grandeur de la différence est ici plus petit. De plus, ces résultats ne sont confirmés ni par les observations en surface ni par la modélisation inverse. Cela peut donc être fortuit.

### 5.2.2 Modélisation inverse

Les résultats de l'étude de l'effet sol sur les valeurs des paramètres optimisés par la modélisation inverse, réalisée sur les données d'infiltration et la porosité déterminée à partir de la densité apparente mesurée, sont aussi présentés au tableau 5.3.

Les courbes moyennes de rétention et de conductivité par type de sol, obtenues à la surface du sol et à 30 cm de profondeur par la modélisation inverse sur les données d'infiltration et de porosité, sont présentées à la Figure 5.4.

A la surface du sol, la séquence des grandeurs observées pour les moyennes de  $\log(K_s)$  pour les trois types de sol est la suivante:  $\text{sol2} > \text{sol3} > \text{sol1}$ . Cependant, les différences observées ne sont pas significatives. Les comparaisons sur les moyennes des autres paramètres aboutissent au même résultat, sauf pour  $\lambda$ , qui distingue les sols 1 et 3.

A 30 cm de profondeur, la séquence des grandeurs observées pour les moyennes de  $\log(K_s)$  pour les trois types de sol est la suivante:  $\text{sol2} > \text{sol3} > \text{sol1}$ . Seule la différence entre les types de sol 1 et 3 est significative. Cette distinction ne se retrouve pas pour les autres paramètres.  $\Theta_s$  et  $\alpha$  ne

sont pas significativement différents d'un sol à l'autre, tandis que  $n$  distingue le sol 2 du sol 3 et  $\lambda$  distingue le sol 1 du sol 2.

### 5.2.3 Fonctions de pédotransfert

L'effet du type de sol peut également être étudié sur les valeurs des paramètres estimés par les fonctions de pédotransfert. Les courbes moyennes de rétention et de conductivité par type de sol, obtenues à la surface du sol et à 30 cm de profondeur par les fonctions de pédotransfert Rosetta, sont présentées à la Figure 5.5.

Les valeurs de  $\theta_r$  ne présentent pas de différences significatives en fonction du type de sol.

A la surface, les p-valeurs des Anova réalisées sur les valeurs de  $\theta_s$ ,  $n$  et  $\log(K_s)$  indiquent qu'il y a un effet du type de sol. Les tests de Student d'égalité des moyennes réalisés sur ces paramètres distinguent, pour  $\theta_s$  le sol 1 du sol 3 et pour  $n$  et  $\log(K_s)$  le sol 1 des sols 2 et 3.

A 30 cm de profondeur, les p-valeurs des Anova testant l'effet du type de sol, réalisées sur les valeurs de  $\alpha$ ,  $n$ ,  $\lambda$  et  $\log(K_s)$  indiquent que cet effet n'est peut-être pas négligeable. En effet, les tests de Student d'égalité des moyennes permettent de distinguer pour  $\alpha$ ,  $\lambda$  et  $\log(K_s)$  le sol 1 du sol 3, pour  $n$  le sol 1 des sols 2 et 3.

### 5.2.4 Conclusions

Tableau 5.4 – Récapitulation de l'effet sol sur les valeurs de  $\log(K_s)$  obtenues par les différentes méthodes.

Wooding: données d'infiltration et analyse de Wooding; Infiltration inverse: données d'infiltration, porosité et modélisation inverse; PTF: paramètres issus de Rosetta. P1: surface; P2: 30 cm de profondeur. 1: arenic Lixisol; 2: cambic Arenosol; 3: ferralic Arenosol. La première ligne de chaque cellule donne l'ordre des moyennes absolues, la seconde donne les résultats des tests de Student de comparaison des moyennes (en italique).

	Wooding	Infiltration inverse	PTF
<b>P1</b>	3 > 2 > 1	2 > 3 > 1	1 > 2 > 3
	<i>1 = 2 = 3</i>	<i>1 = 2 = 3</i>	<i>1 &gt; 2 = 3</i>
<b>P2</b>	2 > 1 > 3	1 > 2 > 3	1 > 2 > 3
	<i>1 = 2 &gt; 3</i>	<i>1 = 2; 2 = 3; 1 &gt; 3</i>	<i>1 = 2; 2 = 3; 1 &gt; 3</i>

En conclusion, les différences observées entre les valeurs moyennes de  $\log(K_s)$  pour les trois types de sol à la surface du sol ne sont pas cohérentes d'une méthode à l'autre. Le type de sol 3 (ferralic Arenosol) ne présente cependant la valeur la plus élevée que pour la méthode de Wooding, pour laquelle les différences entre les moyennes sont très faibles. A 30 cm de profondeur, c'est toujours la valeur moyenne observée pour le type de sol 3 (ferralic Arenosol) qui est la plus faible.

Néanmoins, la comparaison des moyennes par des tests de Student mène à des résultats plus cohérents. En effet, à la surface du sol, les tests mènent à la conclusion que les trois types de sols peuvent être confondus quant à leur conductivité à saturation. A 30 cm de profondeur, les valeurs moyennes de  $K_s$  pour les sols 1 et 2 (arenic Lixisol et cambic Arenosol) ne sont pas

significativement différentes. Le sol 1 (arenic Lixisol) est significativement plus perméable à saturation que le sol 3 (ferralic Arenosol). La seule incohérence réside dans la distinction des sols 2 et 3 (cambic Arenosol et ferralic Arenosol): ils sont confondus pour la modélisation inverse et les fonctions de pédotransfert, mais la solution de Wooding les distingue.

Sur les figures ci-dessous, les intervalles de confiance autour des courbes moyennes par type de sol ne sont représentés par souci de lisibilité des graphiques.

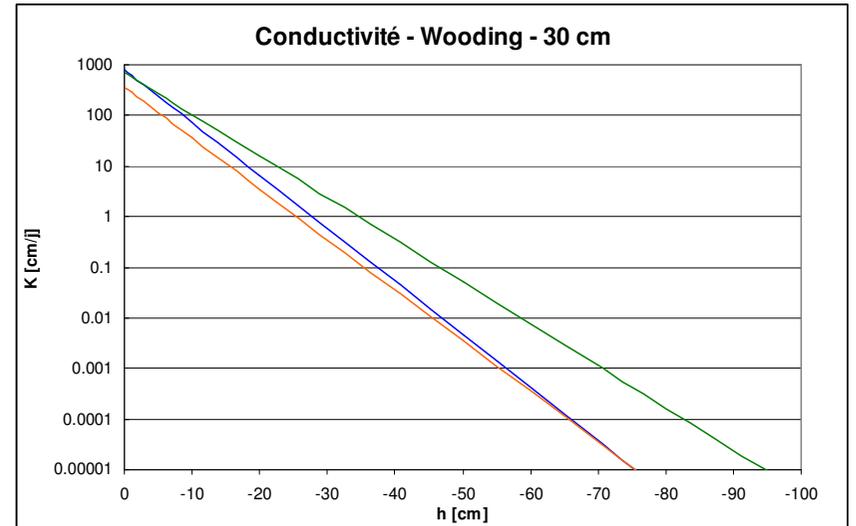
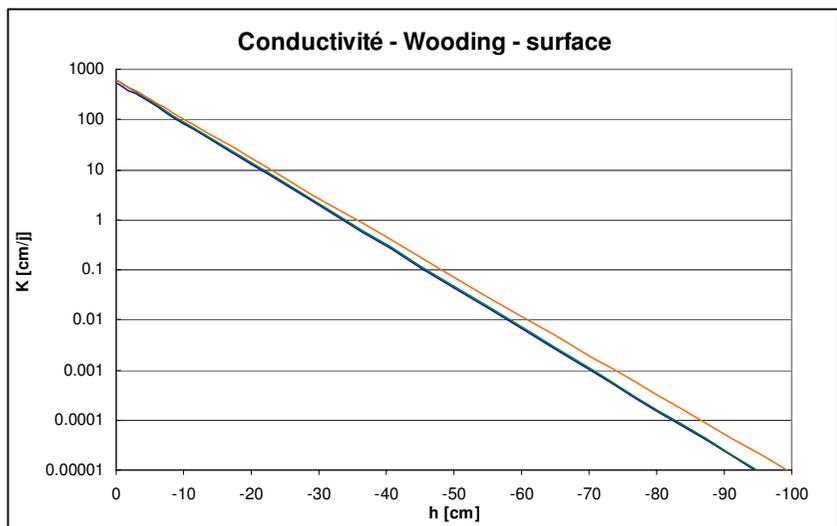
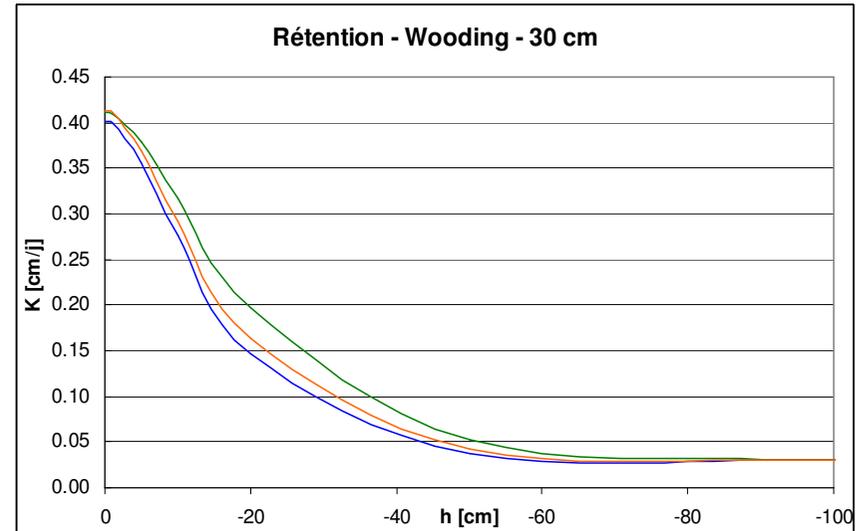
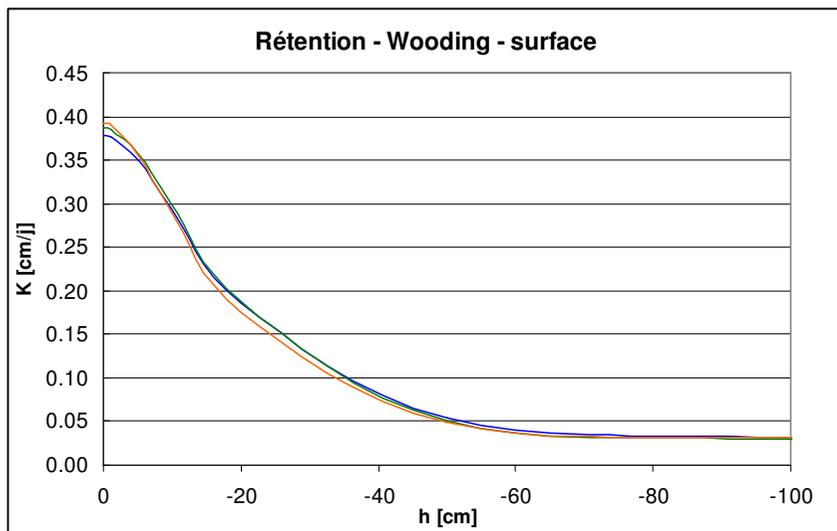


Figure 5.3 – Courbes moyennes pour chaque type de sols, obtenues par la solution de Wooding et le modèle de rétention exponentiel.

- arenic Lixisol
- cambic Arenosol
- ferralic Arenosol

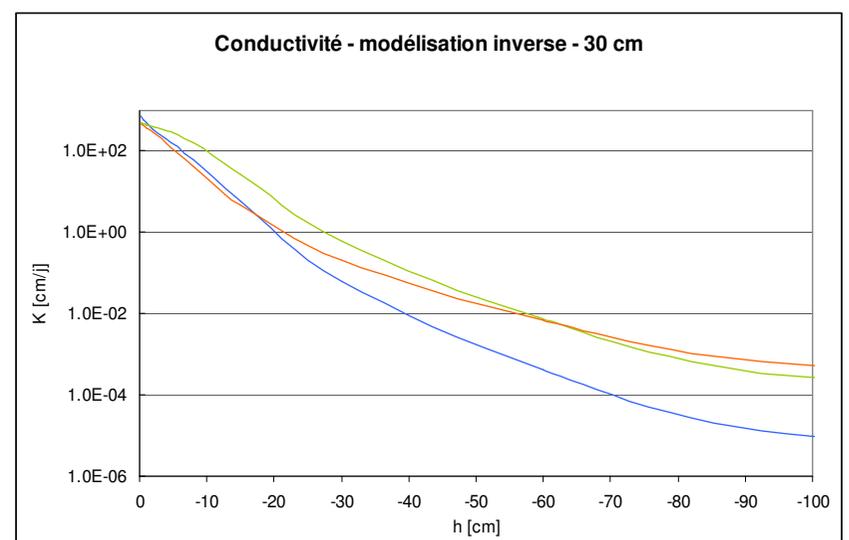
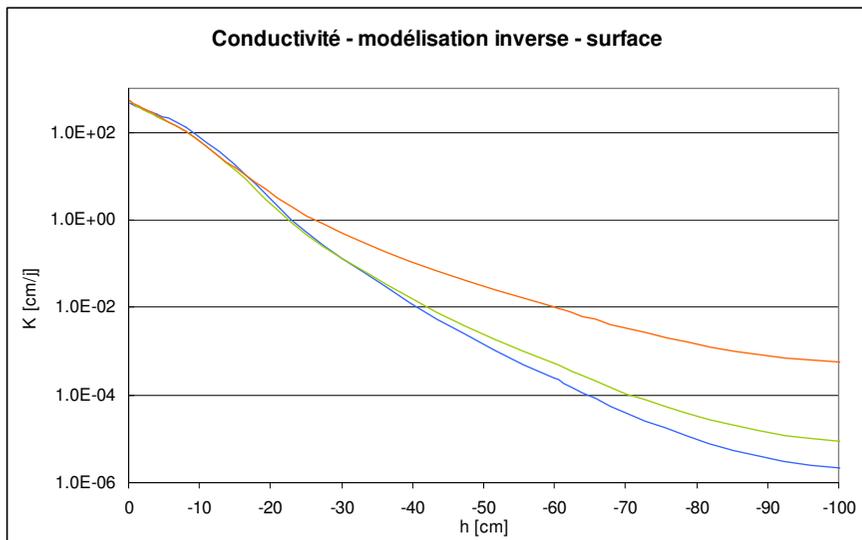
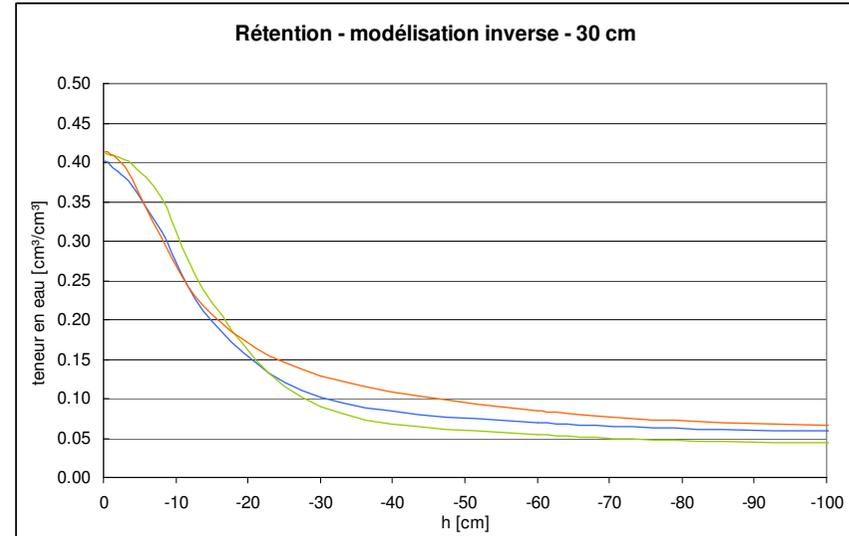
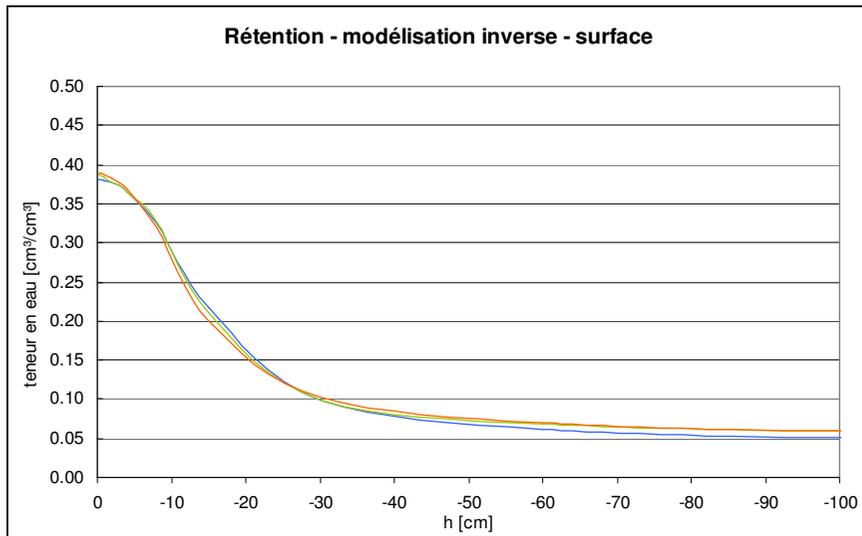


Figure 5.4 – Courbes moyennes pour chaque type de sol, obtenues pour la modélisation inverse.

- arenic Lixisol
- cambic Arenosol
- ferralic Arenosol

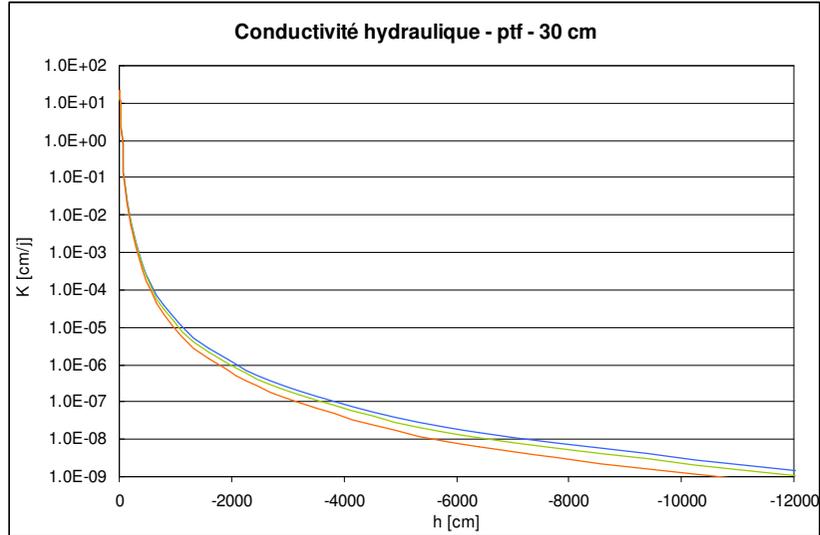
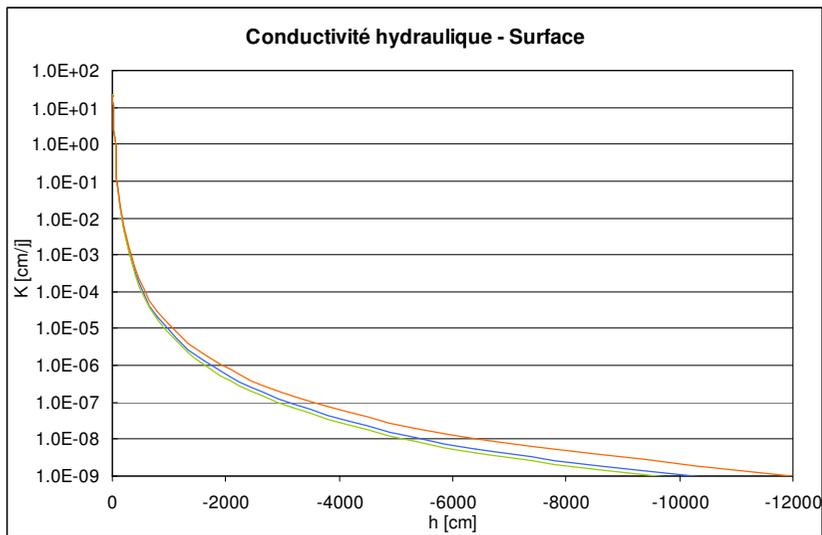
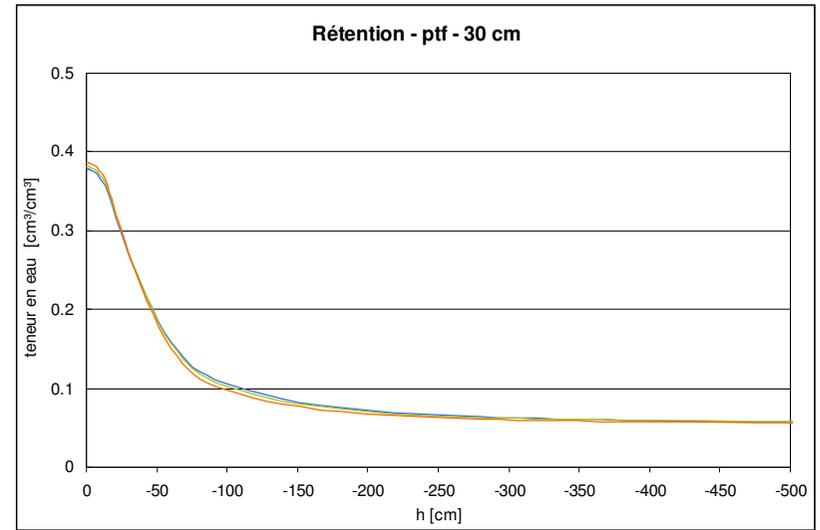
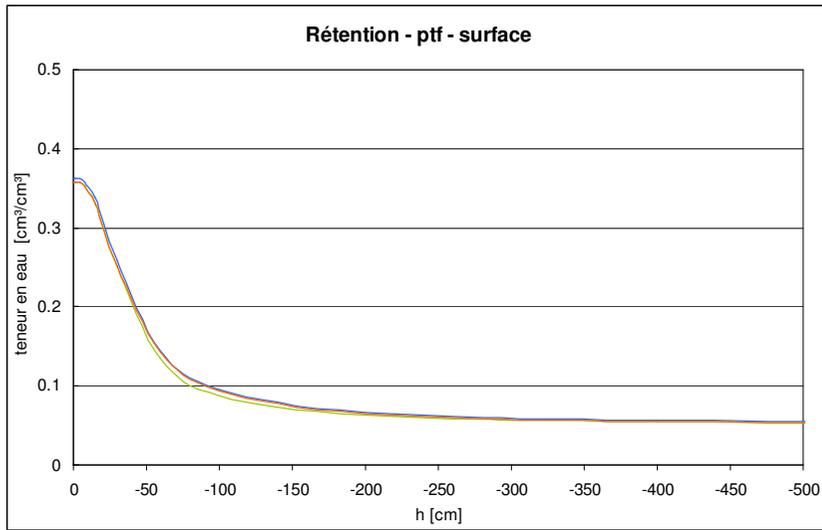


Figure 5.5 – Courbes moyennes pour chaque type de sol, obtenues par les fonctions de pédotransfert Rosetta.

- arenic Lixisol
- cambic Arenosol
- ferralic Arenosol

### 5.3 Influence du type de sol sur les termes du bilan hydrique

Les paramètres des fonctions décrivant les propriétés hydrodynamiques ont été introduits dans le modèle de simulation de croissance APSIM 4.1. Parmi les diverses sorties disponibles de ce dernier, le drainage a été choisi comme terme d'étude du bilan hydrique. Pour les différentes méthodes de caractérisation des propriétés hydrodynamiques, l'effet du type de sol est à nouveau analysé, mais sur les valeurs de drainage saisonnier cette fois.

#### 5.3.1 Solution de Wooding

Les valeurs moyennes de drainage annuel obtenues grâce aux paramètres issus des données d'infiltration pour les trois types de sol sont représentées à la Figure 5.6 et dans le Tableau 5.5.

Tableau 5.5 – Moyennes par type de sol du drainage saisonnier obtenu grâce aux propriétés hydrodynamiques issues de l'analyse de Wooding et tests de normalité.

	Nombre d'observations	Moyenne [mm]
<b>Sol 1 (Arenic Lixisol)</b>	14	290
<b>Sol 2 (Cambic Arenosol)</b>	15	290
<b>Sol 3 (Ferralic Arenosol)</b>	13	260

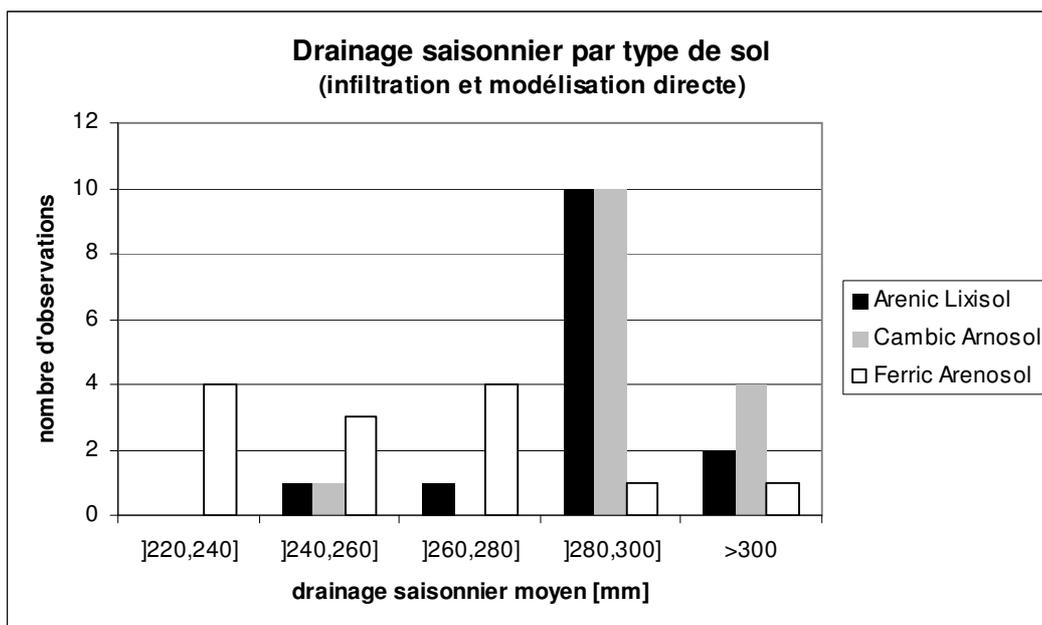


Figure 5.6 – Fréquence des observations de drainage saisonnier simulé obtenues à partir des propriétés hydrodynamiques issues de la solution de Wooding.

L'effet sol est analysé par une ANOVA 1, dont les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous.

Tableau 5.6 – Résultats de l'Anova sur le drainage saisonnier simulé à partir des propriétés hydrodynamiques issues de la solution de Wooding.

Source	DL	Somme des Carrés	Carré Moyen	F	p-valeur > F
<b>Modèle</b>	2	9272.46	4636.23	14.35	< 0.0001
<b>Erreur</b>	39	12602.82	323.15		
<b>Total</b>	41	21875.27			

R <sup>2</sup>	Coeff Var	Rac Carré Erreur	Drainage moyen
0.4239	6.4165	17.9764	280.16

L'étude du Tableau 5.6 permet de déceler l'existence d'un effet sol sur le drainage annuel. La comparaison des moyennes par un test de Student permet de distinguer de façon significative les sols 1 et 2 du sol 3 (Tableau 5.7). Cette différence est déjà visible dans le Tableau 5.5, où les valeurs de drainage moyen pour chaque sol sont présentées.

Tableau 5.7 – Comparaison des moyennes du drainage saisonnier par type de sol obtenu à partir des propriétés hydrodynamiques issues de l'analyse de Wooding.

Comparaison	Différence entre les moyennes	p-valeur
<b>Sol1 – Sol2</b>	0	n.s.
<b>Sol2 – Sol3</b>	30	*
<b>Sol3 – Sol1</b>	-30	*

La distinction, sur le terrain, entre les sols 1 et 2 est assez difficile. Le diagnostic du type de sol est peut-être erroné et le choix des parcelles pour ces sols ne respecte peut-être pas la véritable nature du sol.

Les différences entre les moyennes des sols 2 et 3 et des sols 3 et 1 correspondent à la distinction décelée lors de la comparaison des moyennes de Log Ks à 30 cm de profondeur pour la solution de Wooding (5.2.1).

### 5.3.2 Modélisation inverse

Les valeurs de drainage annuel obtenues à partir des paramètres issus de la modélisation inverse réalisée sur les données d'infiltration et la porosité sont présentées à la Figure 5.7 et au Tableau 5.8.

Tableau 5.8 – Moyennes par type de sol du drainage saisonnier obtenu grâce aux propriétés hydrodynamiques issues de la modélisation inverse des données d'infiltration et de la porosité.

	Nombre d'observations	Moyenne [mm]
<b>Sol 1 (Arenic Lixisol)</b>	5	195
<b>Sol 2 (Cambic Arenosol)</b>	6	190
<b>Sol 3 (Ferralic Arenosol)</b>	10	140

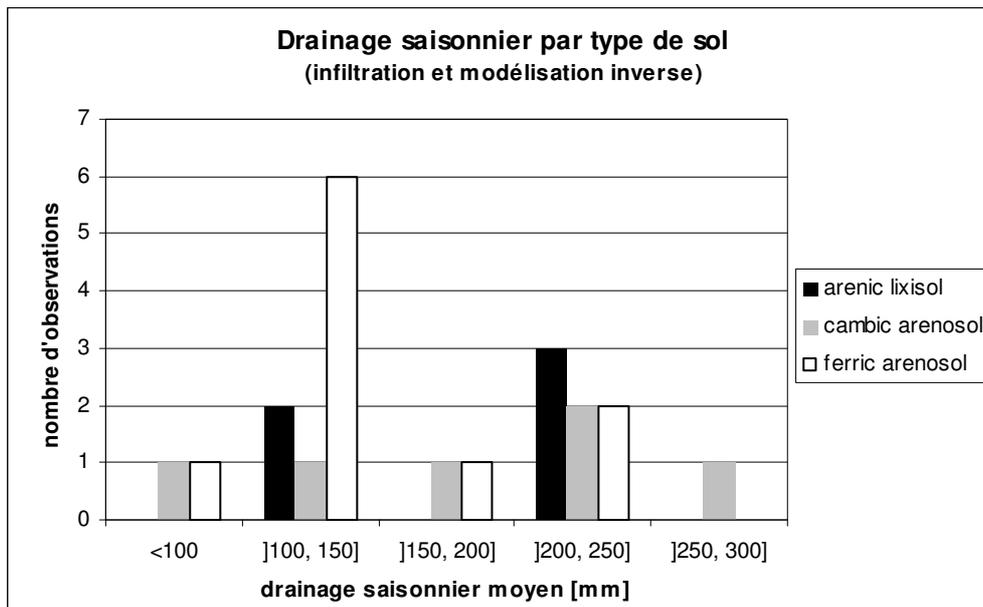


Figure 5.7 – Fréquence des observations de drainage saisonnier obtenues à partir des propriétés hydrodynamiques issues de la modélisation inverse des données d'infiltration et de la porosité, par type de sol.

Le Tableau 5.8 montre que le nombre d'observations utilisé pour simuler le drainage avec APSIM 4.1 grâce aux paramètres issus de la modélisation inverse des données d'infiltration et de porosité est faible. Il est inférieur aux 15 observations par type de sol initialement disponibles. Ceci est dû à l'incapacité d'HYPROPS de générer les courbes caractéristiques du sol à partir de certains jeux de paramètres. Nous avons voulu construire les fichiers de paramètres pour APSWIM nous-même, dans le format dans lequel HYPROPS les génère, mais ceux-ci n'étaient pas acceptés par APSIM.

Les résultats obtenus doivent donc être utilisés avec précaution: ils ne représentent pas tous les jeux de paramètres, c'est-à-dire que tous les sites de mesures d'infiltration ne sont pas repris.

L'effet sol est néanmoins étudié par une ANOVA 1 dont les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous.

Tableau 5.9 – Résultats de l'ANOVA sur le drainage saisonnier obtenu grâce aux propriétés hydrodynamiques issues de la modélisation inverse des données d'infiltration et de la porosité.

Source	DL	Somme des carrés	Carré moyen	F	p-valeur > F
<b>Modèle</b>	2	12970.92	6485.46	2	0.1646
<b>Erreur</b>	18	58444.04	3246.89		
<b>Total</b>	20	71414.96			

R <sup>2</sup>	Coeff Var	Rac Carré Erreur	Drainage moyen
0.18	34.1019	56.9815	167.0919

Le Tableau 5.9 montre que le drainage calculé par APSIM à partir des paramètres issus de la modélisation inverse des mesures d'infiltration n'est pas significativement influencé par le type de sol. La p-valeur de 0.1646 indique que les moyennes sont assez loin d'être significativement différentes, tandis que le R<sup>2</sup> de 0.18 montre la faible corrélation du drainage et du type de sol.

### 5.3.3 Fonctions de pédotransfert

Les valeurs de drainage moyennes par type de sol calculées à partir des paramètres issus des fonctions de pédotransfert Rosetta sont présentées dans le tableau ci-dessous.

Tableau 5.10 – Moyennes drainage saisonnier obtenu grâce aux propriétés hydrodynamiques issues des fonctions de pédotransfert.

Type de sol	Nombre d'observations	Moyenne [mm]
<b>Sol 1 (Arenic Lixisol)</b>	3	110
<b>Sol 2 (Cambic Arenosol)</b>	3	75
<b>Sol 3 (Ferralic Arenosol)</b>	3	70

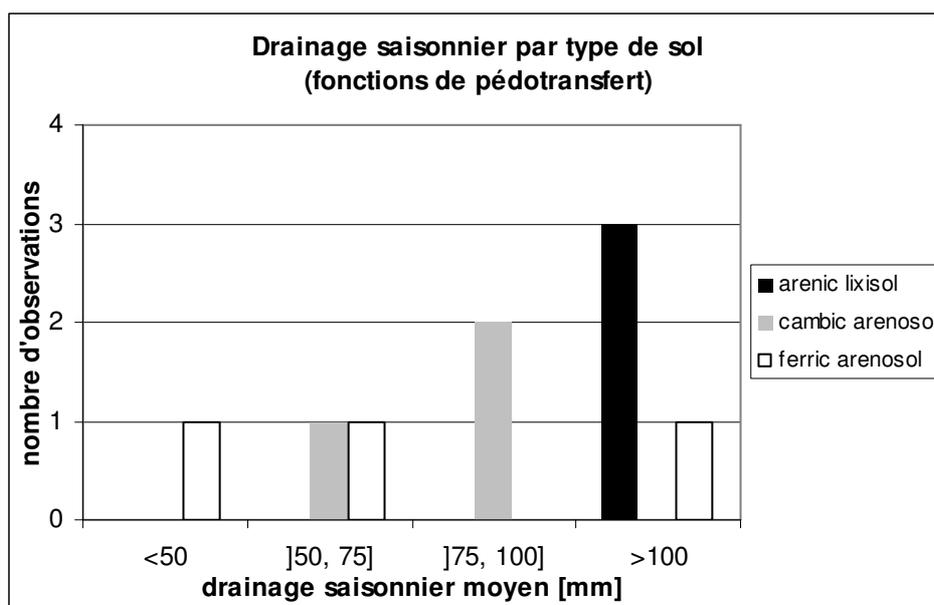


Figure 5.8 – Fréquence des observations de drainage pour les différents types de sol obtenues à partir des propriétés hydrodynamiques issues des fonctions de pédotransfert.

L'effet sol peut être étudié par une ANOVA 1 dont les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous.

Tableau 5.11 – Résultats de l'Anova de l'effet sol sur les valeurs de drainage saisonnier pour les PTF

Source	DL	Somme des carrés	Carré moyen	F	p-valeur > F
<b>Modèle</b>	2	2818.75	1409.38	4.48	0.0645
<b>Erreur</b>	6	1887.54	314.59		
<b>Total</b>	8	4706.30			

R <sup>2</sup>	Coeff Var	Rac Carré Erreur	Drainage moyen
0.5989	20.9094	17.7367	84.83

Le tableau ci-dessus renseigne que, pour les fonctions de pédotransfert, il y a peut-être un effet significatif du type de sol sur le drainage annuel. En effet, la p-valeur est ici de 0.0645, qui est proche de 0.05, et le nombre d'observations est très faible.

Tableau 5.12 – Comparaison des moyennes des valeurs de drainage saisonnier obtenues pour les trois types de sol par les fonctions de pédotransfert Rosetta.

Comparaison	Différence entre les moyennes	p-valeur
<b>Sol1 – Sol2</b>	35	n.s.
<b>Sol2 – Sol3</b>	5	n.s.
<b>Sol3 – Sol1</b>	-40	n.s.

### 5.3.4 Conclusions

Tableau 5.13 – Récapitulation de l'effet sol sur les valeurs de drainage saisonnier obtenues par les différentes méthodes.

Wooding: données d'infiltration et analyse de Wooding; Infiltration inverse: données d'infiltration, porosité et modélisation inverse; PTF: paramètres issus de Rosetta. 1: arenic Lixisol; 2: cambic Arenosol; 3: ferralic Arenosol. La première ligne de chaque cellule donne l'ordre des moyennes absolues, la seconde donne les résultats des tests de Student de comparaison des moyennes (en italique).

Wooding	Infiltration inverse	PTF
1 = 2 > 3	1 > 2 > 3	1 > 2 > 3
<i>1 = 2 &gt; 3</i>	<i>1 = 2 = 3</i>	<i>1 = 2 = 3</i>

Les trois méthodes donnent la même séquence de valeurs décroissantes du drainage cumulé: sol 1 > sol 2 > sol 3 (Tableau 5.13). Cependant les valeurs absolues fournies par l'analyse de Wooding, la modélisation inverse modifiée et les fonctions de pédotransfert Rosetta sont différentes. En effet, si la solution, pour la solution de Wooding, la moyenne totale est de 280 mm, celle pour la modélisation inverse est de 170 mm et celle pour les fonctions de pédotransfert est de 85. Ces résultats peuvent se comprendre facilement par l'observation des figures 4.17 à 4.20 (pages 71-72). En effet, le drainage est fortement conditionné par la courbe de conductivité du sol. Sur ces figures, on remarque que les courbes moyennes pour les fonctions de pédotransfert sont nettement inférieures au deux autres pour les valeurs de tension proches de la saturation, c'est-à-dire lorsque la quantité d'eau dans le profil est importante. Cela est modulé par la courbe de rétention, qui est supérieure, mais, la conductivité joue un rôle plus important. On se souviendra également que les courbes de conductivité et de rétention observées pour les fonctions de pédotransfert étaient différentes de celles observées pour les autres méthodes, par l'utilisation de  $K_o$  au lieu de  $K_s$ . Les courbes de conductivités issues de Rosetta sont très plates, et la conductivité est largement sous estimée pour des valeurs de tension proches de la saturation. Les courbes de conductivité obtenues par la solution de Wooding sont supérieures à celles obtenues par la modélisation inverse, pour les tensions proches de la saturation. Cela permet encore de comprendre la différence obtenue pour le drainage moyen.

Par ailleurs, les différences observées entre les trois types de sol ne mènent pas aux mêmes conclusions. La solution de Wooding distingue nettement le sol 3 des sols 1 et 2, tandis que la modélisation inverse n'aboutit à aucune différence significative (Tableau 5.13). Il en est de même pour Rosetta, mais dans une moindre mesure. Dans ce dernier cas, c'est le sol 1 qui a tendance à se distinguer des deux autres. Les figures 5.3, 5.4 et 5.5 (pages 85-87) montrent que ce sont surtout les courbes de conductivité à 30 cm de profondeur qui influencent le drainage saisonnier. Cela se comprend aisément puisque l'épaisseur du profil attribuée aux propriétés hydrodynamiques déterminées à 30 cm de profondeur est bien supérieure à celle attribuée aux propriétés déterminées à la surface du sol (30 cm et 170 cm).

## ***Agrégation***

Enfin, la possibilité d'agréger les différents types de sol, sur base de leurs propriétés physiques est ici étudiée.

Sur base des considérations précédentes (5.2.4), la possibilité d'agréger les types de sols sur base des valeurs de conductivité à saturation n'est pas évidente. A la surface du sol, la solution de Wooding et la modélisation inverse, toutes les deux basées sur les données d'infiltration, s'accordent: aucune différence significative n'est observée entre les trois types de sol. Les fonctions de pédotransfert distinguent le ferralic Arenosol des deux autres types de sol. A 30 cm de profondeur les trois méthodes s'accordent pour confondre l'arenic Lixisol et le cambic Arenosol et pour distinguer le ferralic Arenosol de l'arenic Lixisol. Par contre, la solution de Wooding donne le groupe arenic Lixisol et cambic Arenosol différent du ferralic Arenosol, alors que les deux autres méthodes ne distinguent le ferralic Arenosol que de l'arenic Lixisol et pas du cambic Arenosol.

Cependant, les conclusions qui ressortent des fonctions de pédotransfert présentent un niveau de confiance moins élevé que celles obtenues par les deux autres méthodes. En effet les courbes de conductivité obtenues par les fonctions de pédotransfert ne correspondent pas très bien aux propriétés hydrodynamiques données dans la littérature pour des sols de même origine. Par contre, les courbes de rétention donnent de très bons résultats. Cependant, la conductivité hydraulique paraît avoir un impact bien plus important sur le drainage. Ainsi, à la surface, l'agrégation des trois sols ne pose plus de problème. A 30 cm de profondeur, l'agrégation de l'arenic Lixisol et du cambic Arenosol peut également être acceptée. Pour savoir si le ferralic Arenosol peut également être confondu avec les deux autres types de sol, il faut se baser sur la composante du bilan hydrique qui a été étudiée.

La possibilité d'agréger les types de sol du point de vue des composantes du bilan hydrique est discutable. En effet, les différentes méthodes utilisées pour caractériser les propriétés hydrodynamiques des sols étudiés ne mènent pas aux mêmes conclusions.

Seule la méthode de modélisation directe par la solution de Wooding, basée sur les mesures d'infiltration, distingue ferralic Arenosol de l'arenic Lixisol et du cambic Arenosol. Les autres méthodes ne considèrent pas de différences significatives entre les types de sol. Il faut cependant remarquer que la méthode des fonctions de pédotransfert rapproche plus le cambic Arenosol du

ferralic Arenosol que de l'arenic Lixisol. Cela est cohérent avec les comparaisons des valeurs de conductivité à saturation.

Les méthodes qui présentent le niveau de confiance le plus élevé, sur base des comparaisons avec les données publiées, sont la modélisation inverse et la solution de Wooding. En effet, les courbes de conductivité moyennes issues de ces deux méthodes sont celles qui évoluent le mieux dans le domaine couvert par les résultats obtenus par les trois auteurs consultés. Sur base des données issues de la modélisation inverse, nous pourrions conclure que les trois types de sol ne se distinguent pas de façon significative les uns des autres du point de vue du bilan hydrique. Cependant, tous les jeux de paramètres disponibles pour cette méthode n'ont pas pu être exploités pour le calcul du drainage simulé. Pour valider l'agrégation des trois types de sols, il faudrait pouvoir simuler le drainage à partir des jeux de paramètres inutilisés. Sur base des tests réalisés sur les valeurs de drainage simulées avec les paramètres issus de la solution de Wooding, l'arenic Lixisol et le cambic Arenosol peuvent être agrégés, mais doivent être distingués du ferralic Arenosol.

Sur base des propriétés hydrodynamiques uniquement, l'agrégation pour la modélisation inverse des trois sols est moins évidente. A la surface du sol, seul le paramètre  $\lambda$  distingue l'arenic Lixisol du ferralic Arenosol. Il en résulte que les courbes de conductivité moyennes des trois sols sont presque confondues jusque -20 cm. Pour des tensions plus fortes (plus négatives), les courbes se séparent (Figure 5.4, page 86). A 30 cm de profondeur, les courbes moyennes de conductivité sont plus distinctes. Pour les fortes tension, les courbes de conductivité du cambic Arenosol et du ferralic Arenosol sont proches, et supérieures à celles de l'arenic Lixisol.

Cette conclusion mérite en plus d'être vérifiée, compte tenu des erreurs qui ont entaché les mesures de terrain. Par ailleurs, une identification plus rigoureuse des types de sols sur le terrain permettrait de valider ces conclusions. Pour la solution de Wooding, les seuls paramètres qui présentent des différences significatives sont  $K_s$  et  $\alpha$  à 30 cm de profondeur. Cependant, ils ne mènent pas aux mêmes distinctions:  $\alpha$  le cambic Arenosol des deux autres types de sols, tandis que  $\log(K_s)$  distingue le ferralic Arenosol des deux autres types de sols. C'est ce dernier paramètre qui paraît jouer le rôle le plus prépondérant dans le calcul du drainage.

Ainsi, selon les résultats obtenus par la solution de Wooding, nous pouvons agréger l'arenic Lixisol et le cambic Arenosol, mais nous devons distinguer ce regroupement du ferralic Arenosol. Cette conclusion confirme les rapports existant entre les valeurs de vitesse d'infiltration reprises dans le Tableau 1.2, repris du rapport de Hiernaux et Ayantunde (Hiernaux et Ayantunde, 2004).

## Conclusions et perspectives

Les courbes de conductivité moyennes issues de la modélisation inverse des paramètres de van Genuchten, à partir des mesures d'infiltration et des données de porosité, et de la solution de Wooding sur les données d'infiltration évoluent dans le domaine de valeurs couvert par les données publiées par différents auteurs ayant travaillé sur des sols semblables à ceux étudiés ici. Les tests d'égalité des moyennes réalisés sur les valeurs de drainage saisonnier simulées par APSIM, pour ces deux méthodes permettent de considérer deux des trois sols comme non significativement différents du point de vue de leurs propriétés hydrodynamiques et de leur bilan hydrique.

Ces résultats nous donnent la possibilité d'agréger ces deux types de sols, du point de vue de leurs propriétés hydrodynamiques, qui conditionnent directement le calcul du bilan hydrique. La possibilité de considérer un comportement hydrodynamique semblable pour différents types de sols permet de diminuer les efforts de modélisation requis pour l'estimation du bilan hydrique à l'échelle de toutes les parcelles cultivées du terroir.

Afin d'atteindre cet objectif, différentes méthodes de détermination des propriétés hydrodynamiques ont été mises en œuvre. Des mesures d'infiltration sous tension ont été réalisées. Les résultats ont pu être exploités par la solution de Wooding, en conditions stationnaires, et par modélisation inverse des paramètres du modèle de van Genuchten, en conditions transitoires. Des échantillons ont été prélevés pour déterminer la granulométrie et la densité apparente des sols, afin de déterminer les propriétés hydrodynamiques grâce à des fonctions de pédotransfert. D'autres échantillons ont été réservés à l'utilisation du système de Multi Step Outflow. Ces résultats obtenus par les différentes méthodes ont été confrontés à des données publiées établies pour des sols de même origine pédologique. Les résultats correspondant le mieux aux valeurs publiées ont été analysés: l'effet du type de sol sur les paramètres estimés, puis sur le drainage saisonnier a été étudié. Enfin, deux des trois types de sol ont pu être agrégés, sur base de tests d'égalité des moyennes.

Cependant, les résultats utilisés sont entachés d'erreurs. En effet, les conditions dans lesquelles les essais d'infiltration ont été réalisés ne permettent pas de considérer les résultats avec une grande confiance. De plus, les autres méthodes de détermination des propriétés hydrodynamiques ne sont pas non plus satisfaisantes. Les fonctions de pédotransfert utilisées n'ont pas été calibrées sur des sols tropicaux, cependant les sols étant très sableux, cela ne doit pas avoir un impact très prononcé sur les propriétés hydrodynamiques. L'utilisation du Multi Step s'est faite sur des échantillons tassés et abîmés.

Néanmoins, les résultats obtenus par la modélisation inverse et par la solution de Wooding présentent une correspondance intéressante avec les données publiées. Cela permet de les considérer comme réalistes, même s'ils sont entachés d'erreur.

Mais, l'analyse de l'effet du type de sol sur les propriétés édaphiques reste tributaire du choix des sites d'échantillonnage. Or, ceux-ci ont été choisis sur base d'observations visuelles par un œil non aguerri à ce type de travail. Ainsi, le niveau de confiance que l'on peut attribuer à l'identification des types de sols n'est pas optimal. Les résultats de cette étude mériteraient d'être confirmés. Dans un premier temps, pour valider cette agrégation, il faudrait qu'un pédologue puisse aller sur le terrain afin d'identifier les sols échantillonnés de façon plus certaine. Si les parcelles étudiées ne sont pas toutes classifiées dans le bon type de sol, l'analyse statistique pourrait facilement être recommencée, en comparant les bons types de sol. Ensuite, les jeux de paramètres disponibles, qui n'ont pas pu être utilisés par APSIM, devraient pouvoir être utilisés, sans passer par HYPROPS. Nous avons essayé de résoudre ce problème, mais sans succès. Peut-être faudrait-il envisager de recommencer une troisième fois l'optimisation des paramètres de van Genuchten avec HYDRUS- 2D, en rétrécissant les intervalles de valeurs possibles des paramètres.

Nous espérons que ce travail permettra, même de façon très indirecte, d'apporter une goutte d'eau à l'amélioration de la productivité en région sahélienne et au développement des populations qui y vivent.

## Références bibliographiques

- Anon. 1998. Synthèse Régionale. Conférence Ouest-Africaine sur la Gestion Intégrée des Ressources en Eau. 3 Mar. 1998.
- Anon. 2004. Fiche Pays Niger [Available at <http://www.populationdata.net/pays/afrique/niger.html>].
- APSIM (Agricultural Production Systems sIMulator). 2005. Release 4.1. Agricultural Production System Research Unit, Toowoomba, Australia.
- Ankeny, M. D., M. Ahmed, T. C. Kaspar et R. Horton. 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55:467-470.
- Bley, J. 1990. Soil water and nutrient budget studies with millet (*Pennisetum Americanum* L.) in South-West Niger. In: *Arbeits- und Ergebnisbericht (Zwischenbericht 1988-1990) des Sonderforschungsbereiches 308 "Standortgemäße Landwirtschaft in den Tropen mit Forschungsschwerpunkt Westafrika"*, 51-80, University of Hohenheim, Stuttgart, Germany.
- Bogaert, P. 2004. Probabilités pour scientifiques et ingénieurs. 2ème édition. Université catholique de Louvain.
- Chossat, J. C. 2005. La mesure de la conductivité hydraulique dans les sols. Choix des méthodes. Ed. Lavoisier "TEC & DOC".
- Dane, J. H. et G. C. Topp. 2002. The soil solution phase. In J.H.Dane et G.C.Topp (ed.) *Methods of soil analysis. Part 4. Physical methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison, WI.
- Eching, S. O., J. W. Hopmans et O. Wendroth. 1994. Unsaturated hydraulic conductivity from transient multistep outflow and soil water pressure data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58:687-695.
- FAO/SMIAR. 2001. Niger, présentation générale [Available at <http://www.fao.org/gviews/french/basedocs/ner/nertoc1f.htm>].
- FAOSTAT. 2005. Rendement en mil pour le Niger, pour les années 2000 à 2004 [Available at <http://faostat.fao.org/faostat/servlet/XteServlet3?Areas=158&Items=79&Elements=41&Years=2004&Years=2003&Years=2002&Years=2001&Years=2000>].
- Gardner, W. R. 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85:228-232.
- Hartmann, R. et M. Gandah. 1982. Hydrodynamic characterization of a sand dune soil in Niger. *Mededelingen Van de Faculteit Landbouwwetenschappen Rijdsuniversiteit* (47):1195-1204.
- Heuvelink, G. B. M. et M. F. P. Bierkens. 1992. Combining soil maps with interpolations from point observations to predict quantitative soil properties. *Geoderma* 55:1-15.
- Hiernaux, P. et A. Ayantunde. 2004. The Fakara: a semi-arid agro-ecosystem under stress. Report of research activities. First phase (July 2002-June 2004) of the DMP-GEF Program (GEF/2711-02-4516). International Livestock Research Institute (ILRI).

- Hillel, D. 1998a. Flow of water in unsaturated soil. p. 203-241. Environmental Soil Physics. Academic Press.
- Hillel, D. 1998b. Particle sizes and specific surface. p. 59-74. Environmental Soil Physics. Academic Press.
- Hillel, D. 1998c. Flow of water in saturated soil. p. 173-201. Environmental Soil Physics. Academic Press.
- Hillel, D. 1998d. Content and potential of soil water. p. 129-172. Environmental Soil Physics. Academic Press.
- Jackson, R. D. 1972. On the calculation of hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 36:380-382.
- Jarvis, N. J. et I. Messing. 1995. Near-saturated conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers. Soil Sci. Soc. Am. J. 59:27-34.
- Keating, B. A., P. S. Carberry, G. L. Hammer, M. E. Probert, M. J. Robertson, D. Holtzworth et al. 2003. An overview of APSIM, a model designed for farming systems simulation. European Journal of Agronomy 18:267-288.
- Marquardt, D. W. 1963. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. SIAM J. Appl. Math. 11:431-441.
- Mous, S. L. J. 1992. Identification of the movement of water in unsaturated soils; the problem of identifiability of the model. J. Hydrol. (Amsterdam) 143:153-167.
- Peat, D. M. W., G. P. Matthews, P. J. Worsfold et S. C. Jarvis. 2000. Simulation of water retention and hydraulic conductivity in soil using a three-dimensional network. European Journal of Soil Science 51(1):65-79.
- Reynolds, W. D. et D. E. Elrick. 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. Soil Sci. Soc. Am. J. 55:633-639.
- Schaap M.G. et Feike J.L. 2000. Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model. Soil Sci. Soc. Am. J. 64(3):843-851.
- Schaap, M. G. 1999. Rosetta. Release 1.0. U.S. Salinity Laboratory, Riverside, CA , USA.
- Schaap, M. G. et B. E. Clothier. 1996. Modelling water retention curves of sandy soils using neural networks. Water Resources Research 32:3033-3040.
- Schaap, M. G. et J. L. Feike. 2000. Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model. Soil Sci. Soc. Am. J. 64(3):843-851.
- Schaap, M. G., F. J. Leij et M. Th. van Genuchten. 1998. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil hydraulic properties. Soil Sci. Soc. Am. J. 62:847-855.
- Shapiro, S. S. et M. B. Wilk. 1965. An analysis of variance test for normality (complete samples). Biometrika 52(3/4):591-611.
- Šimunek, J., M. Šejna et M. Th. van Genuchten. 1996. The HYDRUS-2D software package for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. Release Version 1.0. IGWMC-TPS-53, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, CO.
- Šimunek, J., M. Šejna et M. Th. van Genuchten. 2000. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-

saturated porous media. Release version 2.02. IGWMC-TPS-70, International Ground Water Madeling Center, Colorado School of Mines, Golden, CO.

- Šimunek, J. et M. Th. van Genuchten. 1996. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension-disc infiltrometer data by numerical inversion. *Water Resources Research* 32:2683-2696.
- Šimunek, J. et M. Th. van Genuchten. 1997. Parameter estimation of soil hydraulic properties from multiple tension disc infiltrometer data. *Soil Sci.* 162:383-398.
- Smetten, K. R. J. et B. E. Clothier. 1989. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disk permeameters. *J. Soil Sci.* 40:563-568.
- Stolte, J. 2003. Effects of land use and infiltration behaviour on soil conservation strategies. PhD dissertaion. Wageningen University.145
- Tietje, O. et M. Tapkenhinrichs. 1993. Evaluation of pedo-transfert functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57:1088-1095.
- Van Dam, J. C., J. N. M. Stricker et P. Droogers. 1994. Inverse method to determine soil hydraulic functions from multistep outflow experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58:647-652.
- van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898.
- Vanclooster, M. et C. Bielders. 2004. Hydrodynamique des sols - GERU - syllabus du cours. Université catholique de Louvain.
- Vauclin, M., J. Imbernon et G. Vachaud. 1983. Analyse comparative de différentes méthodes de détermination de la conductivité hydraulique des sols non saturés de la zone centre-nord du Sénégal. *L'Agronomie Tropicale* 38(3):186-197.
- Vereecken, H., Kaiser R., Dust M. et Pütz T. 1997. Evaluation of the multistep outflow method for the determination of unsaturated hydraulic properties of soils. *Soil Science* 162(9):618-631.
- Warrick, A. W. 1992. Model for disc infiltrometers. *Water Resources Research* 28:1319-1327.
- White, I. et M. J. Sully. 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resources Research* 23:1514-1522.
- Wooding, R. A. 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resources Research* 4:1259-1273.

## Annexes

- Annexe 1. Coordonnées GPS des sites d'échantillonnage
- Annexe 2. Méthode de la pipette pour la détermination de la granulométrie
- Annexe 3. Résultats:
- valeurs de conductivité en conditions stationnaires, mesurées à +2.7 cm et - 15.3 cm de pression, paramètres de la solution de Wooding
  - paramètres du modèle de van Genuchten obtenus par modélisation inverse à partir des données d'infiltration en conditions transitoires et de porosité.
  - paramètres du modèle de van Genuchten obtenus par les fonctions de pédotransfert Rosetta à partir des données de granulométrie.
  - paramètres du modèle de van Genuchten obtenus par modélisation inverse à partir des résultats du Multi Step.
- Annexe 4. Exemple de fichier de configuration et de paramétrisation d'APSIM SWIM.