

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE MOULOU D MAMMERI DE TIZI OUZOU
FACULTE DES SCIENCES BIOLOGIQUES ET DES SCIENCES AGRONOMIQUES



THESE

Présentée

Par **SI SMAIL Ali**

En vue de l'obtention du titre de

DOCTEUR EN SCIENCES AGRONOMIQUES
Option: Hydrogéologie

Sujet :

**« CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DES SOLS DE LA
VALLEE DU HAUT SEBAOU (ALGERIE) : INVERSION NUMERIQUE
DES DONNEES DE L'INFILTRATION, APPROCHE ANALYTIQUE
ET EXPERIMENTALE ».**

Devant le jury composé de :

Nom et Prénom	Grade	Lieu d'Exercice	Qualité
Derridj Arezki	Professeur	Université Mouloud Mammeri de Tizi Ouzou	Président
Bouheraoua Ali	Professeur	Université Mouloud Mammeri de Tizi Ouzou	Directeur
Yacoub Boussad	Maître de Conférences A	Université Mouloud Mammeri de Tizi Ouzou	Examineur
Bachir Achour	Professeur	Université Mohamed Khider de Biskra	Examineur
Meddi Mohamed	Professeur	Ecole National Supérieure d'Hydraulique de Blida	Examineur
Zella Lakhdar	Professeur	Université Saad Dahlaab de Blida	Examineur

Soutenu publiquement le : 06 / 03 / 2014

Remerciements

En premier lieu je tiens à remercier le directeur de cette thèse, M. Ali Bouheraoua, pour la confiance qu'il m'a accordé, pour ses encouragements et pour son soutien.

Je ne sais comment exprimer ma gratitude au Professeur Mathieu Javaux, de l'Université Catholique de Louvain la Neuve (UCL, Belgique), pour ses conseils et ses précieuses suggestions qui m'ont beaucoup aidé à mener à bien ce travail. Comme je remercie également la formidable équipe d'enseignants et de thésards que j'ai eu la chance de rencontrer, au département de Génie Rural de l'UCL.

Je remercie aussi la Délégation Wallonie Bruxelles Algérie, qui a coordonné le projet de coopération grâce auquel, j'ai effectué des stages de formation à l'UCL et j'ai obtenu le logiciel Hydrus -2D utilisé.

Je remercie Monsieur Meradji Yahia, Ingénieur à la DHW de Tizi Ouzou, qui a mis à ma disposition la documentation nécessaire et dont l'aide est inestimable dans l'acquisition des données sur la région d'étude.

Enfin je tiens à présenter mes vifs remerciements aux membres du jury : M. Arezki Derridj, M. Boussade Yacoub, M. Bachir Achour, M. Mohamed Meddi et M. Lakhdar Zella, qui me font l'honneur d'examiner ce travail.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES NOTATIONS.....	4
LISTE DES FIGURES.....	7
LISTE DES TABLEAUX.....	10
INTRODUCTION GENERALE.....	12
CHAPITRE 1. LA REGION D’ETUDE.....	16
1.1 Présentation de la wilaya de Tizi Ouzou.....	16
1.1.1 Le relief.....	17
1.1.2 Le Climat	18
1.1.3 Les ressources hydriques.....	19
1.1.3.1 Les eaux de surfaces.....	19
1.1.3.2 Les eaux souterraines.....	20
1.1.4 L’Agriculture.....	20
1.1.5 Les forêts.....	23
1.1.6 L’industrie.....	24
1.1.7 La protection de l’environnement.....	25
1.2 La vallée du haut Sébaou.....	25
1.2.1 La répartition des sols.....	26
1.2.2 Les ressources en eau.....	28
CHAPITRE 2. HYDRODYNAMIQUE EN MILIEU NON SATUREE : REVUE.....	30
2.1 Équation de Richards.....	31
2.2 Modèles paramétriques.....	32
2.2.1 Modèle de Mualem -van Genuchten (MVG).....	33
2.3 Caractérisation des courbes de conductivité hydraulique et de rétention en eau.....	34
2.3.1 Les fonctions de pédotransfert (FPT).....	35
2.3.2 Les méthodes <i>in situ</i> et de laboratoire	36
2.3.2.1 Les méthodes <i>in situ</i>	36
2.3.2.2 Les méthodes de laboratoire.....	40
2.3.2.3 Particularités des mesures de la rétention en eau du sol.....	43
2.4 Le processus d’infiltration de l’eau dans le sol.....	47

2.4.1 Les paramètres descriptifs de l'infiltration.....	47
2.4.2 Les Facteurs influençant l'infiltration.....	49
2.4.3 La Modélisation du processus d'infiltration.....	52
CHAPITRE 3. MATERIELS ET METHODES.....	53
3.1 Echantillonnage et mesures in situ et en laboratoire.....	53
3.1.1 L'infiltromètre à disque.....	55
3.1.1.1 Principe de fonctionnement et utilité.....	55
3.1.1.2 Usages.....	57
3.1.1.3 Description de l'appareil.....	58
3.1.2 La Méthode du bac à sable.....	59
3.2 Les méthodes analytiques.....	61
3.2.1 La méthode de Wooding (1968).....	61
3.2.2 La méthode d'Ankeny et <i>al.</i> (1991).....	63
3.3. La Méthode inverse.....	65
3.3.1 Formulation du problème inverse.....	66
3.3.2 Solution du problème inverse.....	68
3.3.2.1 La méthode de descente du gradient.....	68
3.3.2.2 La méthode de Gauss –Newton.....	69
3.3.2.3 La méthode de Levenberg –Marquardt.....	71
3.3.3 Les critères de convergence.....	71
3.3.4 L'inversion numérique.....	72
3.3.4.1 Discrétisation du domaine d'écoulement.....	73
3.3.4.2 Les conditions initiales et aux limites.....	74
CHAPITRE 4. RESULTATS ET DISCUSSION.....	76
4.1 Les Résultats.....	76
4.1.1 Sol 1 : Limon silto-argileux (LSiA).....	77
4.1.2 Sol 2 : Limon sablo-argileux (LSA).....	80
4.1.3 Sol 3 : Sable-limoneux (SL).....	83
4.1.4 Sol 4 : Limon sableux (LS).....	86
4.1.5 Sol 5 : Argileux (A).....	89
4.2 Interprétation.....	92
4.2.1 Les méthodes analytiques.....	92
4.2.2 L'inversion numérique.....	92

4.2.3 Comparaison des méthodes.....	93
4.2.3.1 Comparaison des courbes des conductivités hydrauliques.....	93
4.2.3.2 Comparaison des courbes de rétention.....	95
4.3 Variabilité spatiale de l'humidité initiale.....	95
CONCLUSION GENERALE.....	97
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	99
ANNEXES.....	109
Annexe.1 (<i>Résultats des régressions linéaires</i>).....	109
Annexe.2 (<i>Dimensions des bulbes d'humidités</i>).....	115

LISTE DES NOTATIONS

AN	résultats des méthodes analytiques
ANDI	Agence Nationale de Développement de l'Investissement
ANRH	Agence Nationale des Ressources Hydrauliques
ARS	<i>Agricultural Research Service</i>
CV	coefficient de variation [%]
Da	densité apparente du sol [M L ⁻³]
d _{eq}	diamètre équivalent [L]
DHW	Direction d'Hydraulique de la Wilaya
DSA.	Direction des Services Agricoles
F	fonction objective
FPT	fonction de pédotransfert
g	accélération de la pesanteur [LT ⁻²]
<i>I</i>	infiltration cumulative [L]
<i>i</i>	régime d'infiltration [L T ⁻¹]
J	matrice jacobienne
h	potentiel matriciel [L]
h ₀	potentiel de l'eau à la sortie de l'infiltromètre [L]
K	conductivité hydraulique [L T ⁻¹]
K _s	conductivité hydraulique à saturation [L T ⁻¹]
K _r	conductivité hydraulique relative [L T ⁻¹]
<i>l</i>	paramètre du modèle de <i>Mualem-van Genuchten</i> lié à la tortuosité du sol [-]

LTHE	Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement
MVG	modèle de <i>Mualem -van Gemuchten</i>
m	paramètre du modèle de <i>Mualem-van Gemuchten</i> lié à la distribution des tailles des pores [-]
M_h	masse de l'échantillon à la succion h [M]
MO	teneur en matière organique [%]
M_s	masse de l'échantillon sec [M]
n	paramètre du modèle de <i>Mualem-van Gemuchten</i> lié à la distribution des tailles des pores [-]
ONM	Office National de la Météorologie
p_{atm}	pression atmosphérique [$M L^{-1} T^{-2}$]
p_{airVM}	pression de l'air dans le vase de Mariotte [$M L^{-1} T^{-2}$]
p_0	pression de l'eau à la sortie du disque de l'infiltromètre [$M L^{-1} T^{-2}$]
q	flux [$L T^{-1}$]
r	rayon du disque d'infiltration [L]
S_e	taux effectif de saturation [-]
STEP	STation d'ÉPuration des eaux usées
t	temps [T]
TDR	<i>time-domain reflectometry</i>
V_s	volume de l'échantillon de sol [L^3]
USDA	<i>U.S. Department of Agriculture</i>
V	matrice de covariance
x_i	coordonnées spatiales [L]
z	coordonnée verticale [L]
α	paramètre du modèle de <i>Mualem-van Gemuchten</i> lié à la taille moyenne des pores [L^{-1}]
α^*	paramètre de Gardner [L^{-1}]

β	vecteur des paramètres optimisés
Φ	charge hydraulique totale [L]
θ	teneur en eau volumique [$L^3 L^{-3}$]
θ_i	teneur en eau volumique initiale [$L^3 L^{-3}$]
$\theta_{i \min}$	teneur en eau volumique initiale minimale [$L^3 L^{-3}$]
$\theta_{i \text{ moy}}$	teneur en eau volumique initiale moyenne [$L^3 L^{-3}$]
$\theta_{i \max}$	teneur en eau volumique initiale maximale [$L^3 L^{-3}$]
θ_s	teneur en eau volumique à saturation [$L^3 L^{-3}$]
θ_r	teneur en eau volumique résiduelle [$L^3 L^{-3}$]
ρ_w	masse volumique de l'eau [$M L^{-3}$]
[-]	sans dimension

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1	Situation géographique de la wilaya de Tizi ousou, de la haute vallée du Sébaou et localisation des cinq sites étudiés sur sa partie aval (Carte d'Algérie NJ-31-V-3 OUEST, Institut National de Cartographie :Echelle :1/100000).....	16
Figure 1.2	Carte des zones homogènes de la Wilaya de Tizi Ouzou	17
Figure 1.3	Digramme ombrothermique de la région de Tizi-Ouzou (1985-2010).....	18
Figure 1.4	Photo de la vallée du haut Sébaou dans la partie centrale du terrain d'étude (Taboukert) : fond de vallée avec les terrasses étagées.....	26
Figure 1.5	Coupe très schématiques montrant la disposition des terrasses dans la haute vallée du Sébaou (Y.chadrin, 1974).....	27
Figure 1.6	Répartition des sols selon les terrasses à l'extrémité aval de la vallée du haut Sébaou (Coupe transversale schématique. Saadi, 1970).....	27
Figure 2.1	Allure de la courbe de conductivité hydraulique $K(h)$ et de rétention en eau $\theta(h)$ selon le modèle de Mualem-van Genuchten.....	34
Figure 2.2	Evolution générale du régime d'infiltration et de l'infiltration cumulative au cours du temps (K_s : conductivité hydraulique à saturation).....	48
Figure 2.3	Régime d'infiltration en fonction du temps pour différents types de sol (d'après Musy, Soutter, 1991).....	50
Figure 2.4	Régime d'infiltration et capacité d'infiltration d'un sol (Musy et Soutter, 1991)...	51
Figure 3.1	Schéma de l'ascension capillaire dans un tube rectiligne.....	56
Figure 3.2	Schéma d'un infiltromètre à disque non déporté. (D : disque cylindrique, RA : réservoir d'alimentation, VM : vase de Mariotte de contrôle de succion, M : membrane poreuse, A : tube d'entrée d'air).....	58

Figure 3.3 Photo de l'infiltromètre à disque lors de la prise de mesure sur la rive gauche de l'oued Sébaou (Tamda).....	58
Figure 3.4 Schéma d'un bac à sable.....	60
Figure 3.5 Calcul des paramètres α et K_s de l'équation de Gardner (1958) à partir de la mesure des flux d'infiltration en régime permanent $Q(h_1)$ et $Q(h_2)$ correspondants aux potentiels de pression h_1 et h_2	64
Figure 3.6 Calcul des paramètres (α_{iG}, K_{sG}) et (α_{iD}, K_{sD}) de l'équation de Gardner(1958) à partir de la mesure des flux d'infiltration en régime permanent $Q(h_{iG})$ et $Q(h_{iD})$ correspondants aux potentiels de pression à gauche (h_{iG}) et à droite (h_{iD}) de h_i	64
Figure (3.7) Domaine d'écoulement axisymétrique sous l'infiltromètre à disque, conditions aux limites associées et le maillage avec 800 éléments triangulaires. (Demi-coupe transversale, $x = r$ est la coordonnée radiale).....	73
Figure 4a.1 Courbes des infiltrations cumulatives mesurées lors de chaque essai relatives aux cinq potentiels de pression appliqués $h = -10$ cm, -6 cm, -3 cm, -1 cm et -0.5 cm. Site N°1.....	78
Figure 4a.2 Courbes de rétention $\theta(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec le bac à sable .Site N°1.....	79
Figure 4a.3 Courbes des conductivités hydrauliques $K(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec les méthodes analytiques de WOODING et ANKNEY et <i>al.</i> (1991). Site N°1.....	79
Figure 4b.1 Courbes des infiltrations cumulatives mesurées lors de chaque essai relatives aux cinq potentiels de pression appliqués $h = -10$ cm, -6 cm, -3 cm, -1 cm et -0.5 cm. Site N°2.....	81
Figure 4b.2 Courbes de rétention $\theta(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec le bac à sable .Site N°2.....	82
Figure 4b.3 Courbes des conductivités hydrauliques $K(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec les méthodes analytiques de WOODING et ANKNEY et <i>al.</i> (1991). Site N°2.....	82

Figure 4c.1 Courbes des infiltrations cumulatives mesurées lors de chaque essai relatives aux cinq potentiels de pression appliqués $h = -10$ cm, -6 cm, -3 cm, -1 cm et -0.5 cm. Site N°3.....	84
Figure 4c.2 Courbes de rétention $\theta(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec le bac à sable .Site N°3.....	85
Figure 4c.3 Courbes des conductivités hydrauliques $K(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec les méthodes analytiques de WOODING et ANKNEY et <i>al.</i> (1991). Site N°3.....	85
Figure 4d.1 Courbes des infiltrations cumulatives mesurées lors de chaque essai relatives aux cinq potentiels de pression appliqués $h = -10$ cm, -6 cm, -3 cm, -1 cm et -0.5 cm. Site N°4.....	87
Figure 4d.2 Courbes de rétention $\theta(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec le bac à sable .Site N°4.....	88
Figure 4d.3 Courbes des conductivités hydrauliques $K(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec les méthodes analytiques de WOODING et ANKNEY et <i>al.</i> (1991). Site N°4.....	88
Figure 4e.1 Courbes des infiltrations cumulatives mesurées lors de chaque essai relatives aux cinq potentiels de pression appliqués $h = -10$ cm, -6 cm, -3 cm, -1 cm et -0.5 cm. Site N°5.....	90
Figure 4e.2 Courbes de rétention $\theta(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec le bac à sable .Site N°5.....	91
Figure 4e.3 Courbes des conductivités hydrauliques $K(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec les méthodes analytiques de WOODING et ANKNEY et <i>al.</i> (1991). Site N°5.....	91

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 Répartition des différentes zones de la wilaya de Tizi Ouzou et leurs vocations.....	18
Tableau.1.2 Pluviométrie moyenne mensuelle et annuelle avec les écarts types et les coefficients de variations correspondants (ONM : 1985-2010).....	19
Tableau 1.3 Etat de l'irrigation dans la wilaya de Tizi Ouzou et dans le haut Sébaou (-) (DSA.2010)	22
Tableau.1.4 Effectifs d'élevages dans la wilaya de Tizi Ouzou et dans le haut Sébaou (2008-2009)	23
Tableau 1.5 Les unités industrielles dans la wilaya de Tizi Ouzou (Agence National du de l'Investissement : ANDI.2013).....	24
Tableau 4a.1 Coordonnées géographiques, analyse granulométrique et paramètres physiques du site N°1.....	77
Tableau 4a.2 Paramètres du modèle de (MVG) et leurs intervalles de variations et valeurs des régressions (R^2) obtenues par inversion numérique avec le logiciel HYDRUS-2D. Site N°1.....	78
Tableau 4a.3 Valeurs des conductivités hydrauliques et des teneurs en eau obtenues par inversion numérique (INV), comparées respectivement aux valeurs obtenues avec les méthodes analytiques (AN) de WOODING et d'ANKENY et les mesures au laboratoire (Lab) sur le bac à sable. Site N°1.....	78
Tableau 4a.4 Paramètres optimisés du model (MVG) selon les humidités initiales mesurées: minimale (θ_{\min}), moyenne (θ_{moy}) et maximale (θ_{\max}) et leurs coefficients de variations correspondants (CV). Site N°1.....	79
Tableau 4b.1 Coordonnées géographiques, analyse granulométrique et paramètres physiques du site N°2.....	80
Tableau 4b.2 Paramètres du modèle de (MVG) et leurs intervalles de variations et valeurs des régressions (R^2) obtenues par inversion numérique avec le logiciel HYDRUS-2D. Site N°2.....	81
Tableau 4b.3 Valeurs des conductivités hydrauliques et des teneurs en eau obtenues par inversion numérique (INV), comparées respectivement aux valeurs obtenues avec les méthodes analytiques (AN) de WOODING et d'ANKENY et les mesures au laboratoire (Lab) sur le bac à sable. Site N°2.....	81
Tableau 4b.4 Paramètres optimisés du model (MVG) selon les humidités initiales mesurées: minimale (θ_{\min}), moyenne (θ_{moy}) et maximale (θ_{\max}) et leurs coefficients de variations correspondants (CV). Site N°2.....	82

Tableau 4c.1	Coordonnées géographiques, analyse granulométrique et paramètres physiques du site N°3.....	83
Tableau 4c.2	Paramètres du modèle de (MVG) et leurs intervalles de variations et valeurs des régressions (R^2) obtenues par inversion numérique avec le logiciel HYDRUS-2D. Site N°3.....	84
Tableau 4c.3	Valeurs des conductivités hydrauliques et des teneurs en eau obtenues par inversion numérique (INV), comparées respectivement aux valeurs obtenues avec les méthodes analytiques (AN) de WOODING et d'ANKENY et les mesures au laboratoire (Lab) sur le bac à sable. Site N°3.....	84
Tableau 4c.4	Paramètres optimisés du model (MVG) selon les humidités initiales mesurées: minimale (θ_{\min}), moyenne (θ_{moy}) et maximale (θ_{\max}) et leurs coefficients de variations correspondants (CV).Site N°3.....	85
Tableau 4d.1	Coordonnées géographiques, analyse granulométrique et paramètres physiques du site N°4.....	86
Tableau 4d.2	Paramètres du modèle de (MVG) et leurs intervalles de variations et valeurs des régressions (R^2) obtenues par inversion numérique avec le logiciel HYDRUS-2D. Site N°4.....	87
Tableau 4d.3	Valeurs des conductivités hydrauliques et des teneurs en eau obtenues par inversion numérique (INV), comparées respectivement aux valeurs obtenues avec les méthodes analytiques (AN) de WOODING et d'ANKENY et les mesures au laboratoire (Lab) sur le bac à sable. Site N°4.....	87
Tableau 4d.4	Paramètres optimisés du model (MVG) selon les humidités initiales mesurées: minimale (θ_{\min}), moyenne (θ_{moy}) et maximale (θ_{\max}) et leurs coefficients de variations correspondants (CV). Site N°4.....	88
Tableau 4e.1	Coordonnées géographiques, analyse granulométrique et paramètres physiques du site N°5.....	89
Tableau 4e.2	Paramètres du modèle de (MVG) et leurs intervalles de variations et valeurs des régressions (R^2) obtenues par inversion numérique avec le logiciel HYDRUS-2D. Site N°5.....	90
Tableau 4e.3	Valeurs des conductivités hydrauliques et des teneurs en eau obtenues par inversion numérique (INV), comparées respectivement aux valeurs obtenues avec les méthodes analytiques (AN) de WOODING et d'ANKENY et les mesures au laboratoire (Lab) sur le bac à sable. Site N°5.....	90
Tableau 4e.4	Paramètres optimisés du model (MVG) selon les humidités initiales mesurées: minimale (θ_{\min}), moyenne (θ_{moy}) et maximale (θ_{\max}) et leurs coefficients de variations correspondants (CV). Site N°5.....	91

INTRODUCTION GENERALE

L'oued Sébaou prend sa source dans la chaîne des montagnes du Djurdjura et se jette en mer Méditerranée, après un parcours de 97 km. Il draine un bassin versant dont la superficie est de 2500 km². La pluviométrie moyenne annuelle varie, selon l'altitude, entre 1100 mm et 700 mm (Chadrin, 1975 ; ANRH, 2004).

Avant la réalisation du barrage de Taksebt et la dégradation de la nappe suite à l'extraction des sables, ses réserves en eaux souterraines sous forme de nappes libres et semi-captives, localisées principalement dans les basses terrasses, couvraient 80% des besoins en eau des agglomérations de la région. A cet effet il est considéré comme l'un des bassins les plus importants d'Algérie. De par ses conditions climatiques favorables, la nature de ses sols et son potentiel hydrique, la vocation principale de la vallée, est l'agriculture. Les cultures pratiquées sont essentiellement l'arboriculture, les cultures maraîchères et fourragères (Saadi, 1970 ; Bouitta, 1992).

La haute vallée de l'oued Sébaou, objet de la présente étude, est caractérisée par une nappe d'eau libre, de profondeur moyenne de l'ordre de 3 m, dont la réalimentation est directement liée à l'infiltration des eaux des précipitations ruisselées jusqu'aux basses et très basses terrasses. Outre la recharge de la nappe, l'infiltration des eaux superficielles constitue le vecteur par lequel les contaminants sous forme de solutés, peuvent être acheminés vers la nappe et altérer la qualité des eaux.

Ces dernières années, suite à l'extraction excessive des sables au niveau de l'oued Sébaou, on a observé à certains endroits, la mise à nu de la nappe. Elle est devenue ainsi plus vulnérable et plus exposée à la pollution. L'analyse de la qualité de l'eau de certains forages, en période de basses eaux, proches des parcelles où l'usage des engrais azotés est très fréquent, a révélé une teneur en nitrate très élevée (110 mg/l). En plus de cette pollution d'origine agricole, on note celle qui provient des agglomérations dont les eaux usées issues des divers rejets des habitations, des ateliers et des stations de lavages, se déversent par endroit, directement dans le lit du cours d'eau principal sans aucun traitement. Ces multiples rejets sont constatables notamment durant la période sèche qui s'étale du mois de mai jusqu'à au mois d'octobre. L'écoulement dans le lit mineur de l'oued Sébaou est alors très réduit (ANRH, 2004).

Tous les effluents non traités constituent une source de pollution permanente, à la fois pour les eaux de surface, pour les eaux souterraines ainsi que pour les terres agricoles. Il est donc très important d'étudier les processus d'infiltration, notamment dans la zone non saturée, juste en dessous de la surface du sol car elle constitue l'interface à travers laquelle s'effectuent les échanges entre le milieu extérieur et les sols. La prédiction de ce type d'écoulement est généralement basée sur la solution numérique de l'équation aux dérivées partielles de Richards, qui nécessite, en premier lieu, la connaissance des propriétés hydrodynamiques du domaine d'écoulement ainsi que les conditions initiales et aux limites qui caractérisent ce domaine. Ces propriétés hydrodynamiques sont représentées à la fois, par la courbe de rétention en eau qui relie la teneur volumétrique en eau (θ) au potentiel de pression dans le sol (h) et par la courbe de la conductivité hydraulique qui relie la conductivité hydraulique (K) à (h) ou (θ).

Il existe dans la pratique plusieurs méthodes d'estimation des propriétés hydrodynamiques des sols, basées sur des mesures *in situ* et au laboratoire. La plupart de ces méthodes sont longues à mettre en œuvre et coûteuses, notamment celles relatives à la mesure de la conductivité hydraulique des sols de fines textures (van Genuchten *et al.*, 1985). Il est à noter que ces propriétés présentent souvent des variations dans l'espace et dans le temps. Cela peut être traduit par plusieurs facteurs tels que l'hétérogénéité de la surface du sol, le travail du sol en agriculture, le gonflement et le retrait des sols fins, la dispersion des particules, la formation des croûtes et les changements dans la concentration et dans la composition ionique de la solution du sol (Simunek *et al.*, 1996).

Ces dernières années, un intérêt particulier est porté sur les méthodes de mesures des propriétés hydrodynamiques proches de la saturation ($h > -25$ cm) ; il s'agit de méthodes qui utilisent l'infiltromètre à disque (Perroux *et al.*, 1988 ; Haverkamp *et al.*, 1994, Simunek *et al.*, 1999 ; Ramos *et al.*, 2006). Ce type d'appareil permet d'estimer, *in situ*, l'effet des macropores et des écoulements préférentiels sur le processus d'infiltration. Ce procédé présente l'avantage de fonctionner sur le terrain, sans perturbation du sol et d'être de mise en œuvre rapide. Les flux d'infiltration obtenus au moyen de l'infiltromètre à disque sont généralement analysés en utilisant les modèles analytiques, comme par exemple celui de Wooding (1968), ou un modèle numérique qui consiste à inverser l'équation de Richards (Simunek *et al.*, 1996). Le principe de cette inversion est basé sur la minimisation d'une

fonction objective formulée en termes d'écart entre valeurs mesurées et valeurs optimisées. Cette méthode est itérative et dépend des valeurs initiales des paramètres à optimiser et de la précision souhaitée.

La caractérisation hydrodynamique envisagée a pour objectif d'étudier l'évolution de la conductivité hydraulique et l'humidité des sols de la vallée en fonction de leur potentiel de pression. Autrement dit, elle consiste à établir leurs courbes caractéristiques $K(h)$ et $\theta(h)$. Dans les conditions de non saturation ($h < 0$), les forces prédominantes dans le sol sont les forces capillaires et d'adsorption. Ces dernières dépendent essentiellement de la géométrie des pores, soit de la structure du sol et de la surface spécifique des particules solides, soit de sa texture (Musy et al., 1991). A cet effet, les différents paramètres des modèles mathématiques donnant $K(h)$ et $\theta(h)$, dépendent essentiellement de la texture du sol (pourcentage de sables, de limons et d'argile), de sa densité apparente et parfois de sa teneur en matière organique. Pour cela on a opté pour les textures les plus abondantes, situées dans les basses terrasses, les plus exploitées de la vallée.

Les sites sondés se situent en bordure des parcelles, c'est-à-dire en un lieu non perturbé par les travaux agricoles. Cela suppose que leur structure n'a pas été modifiée. Sur les cinq sites étudiés, trois sont des sols peu évolués, de texture limono-sablo-argileuse, sablo-limoneuse et limono-sableuse. Les deux autres sont des vertisols, de texture limono-silto-argileuse et argileuse.

Les résultats de l'infiltration cumulative mesurée in situ au moyen de l'infiltromètre à disque, en adoptant la méthode multipotentiel d'Ankeny et al. (1991), sont associés à l'humidité finale θ_f , pour établir la fonction objective à minimiser et à l'humidité initiale θ_i , qui constitue une donnée essentielle à l'inversion numérique. Les paramètres à optimiser sont ceux du modèle de MVG (Mualem, 1976, van Genuchten, 1980). Pour cela on a choisi le logiciel HYDRUS-2D (HYDRUS-2D/3D version 1.xx. Code pour l'estimation à deux et à trois dimensions, de l'écoulement de l'eau, de chaleur et de solutés dans les milieux variablement saturés. J. Simunek, M. TH. van Genuchten et M. Sejna, PC-PROGRESS, PRAGUE 2006). Les courbes $K(h)$ ainsi obtenues sont comparées à celles établies au moyen des méthodes analytiques de Wooding (1968) et d'Ankeny et al. (1991). Cependant les courbes $\theta(h)$ sont confrontées à celles mesurées au laboratoire sur le bac à sable.

Ainsi, on a pu établir une caractérisation hydrodynamique des sols de la région, à partir de trois approches : expérimentale, numérique et analytique.

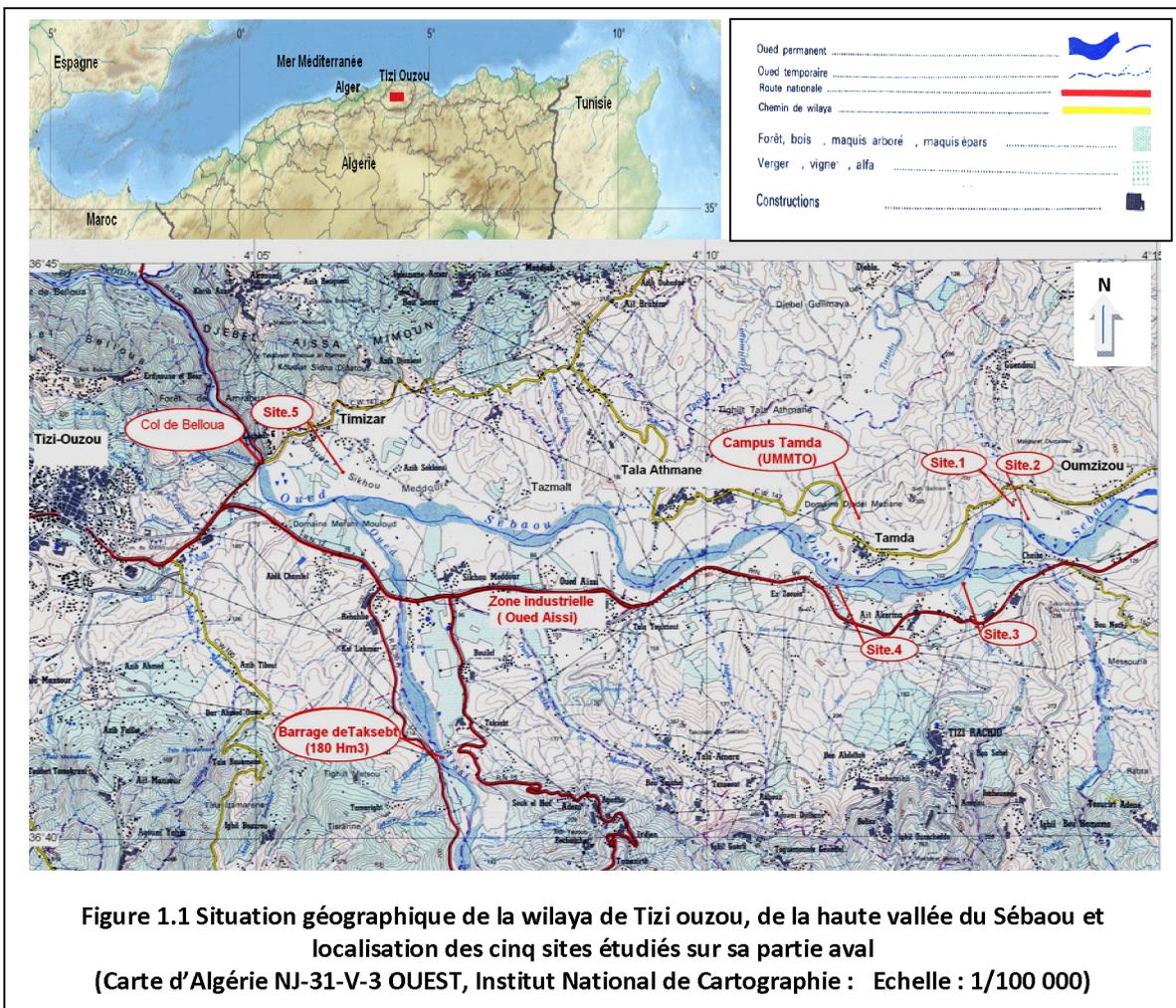
A cet effet on a présenté en premier lieu la région d'étude, dans son contexte global, en s'intéressant au potentiel hydrique, agricole, industriel et à la situation de l'environnement dans la wilaya de Tizi Ouzou. La caractérisation hydrodynamique des sols selon les différentes approches et techniques a été revue. Cependant l'intérêt est porté sur l'infiltromètre à disque, sur la méthode d'analyse en laboratoire avec un bac à sable, sur les méthodes analytiques de Wooding et d'Ankeny et sur l'inversion numérique. Les résultats relatifs aux paramètres physiques et aux infiltrations cumulatives mesurées et leur traitement selon les différentes approches utilisées sont présentés séparément, pour chacun des essais effectués et des sites étudiés. Les paramètres du modèle de Mualem- van Genuchten ainsi obtenus sont analysés et comparés, en tenant compte des hypothèses et des exigences de chacune des méthodes. L'étude est parachevée par une conclusion et des perspectives qui peuvent approfondir d'avantage la caractérisation hydrodynamique des sols de la région.

CHAPITRE 1. LA RÉGION D'ÉTUDE

Avant de présenter la vallée du haut Sébou, objet de cette étude, on s'est intéressé en premier lieu à la wilaya de Tizi Ouzou, dans laquelle elle est localisée. L'intérêt est porté essentiellement sur son relief, son potentiel hydrique, agricole, forestier et industriel, ainsi que sur les infrastructures de protection de l'environnement.

1.1 Présentation de la wilaya de tizi ouzou

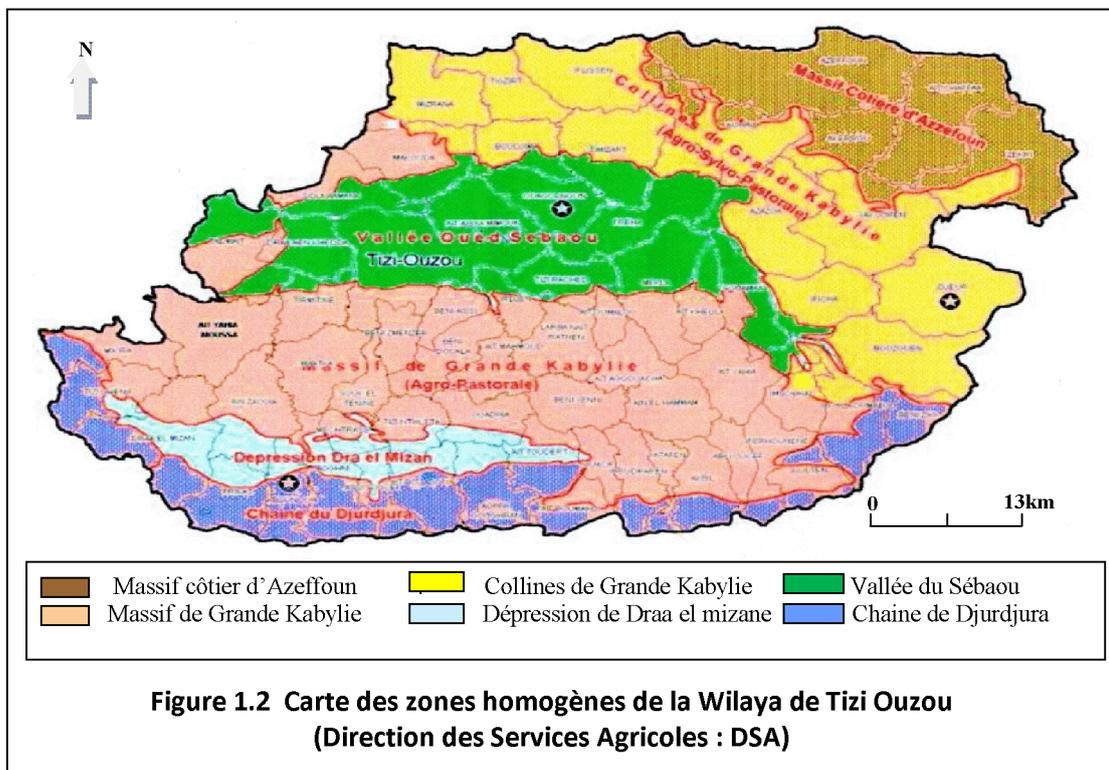
La wilaya de Tizi ouzou est limitée par la mer méditerranée au nord et par les wilayas de Bouira au sud, de Boumerdes à l'ouest et de Béjaia à l'est. Elle s'étale sur une superficie 2958 km². Sa population totale est de 1 127166 habitants, soit une densité de 381 habitants par Km². Les commerces, le transport et les services représentent : 36,84 % des activités, l'administration : 35,60 %, l'industrie : 11,93 %, le BTPH : 10,43 % et l'agriculture : 5, 20 %.



La wilaya de Tizi ousou est caractérisée par un potentiel hydrique considérable, avec une pluviométrie moyenne annuelle de l'ordre 900 mm. Le taux de raccordement au réseau d'AEP est de l'ordre de 90 %, avec une dotation qui a atteint 160 l/hab/jour en 2012 (DHW). Cependant l'alimentation en eau potable n'est pas homogène dans toutes les régions de la wilaya. En ce qui concerne le taux de raccordement au réseau d'assainissement, ce dernier n'est que de 86%. La nature du relief, ainsi que la répartition dispersée des habitations, constitue un inconvénient à la réalisation de réseaux d'assainissement unifié et au traitement des rejets. Leur déversement dans le milieu naturel, sans traitement préalable, constitue une menace à la qualité des eaux des sources et des cours d'eau. La généralisation de l'usage des fosses septiques individuelles et des bassins de filtration et de décantation, pour les agglomérations et villages non raccordés aux stations d'épuration, peut ainsi contribuer considérablement à la protection de l'environnement.

1.1.1 Le relief

Le territoire de la wilaya de Tizi Ouzou est accidenté et montagneux, avec 80% des terres en pente supérieure à 12 %. Sa morphologie fait apparaître 6 grands ensembles naturels (figure 1.2).



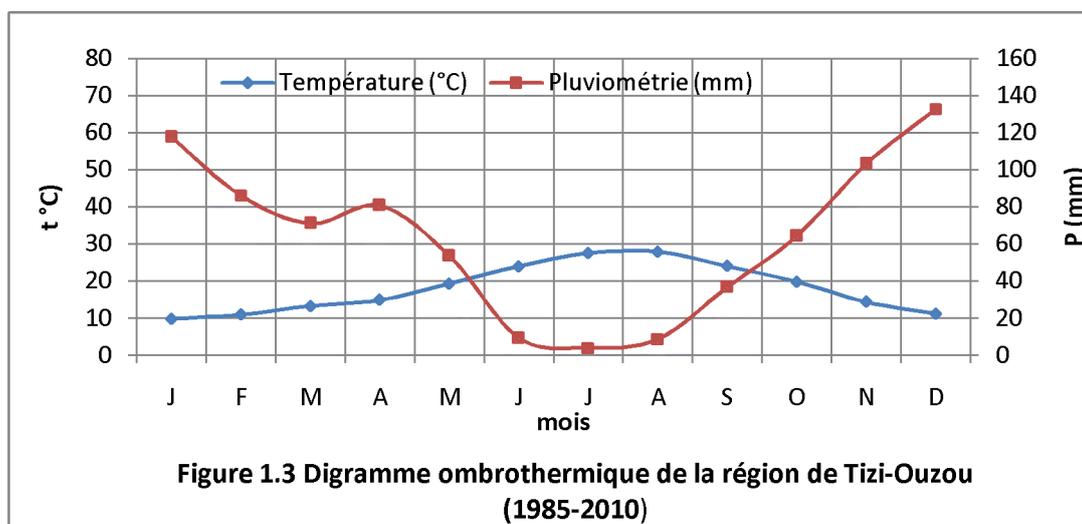
Ainsi on distingue, du nord-est au sud-ouest, le massif côtier d'Azeffoun, les collines de grande Kabylie, la vallée du Sébaou, le massif de grande Kabylie, la dépression de Draa el Mizane et la chaîne montagneuse du Djurdjura. La superficie de chacune de ces zones ainsi que sa vocation est donnée dans le tableau (tableau 1.1).

Tableau 1.1 Répartition des différentes zones de la wilaya de Tizi Ouzou et leurs vocations

Espaces	Zones Agro écologiques	Superficie totale (ha)	%	Vocations
Espace montagneux 230 793 ha	Massif côtier d' Azeffoun	37 300	13	Sylvo-pastorale
	Collines de Grande Kabylie	71 300	24	Agro – Sylvo-pastorale
	Massif de Grande Kabylie	96 063	32	Agro - pastorale
	Chaîne du Djurdjura	26 130	09	Agro – Sylvo-pastorale
Plaine 65 000 ha	Vallée de l'oued Sebaou	50 000	17	Agricole
	Dépression de Draa – El -Mizan	15 000	05	Agricole
TOTAL		295 793	100	

1.1.2 Le Climat

Le climat de la région est méditerranéen tempéré, caractérisé par un hiver pluvieux et frais et un été sec et chaud. La période sèche s'étale généralement de la fin du mois de mai jusqu'au début du mois d'octobre, comme le montre le digramme ombrothermique (figure 1.3). La pluviométrie est variable selon l'altitude. Elle est de l'ordre de 1100 mm dans la chaîne montagneuse du Djurdjura et de 700 mm dans la vallée à Tizi-Ouzou (tableau 1.2).



Cette pluviométrie est très irrégulière et mal répartie. Entre les mois de mai et septembre, on n'enregistre que 15% de la pluie annuelle. Le recours à l'irrigation utilisant les eaux de surface et souterraines est donc indispensable pendant cette période. Les variations de la pluie durant les mêmes mois, d'une année à l'autre, sont importantes. Les coefficients de variation CV se situent entre 50 et 150% (tableau 1.2).

Tableau 1.2 Pluviométrie moyenne mensuelle et annuelle avec les écarts types et les coefficients de variations correspondants (ONM : 1985-2010)

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Moyenne (mm)	117,8	86,2	69,7	80,8	53,7	9,4	4,0	8,7	36,9	64,4	98,0	130,2	759,9
Ecart-type	80,5	66,0	59,4	53,5	49,2	10,7	5,9	11,0	33,3	52,5	59,5	73,4	193,8
CV (%)	68,4	76,5	85,2	66,1	91,6	113,5	146,9	126,0	90,2	81,5	60,8	56,4	25,5
% de pluie	15,3	11,2	9,1	10,5	7,0	1,2	0,5	1,1	4,8	8,4	12,7	16,9	

1.1.3 Les ressources hydriques

Le réseau hydrographique renferme deux grands bassins versants à savoir le bassin de l'oued Sébaou et le bassin côtier. Avec une pluviométrie moyenne de 900 mm/an, la wilaya de Tizi Ouzou possède un potentiel hydrique considérable en eau de surface et souterraine. Toutefois les capacités de mobilisation restent insuffisantes. L'hydrologie de la région est dominée par l'oued Sébaou qui recueille, à travers ses affluents, l'essentiel des eaux en provenance du Djurdjura et de la chaîne côtière.

1.1.3.1 Les eaux de surfaces

Le débit annuel des eaux de surface à l'embouchure de l'oued Sébaou, en mer méditerranée, sur une période d'observation de 31 ans, est de l'ordre de 1 milliard de m³ (Chadrin, 1975). Dans le haut Sébaou (station de Belloua), il avoisine 695 hm³. Cependant le volume mobilisé, dans la wilaya de Tizi Ouzou, au moyen des barrages, retenues collinaires et sources, n'est que de l'ordre de 192 hm³ (environ 28 % des écoulements superficiels, juste dans le haut sébaou). Le nombre de barrages (> 1 hm³) est de 4 : Taksebt (180 hm³), Djebba (3 hm³), Draâ el Mizane (1.5 hm³), Ain zaouia (1.4 hm³). Le volume alloué à la Wilaya de Tizi Ouzou, à partir du barrage de Taksebt, est de 65 hm³/an, destinés à alimenter 38 centres urbains et 750

villages représentant 920 000 habitants repartis sur l'axe Azazga – Tizi Ouzou - Draâ Ben Khedda – Tadmait, en plus des communes du flanc nord de la wilaya. On note également le barrage de Tizi N'tlatha en cours de réalisation d'une capacité de 98 hm³ et le barrage de Sidi khelifa à Azzefoun de 21.4 hm³, en instance de réalisation. En ce qui concerne les retenues collinaires, on dénombre 79 retenues qui mobilisent environ 6 hm³, destinées essentiellement à l'irrigation. On dénombre également 121 sources importantes, dont le débit global reste à déterminer. Elles sont situées en majeure partie sur le flanc nord du Djurdjura et renforcent l'AEP des villages avoisinants. Il existe une seule station de dessalement de l'eau de mer, située à Tizirt, d'une capacité de 0,40 hm³/an.

1.1.3.2 Les eaux souterraines

Les réserves en eau souterraines sont sous forme d'une nappe libre dans le haut Sébaou et de nappes libres et semi-captive dans le bas Sébaou, localisées essentiellement au niveau de la vallée. Elles sont réalimentées directement par l'infiltration des eaux dans l'oued Sébaou, ainsi que par les infiltrations depuis les bordures de la vallée vers son centre. Les écoulements souterrains, toujours selon la même période d'observation (Chadrin, 1975), sont estimés à 550 hm³/an à l'embouchure et à 300 hm³/an, dans le haut Sébaou (Belloua). Ces ressources souterraines exploitées dans l'AEP, l'irrigation et l'industrie, au moyen de 220 forages qui offrent à eux seuls l'équivalent de 85 hm³/an. Une autre partie est extraite avec des puits, dont le nombre dépasse 1200 puits, destinés essentiellement à l'irrigation. Ce potentiel précieux d'eau souterraine a été considérablement dégradé, suite à l'extraction excessive des sables, ce qui a engendré par endroit la mise à nu de la nappe. Ainsi cette dernière est devenue plus vulnérable et plus exposée aux différentes sources de pollution, dont les rejets ne sont parfois même pas traités (ANRH 2004).

1.1.4 L'Agriculture

La répartition des zones agro-écologiques (tableau 1.1) montre que les plaines agricoles se limitent à la vallée du Sébaou et à la dépression de Dra-El-Mizane, qui représentent que 20% du territoire de la wilaya (sans tenir compte de la petite plaine côtière d'Azeffoun).

La surface agricole utile (SAU) est de l'ordre de 98 842 ha ; c'est l'équivalent de 33% de la superficie totale de la wilaya et juste 38% de l'ensemble des terres affectées à l'agriculture (258 253 ha). On dénombre 66650 exploitations agricoles, soit une moyenne 1.5

ha/exploitation. Le secteur privé détient 98 % des exploitations qui représentent 91 % de la SAU. Ce morcellement extrême de la SAU constitue une entrave à tout projet d'intensification et de modernisation de l'agriculture dans la région (Direction Des Services Agricoles de la Wilaya de Tizi Ouzou : DSA.2010).

L'agriculture pratiquée est caractérisé par une polyculture à dominance oléicole et élevage. En raison de son caractère montagneux la SAU est dominée par l'arboriculture (oliviers et figuiers principalement) à concurrence de 45 432 hectares soit 46 % de son espace total. Les autres cultures sont représentées par les cultures fourragères (30,46%), le maraîchage (5,8%) les légumes secs (0,77%) et la viticulture (1,524%).

Les terres facilement irrigables se situent principalement dans la vallée du Sébaou (7050ha), dans le couloir de Draa-El-Mizan (3211 ha) et dans la plaine d'Azeffoun (1000 ha). Les ouvrages, le nombre d'irrigants ainsi que les techniques d'irrigation utilisées sont donnés dans le tableau (tableau 1.3). On ne constate que 7% de la SAU qui est irriguée.

La surface irriguée dans le haut Sébaou est de l'ordre de 43 % de la surface totale irriguée dans la Wilaya. Le pompage dans les cours d'eau (au fil d'eau), notamment dans l'oued Sébaou et ses affluents, couvre plus de 70 % des besoins en eau d'irrigation.

La technique d'irrigation la plus répandue est l'aspersion, souvent par rampes mobiles, ainsi que le gravitaire ; cependant la micro irrigation (le goutte à goutte) est très limitée. Cette dernière technique, comme son nom l'indique, constitue justement une alternative pour la gestion rationnelle des ressources hydriques et des terres d'une part et l'amélioration des rendements et la qualité des produits agricoles d'autre part, notamment en maraîchage et en arboriculture.

L'irrigation n'est donc pas très modernisée, cela s'explique par la limitation ou l'inexistence dans la plus part des exploitations agricoles d'outils de pilotage des irrigations, nécessaires à l'estimation des doses, à l'établissement des calendriers d'arrosage, au dimensionnement des réseaux et au choix des équipements. Cela nécessite de prendre en considération les caractéristiques des parcelles (dimensions, type de sols, topographie), les exigences des cultures à irriguer et les données climatiques de la région (pluie efficace, ETP). Ce qui est indispensable pour améliorer les rendements agricoles, tout en préservant les ressources en eau et les sols de la région.

Les ouvrages présentés dans le tableau (tableau 1.3) sont ceux exploités en irrigation. Le barrage de Taksebt d'une capacité de 180 hm³, situé dans le haut Sébaou, n'est pas pris en considération, étant donné que ce dernier est destiné à l'alimentation en eau potable.

Tableau 1.3 Etat de l'irrigation dans la wilaya de Tizi ousou et dans le haut Sébaou en particulier (-) (DSA.2010)

ouvrages	Nombre	Nombre d'irrigant	Volume d'eau utilisé (hm ³)	Superficie irriguée (ha)
Barrages	3 (1)	123	2.4	600 (45,5)
Retenues collinaires	79 (19)	309	3	740 (465,8)
Forages	89 (17)	103	2.3	578 (55)
Puits	1175 (237)	1062	4.7	1168 (130,88)
Au fil d'eau	234 81	877	11.7	2925 (1924,8)
Source	304 (6)	372	0.4	95 (2)
Total			24.5	6106 (2623,98)
Techniques d'irrigation	Gravitaire	Aspersion	Goutte à goutte	
Superficie (ha)	1206 (329,83)	4500 (2231,59)	400 (35)	

En ce qui concerne l'élevage II, il est dominé par l'aviculture, le bovin et l'ovin comme le montre le tableau (tableau 1.4).

La production agricole dans la wilaya est accompagnée par un certain nombre d'infrastructures. On dénombre les unités d'appui et de service suivantes :

- 01 Abattoirs et 18 Tueries ruminants de capacité 415 têtes/j ;
- 04 Abattoirs et 12 Tueries avicoles de capacité 3900 sujets/h ;
- 10 Laiteries de capacité 624 200 l/j ;
- 405 Huileries dont 96 de type moderne ;
- 50 Chambres froides de capacité 32 0000 m3 ;
- 26 Collecteurs de lait pour une capacité de 70 000 L/J ;
- 17 Centres de collecte d'une capacité de 54 200 L/J.

Tableau 1.4 Effectifs d'élevage dans la wilaya de Tizi ousou et dans le haut Sébaou (DSA : 2008-2009)

Toute la Wilaya		haut Sébaou
Nature	Nombre	
Bovin dont vaches laitières	90908	38854
	39424	
Ovin dont brebis	164695	45970
	61523	
Caprin dont chèvres	51789	6409
	24051	
Aviculture chair	6 818	
	860	
Aviculture ponte	531 378	
Lapins	11441	
Dinde	13980	
Caille	58460	
Apiculture RP	90 550	

1.1.5 Les forêts

La forêt joue un rôle considérable dans l'équilibre environnemental, par la protection des terres des glissements et de l'érosion, par la régulation du régime des eaux et surtout par la purification de l'air. Elle représente l'habitat naturel de beaucoup d'espèces animales (sanglier, mangouste, chacal, genette, lièvre, perdrix, le merle et le singe). Sur une surface totale de la wilaya de 295 800 ha, les forêts occupent 114 000 ha dont 47000 ha de forêts et 67000ha de maquis, soit un taux de boisement de 38%. La forêt fait partie également des richesses nationales : elle permet une production de liège qui, pour la seule wilaya de Tizi Ouzou, oscille autour de 6880 quintaux (moyenne des 23 dernières années) et une production de bois (principalement le bois de chauffage) dont le volume tourne au tour de 5500 m³/an et sert beaucoup plus aux besoins des riverains. Les principaux massifs forestiers de la wilaya de Tizi Ouzou sont : le parc du Djurdjura (ce parc fait partie du patrimoine mondial de la biodiversité : Faune et Flore), l'Akfadou, Béni Ghobri, Tamgout, Aït Ouabane et Beni Djenad. Il est à noter qu'une moyenne de 200 ha/année de ces forêts et maquis sont perdus à cause des incendies enregistrés ces dernières années (Conservations de Forêts de la wilaya de Tizi Ouzou).

1.1.6 L'industrie

Le foncier industriel à Tizi ousou se résume en une zone industrielle opérationnelle, sise à oued Aissi, et 17 zones d'activités réparties sur la wilaya (Agence Nationale du développement de l'Investissement ; ANDI. 2013).

L'activité industrielle est dominée par quatre unités de production d'importance nationale implantées tout le long de la vallée du Sébaou :

- Le complexe ENIEM à Oued-Aissi, spécialisé dans le domaine de l'électroménager (cuisinières, réfrigérateurs, congélateurs et climatiseurs),
- L'unité SPA Electro-Industriel (Ex ENEL) implantée à Fréha assurant la production de moteurs /alternateurs, transformateurs et groupes électrogènes,
- L'unité cotonnière S/PA complexe textile de Drâa-Ben-Khedda pour la fabrication de tissus,
- L'unité de meubles de Taboukert (Cne de Tizi-Rached),
- La laiterie de Draa-Ben-Khedda.

On note également plusieurs autres unités de productions (tableau 1.5), spécialisées notamment dans : l'agro-alimentaire, les matériaux de construction, l'industrie chimique et pharmaceutique.

Tableau 1.5 Les unités industrielles dans la wilaya de Tizi ousou (Agence National du Développement de l'Investissement : ANDI. 2013)

Branches d'activités	Secteur public		Secteur privé		Total public /privé	
	Effectif employé	Nombre d'unité	Effectif employé	Nombre d'unité	Effectif employé	
Industrie agroalimentaire	4	340	44	1 942	48	2 282
Industrie chimique pharmaceutique	1	82	20	579	21	661
Industrie matériaux et construction	3	164	22	765	25	929
Industrie textiles et cuirs	5	1 031	9	218	14	1 249
ISMMEE *	5	3 562	9	695	14	4 257
Industrie bois, papier et Imprimerie	1	417	4	143	5	
Autres	3	1 098			3	1 098
Total	22	6 694	108	4 342	130	10476

(*ISMMEE : Industries Sidérurgiques, Métalliques, Mécaniques, Electriques et Electroniques)

1.1.7 La protection de l'environnement

Les agglomérations abondantes et les différents secteurs d'activité, cités ci-dessus, constituent des sources de pollution potentielle, aux sols et aux réserves hydriques de la région, notamment ceux qui sont proches de l'oued Sébaou ou de l'un de ses affluents et qui ne sont pas équipés ou raccordés à une unité de traitement. Parmi les infrastructures de traitement des eaux usées, en exploitation dans la wilaya de Tizi Ouzou, on dénombre 4 STEP (Station d'ÉPuration des eaux usées) d'une capacité globale de 172 000 eq/hab :

- STEP Est Tizi-Ouzou Pont de Bougie d'une capacité de 120 000 eq/hab,
- STEP Ouest Tizi-Ouzou Boukhalfa d'une capacité de 25 000 eq/hab,
- STEP Tadmait d'une capacité de 13 500 eq/hab,
- STEP Boghni d'une capacité de 13 500 eq/hab.

On note aussi, 4 STEP en cours d'achèvement :

- Extension de la STEP de Tigzirt de 5 000 eq/hab vers 15 000 eq/hab,
- Extension de la STEP d'Azeffoun de 5 000 eq/hab vers 20 000 eq/hab,
- Extension de la STEP de DBK de 25 000 eq/hab vers 50 000 eq/hab,
- STEP Draâ El Mizan d'une capacité de 30 000 eq/hab.

En plus de ces STEP, il existe 24 bassins de décantation et 210 bassins de filtration. La longueur du réseau d'assainissement est de 3042 km, avec un taux de raccordement estimé à 86%.

Les déchets ménagers générés dans la wilaya de Tizi Ouzou sont estimés à 400 000 tonnes/an qui ne dispose que de 3 centres d'enfouissement technique (CET) opérationnels depuis 2009 : celui de oued Falli à Tizi-Ouzou qui prend en charge les déchets de 10 communes, de Draa El Mizane (6 communes) et de Ouacifs (5 communes). L'ensemble de ces CET traite l'équivalent de 130 000 tonnes/an, ce qui ne représente que 33% de la totalité des déchets ménagers rejetés annuellement dans la wilaya (Direction de l'Environnement).

1.2 La vallée du haut Sébaou.

La haute vallée de l'oued Sébaou est située dans la partie presque centrale de la wilaya de Tizi Ouzou (figure 1.1. et figure1.2). Elle s'étale de Boubron à l'amont jusqu' au col de Belloua à l'aval, sur une longueur de 30 km, avec une largeur qui varie entre 0,8 et 3 km. Elle occupe la

plus grande partie de la vallée du Sébaou dont la superficie est estimée à 50 000 ha. Elle constitue avec la dépression de Draa el Mizane les uniques plaines agricoles de la région. Elle est caractérisée par un potentiel hydrique et agricole important. Cependant c'est à son niveau qu'on trouve les unités industrielles les plus importantes (ENIEM, ENEL, l'abattoir avicole de Taboukert et Leader Meuble : SNLB), ainsi que d'autres unités d'agroalimentaire, de matériaux de construction et d'autres activités. Elle est entourée des agglomérations, parmi les plus peuplées de la wilaya (Tizi ousou, Tizi Rached, Ouagnoun, Mékla et Fréha). Par conséquent la vallée du Haut Sébaou est très exposée à la pollution d'origine urbaine, agricole et industrielle.

1.2.1 La répartition des sols

De l'étude de la géologie et de la géomorphologie de la région, il découle que les différentes plaines alluviales ont été formées par la mise en place de dépôts de matériaux divers issus des roches cristallines du socle kabyle et des assises marneuses entourant les plaines du Sébaou. Les différentes phases d'alluvionnement ont façonné des terrasses étagées sur lesquelles des sols se sont développés (figure 1.4, figure 1.5 et figure 1.6).



Figure 1.4 Photo de la vallée du haut Sébaou dans la partie centrale du terrain d'étude (Taboukert) : fond de vallée avec les terrasses étagées.

Les alluvions récentes et actuelles observables dans le lit mineur et le lit majeur de l'oued Sébaou présentent des matériaux grossiers (cailloux et galets) et fins (sables et limons) apportés par les crues du Sébaou. Sur ces alluvions on observe des sols minéraux bruts peu évolués.

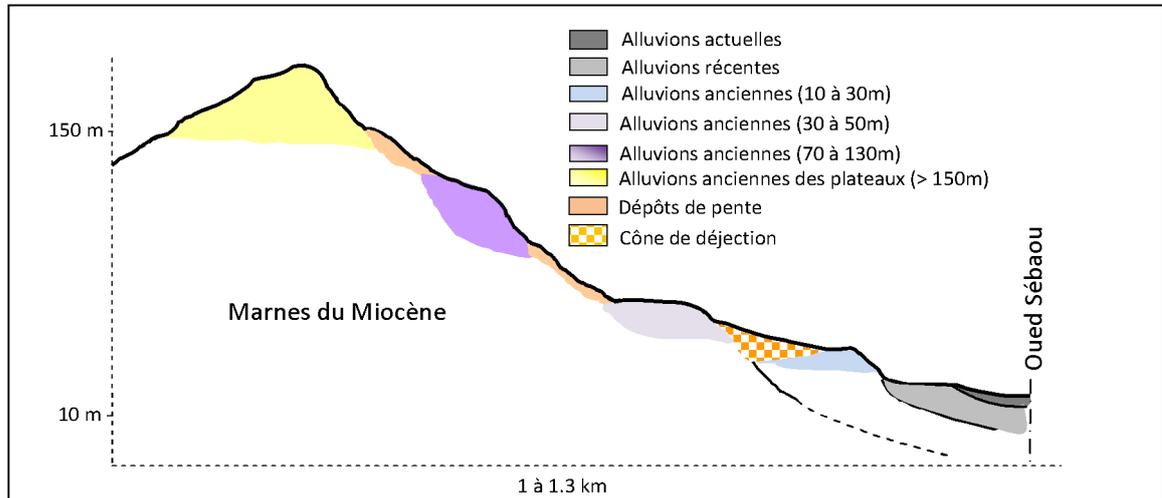


Figure.1.5. Coupe très schématique montrant la disposition des terrasses dans la haute vallée du Sébaou, d'après Y.Chadrin 1975

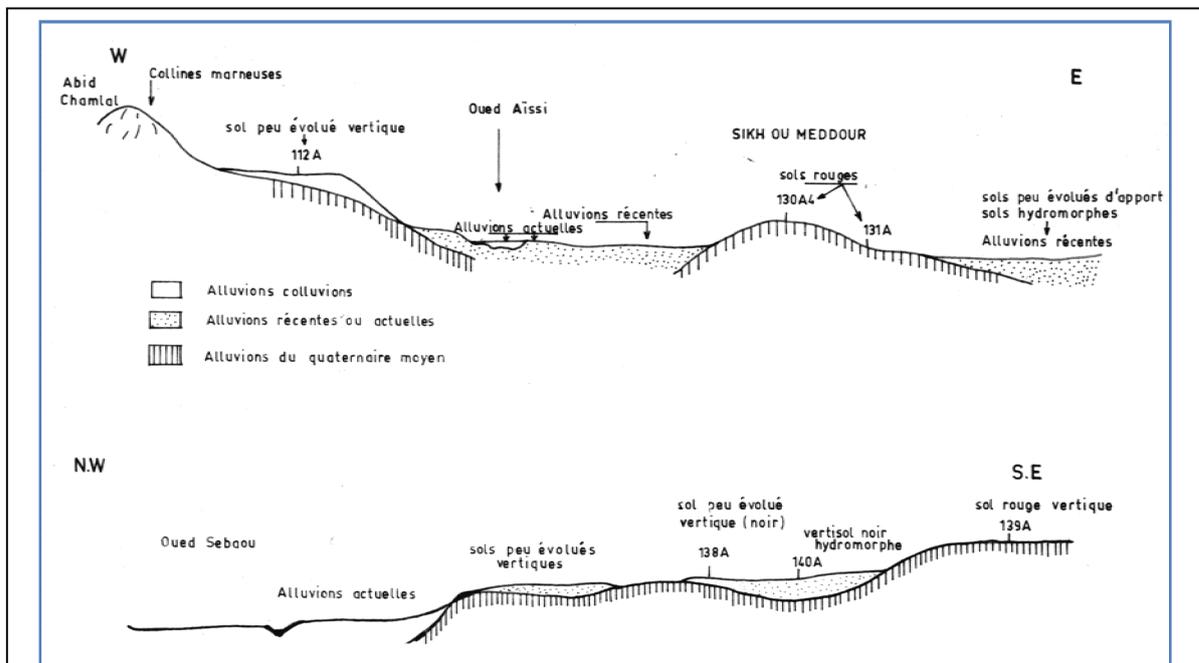


Figure 1.6 Répartition des sols selon les terrasses à l'extrémité aval de la vallée du haut Sébaou (Coupe transversale schématique. Saadi, 1970)

La terrasse récente est formée par des sables fins à moyens, sur lesquels les sols sont peu évolués. Les premiers niveaux de terrasse (10 à 30 m au dessus de l'oued sébaou) présentent une formation plus marneuse (ce qui explique leur fort pourcentage d'argile) et des sols lourds peu évolués vertiques et vertisols. Quant aux terrasses supérieures (> 30 m), elles sont caractérisées par des sols hydromorphes à pseudo-gley, des vertisols et des sols lessivés (figure 1.6). Leur texture est argileuse. Ces dernières terrasses sont réparties d'une manière irrégulière dans l'espace, contrairement à la basse terrasse qui constitue une unité continue le long de l'oued. Elles occupent des surfaces limitées (Saadi, 1970 ; Chadrine, 1975 ; Benhassaine, 1980).

Ainsi tous ces éléments constituent une partie, de la toposéquence de la région d'étude qui est influencée par l'activité humaine relative à l'aménagement des terres agricoles, à l'urbanisation, au déblaiement et au remblaiement suite à l'extraction des sables dans l'oued Sébaou et au déversement des terres et des débris d'origine diverse (ANRH, 2004).

1.2.2 Les ressources en eau

La superficie globale du bassin versant du haut Sébaou, depuis les montagnes du Djurdjura jusqu'à son embouchure au col de Belloua, est estimée à 1490 km². Il est drainé par l'oued Sébaou et ses affluents (Rabta et oued Aissi sur la rive gauche, Dis et Tamda sur la rive droite). Les précipitations sont relativement conséquentes et varient selon l'altitude, entre 1100 mm et 700 mm. Les débits annuels mesurés au niveau de son extrémité aval (col de Belloua) sont de l'ordre de 695 hm³ pour les écoulements superficiels et de 300 hm³ pour les écoulements souterrains. Il est à noter que ces débits dépendent considérablement de la pluviométrie. Les données disponibles, relatives à la réalisation du barrage de Taksbet, situé sur l'un des affluents principaux de l'oued Sébaou (l'oued Aissi), montrent que la pluviométrie moyenne annuelle sur une série de 71 ans (1913-1984) est de l'ordre de 958 mm et l'apport moyen annuel, juste de cet affluent, est estimé à 196 hm³. Ce qui peut justifier l'importance de l'écoulement superficiel à l'embouchure du haut Sébaou. Cependant en ce qui concerne l'écoulement souterrain, ce dernier a subi une importante modification, suite à dégradation considérable de la nappe libre, engendrée par l'extraction excessive de ses alluvions.

La haute vallée de l'oued Sébaou correspond à une dépression synclinale, occupée par des marnes du miocène inférieur qui constituent le substratum sur lequel repose les dépôts alluvionnaires des terrasses étagées (figure 1.5 et figure 1.6). La première et la seconde terrasse constituent les niveaux 10 et 30 m d'altitude relative et dominant la plaine alluviale dans laquelle s'incise l'oued Sébaou qui la parcourt de l'est vers l'ouest (figure 1.1). Sous cette plaine, on distingue une seule nappe aquifère. L'épaisseur du remplissage alluvial, dans la partie centrale de cette plaine, varie de 9 m à 20 m de l'amont à l'aval. C'est elle qui donne lieu à une extraction de sables. Son niveau piézométrique se situe entre 0.4 et 5.7 m de la surface du sol. Cette dernière est alimentée essentiellement par les infiltrations des eaux superficielles dans l'oued Sébaou et dans la plaine.

Dans les terrasses supérieures, les aquifères sont de faible importance et de faible perméabilité. Ils donnent naissance à des petites sources alimentées seulement par l'infiltration des eaux des précipitations. Les formations aquifères de la vallée sont composées essentiellement de sables, de graviers et de galets (Chadrin, 1975 ; Djemai, 1985; ANRH, 2004). Les débits de l'oued Sébaou sont directement liés aux pluies efficaces, comme le montre l'étude réalisée par Dechimi et *al.* (1994) sur l'un de ses affluents : l'oued Dis.

CHAPITRE 2. HYDRODYNAMIQUE EN MILIEU NON SATURÉ : REVUE

La zone non saturée d'un sol représente le domaine physique formé par ses couches superficielles, interagissant d'une part avec l'atmosphère et d'autre part avec les aquifères. Elle constitue le lieu où s'effectue le stockage de l'eau (réserve utile) et des substances nutritives pour les plantes et où se produit l'essentiel des transferts relatifs à l'évaporation, à l'infiltration et à la recharge des nappes à surface libre. Elle est également le siège de transformations biologiques, physiques et chimiques des éléments minéraux et organiques. A cet effet, l'étude des transferts dans cette zone est d'une grande importance dans le traitement des problèmes liés aux sciences environnementales telles que l'hydrologie, l'hydrogéologie, l'agronomie, la climatologie et le génie civil (Vauclin, 1994).

Le recours au calcul numérique dans l'étude des transferts, dans la zone non saturée du sol, a connu un essor important durant ces dernières décennies. Cela revient d'une part au développement rapide de la puissance des ordinateurs et d'autre part à des innovations dans les techniques numériques. Cela a permis aux modèles qui simulent les transferts d'eau, de solutés, de chaleur dans le sol, d'être de plus en plus performants. Cependant le fonctionnement de ces modèles et leur fiabilité dépend essentiellement de la quantification des paramètres hydrodynamiques et de la précision de l'approche utilisé.

Le sol est un système naturel polyphasique, caractérisé par la complexité de l'arrangement géométrique de ses particules constitutives. Par conséquent aucun modèle mathématique ne saurait le représenter d'une manière tout à fait correcte et précise. Il n'existe pas de modèle purement physique qui représente le sol, mais seulement des modèles conceptuels et à base physique. Le sol est considéré comme un ensemble de capillaires cylindriques, reliés entre eux et dans lesquels l'eau est présente ou non, en fonction de son potentiel matriciel h . Ainsi, à partir de cette interprétation schématique du sol, il est possible de simuler des transferts d'eau qui s'exercent sous l'effet des gradients de pression (Schneider, 2009).

L'écoulement dans le sol non saturé est un problème continu, traduit par l'équation différentielle aux dérivées partielles de Richards (1931). Sa résolution nécessite en premier lieu la formulation de deux fonctions mathématiques $K(h)$ et $\theta(h)$ qui représentent

respectivement la conductivité hydraulique K et la teneur en eau volumique θ , en fonction du potentiel matriciel h .

Ainsi donc le comportement hydrodynamique dans un sol non saturé se décrit par deux représentations graphiques, à savoir la courbe de rétention en eau $\theta(h)$ et la courbe de conductivité hydraulique $K(h)$. Pour cela, de nombreux auteurs ont proposé des fonctions pour la description de $K(h)$ et $\theta(h)$: Burdine (1953), Wille et Gardner (1958), Millington et Quirk (1961), Brooks et Corey(1964), Mualem (1976), Van Genuchten (1980), Vogel et Císlarová (1988). Ces fonctions contiennent des paramètres sous forme de coefficients empiriques qui ne peuvent être mesurés directement. Ils nécessitent des calculs, soit par un ajustement de type moindre carré opéré sur un jeu de données expérimentales, soit par une technique dite d'inversion. L'inversion consiste à modéliser l'expérience avec différentes combinaisons de paramètres et à retenir celle qui permet de décrire le mieux les résultats expérimentaux. Cette démarche présente l'avantage de donner des jeux de paramètres plus cohérents, car tous ces paramètres sont estimés dans une même procédure et permettent de reproduire ainsi correctement l'événement modélisé.

Les données expérimentales exploitées dans la caractérisation hydrodynamique des sols, issues des mesures sur terrain et/ou en laboratoire, sont obtenues au moyen de multitude d'appareils et d'équipements particuliers. Le traitement des résultats de ces mesures nécessite le recours à des développements mathématiques bien définis. Leur présentation d'une manière détaillée ne fait pas partie des objectifs de cette étude. A cet effet on s'est limité, dans ce chapitre, à une description succincte des méthodes les plus utilisées. L'intérêt est porté essentiellement sur l'infiltromètre à disque, sur le bac à sable et sur l'inversion numérique, qui constituent les outils adoptés dans la cadre de ce travail. Ces derniers sont décrits dans le chapitre suivant : matériels et méthodes.

2.1 L'équation de Richards (1931)

Cette équation générale des écoulements en milieu non saturé, est issue d'une combinaison de la loi de Darcy étendue aux milieux non saturés et de l'équation de continuité. Elle traduit le flux d'eau dans un milieu poreux variablement saturé :

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (1)$$

où θ est la teneur en eau volumique du sol [-], h est le potentiel matriciel [L], q est le flux [L T⁻¹], t est le temps [T], z est la coordonnée verticale [L] (positive vers le haut).

La loi de Darcy exprime la relation qui existe entre le flux et le gradient hydraulique :

$$q = -K(h) \frac{\partial \Phi}{\partial z} \quad (2)$$

où K est la conductivité hydraulique [L T⁻¹], et Φ est le potentiel hydraulique [L] ou la charge hydraulique totale : $\Phi = h + z$. Dans le cas où le sol est isotrope (conductivité hydraulique K est constante), l'équation de Richards à trois dimensions s'écrit :

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K(h) \frac{\partial (h + x_i)}{\partial x_i} \right) \quad (3)$$

où x_i ($i=1,2,3$) sont les coordonnées spatiales.

La résolution de cette équation nécessite donc, en premier lieu, une présentation mathématique des fonctions $K(h)$ et $\theta(h)$, qui sont respectivement la conductivité hydraulique du milieu et la teneur en eau volumique, en fonction du potentiel matriciel h .

2.2 Les modèles paramétriques

Le choix du modèle mathématique des paramètres associés et de la méthode d'estimation, pour décrire les fonctions $\theta(h)$ et $K(\theta)$, sont très déterminants. Ils ont un impact direct sur les résultats et la précision de la modélisation numérique des transferts d'eau dans le sol. Cette dernière dépend également de la représentativité spatiale des mesures des paramètres hydrodynamiques (nombre et espacement des points échantillonnés) et du transfert d'échelle, à partir de mesures locales vers une échelle supérieure, celle d'une parcelle ou d'un bassin versant, par exemple (Vereecken et al., 2007).

Il existe deux groupes principaux de modèles permettant d'établir les relations $\theta(h)$ et $K(\theta)$. Le premier se base sur une généralisation de l'approche de Kozeny, pour lequel la conductivité hydraulique relative K_r dépend du taux effectif de saturation S_e :

$$K_r = \frac{K}{K_s} = S_e^b \quad (4)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (5)$$

où K_s est la conductivité hydraulique à saturation [$L T^{-1}$], b est un coefficient qui varie entre 3 et 3,5 selon le sol, θ_r et θ_s sont les teneurs en eau volumique résiduelle et à saturation, respectivement.

Le second groupe de modèles, dits modèles statistiques, utilise une relation $\theta(h)$, teneur en eau en fonction du potentiel matriciel, pour calculer la fonction $K(\theta)$. Il comprend, entre autres les modèles de Burdine (1953), Wille et Gardner (1958), Millington et Quirk (1961), Mualem (1976) et van Genuchten (1980). Ces modèles se différencient essentiellement par les hypothèses sur l'interconnectivité des pores et la tortuosité qui schématisent l'arrangement, souvent complexe, des particules du sol.

2.2.1 Modèle de Mualem - van Genuchten (MVG)

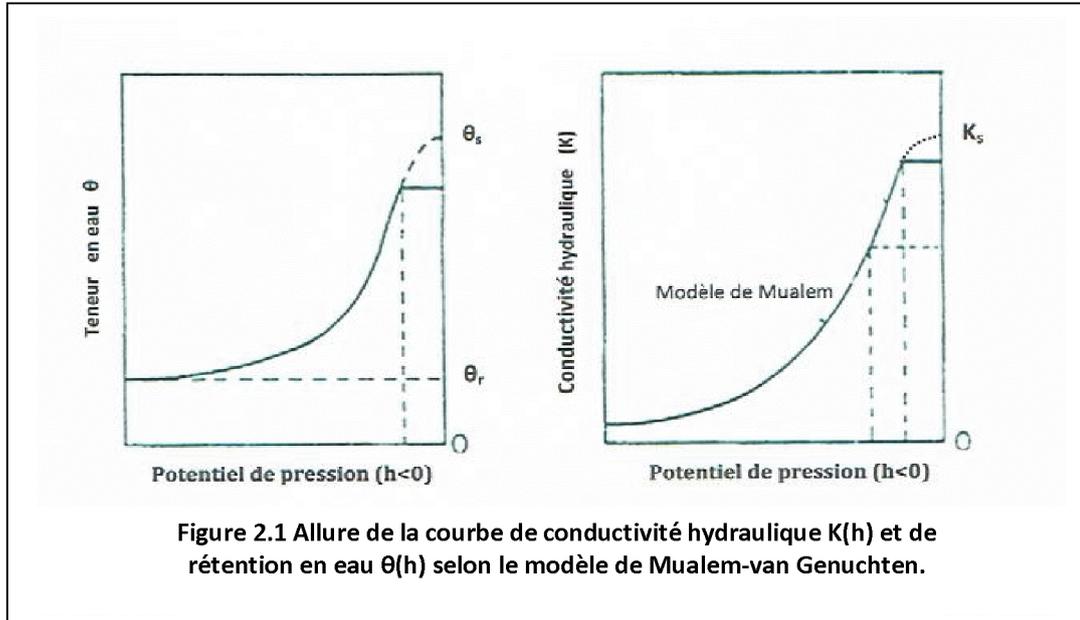
Afin d'établir les courbes caractéristiques $\theta(h)$ et $K(\theta)$ des sols du haut Sébaou, on a opté dans cette étude, pour le modèle le plus largement répandu qui est celui de Mualem, (1976) et van Genuchten (1980), donnée par les équations suivantes :

$$\left\{ \begin{array}{l} S_e(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = (1 + |\alpha h|^n)^{-m} \\ \theta(h) = \theta_s \end{array} \right. \quad \left. \begin{array}{l} h < 0 \\ h \geq 0 \end{array} \right\} \quad (6)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} K(\theta) = K_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^{m-2} \right] \\ K(\theta) = K_s \end{array} \right. \quad \left. \begin{array}{l} h < 0 \\ h \geq 0 \end{array} \right\} \quad (7)$$

où S_e est la saturation effective [-], θ_s et θ_r représentent la teneur en eau à la saturation et la teneur en eau résiduelle, respectivement [$L^3 L^{-3}$], K_s est la conductivité hydraulique à saturation, l est un paramètre lié à la tortuosité du sol [-] (généralement $l = 0.5$), α un paramètre de forme lié à la taille moyenne des pores [L^{-1}], n un paramètre lié à la distribution des tailles de pores [-] et ($m = 1 - 1/n$).

Les courbes traduisant les équations (6) et (7), pour une large gamme de potentiel de pression, sont représentées dans la figure 2.1.



On constate, que parmi les paramètres du modèle MVG : θ_r , θ_s , α , K_s , n , m et l , il n'y a que la teneur en eau résiduelle θ_r , à saturation θ_s et la conductivité hydraulique à saturation K_s , qui peuvent être mesurées. Les autres sont des coefficients ; ils sont déduits à partir des ajustements mathématiques de données issues des mesures et des expérimentations, avec des outils appropriés, effectuées sur terrain et/ou en laboratoire.

2.3 Caractérisation des courbes de conductivité hydraulique et de rétention en eau

On distingue dans la pratique trois approches distinctes pour l'établissement des fonctions $K(h)$ et $\theta(h)$:

- Les fonctions de pédotransfert (FPT), basées sur des relations statistiques. Elles permettent d'établir les courbes $K(h)$ et $\theta(h)$, à partir de la granulométrie (% d'argile, de limon et de sable fin), de la teneur en matière organique et de la densité apparente du sol,
- Les méthodes directes à partir de mesures sur terrain ou en laboratoire, au moyen d'appareil et d'équipement appropriés, cas par exemple des presses de Richards, de l'infiltromètre à disque ou de perméamètre à cône. Le principe de ces méthodes consiste à acquérir des points expérimentaux des $K(h)$ et $\theta(h)$ et de calibrer ensuite les relations, afin que les courbes respectent au mieux les données expérimentales.

- Les méthodes numériques des éléments finis ou de différences finis pour la résolution de l'équation différentielle de Richmrd, dans un domaine d'écoulement de géométrie bien définie, associée à des conditions initiales et aux limites. Ces Méthodes sont très développées ces dernières années grâce aux performances des nouveaux ordinateurs. C'est le cas de la méthode inverse utilisée dans le cadre de cette étude (chapitre 3), qui permet de déterminer les paramètres du modèle MVG de Mualem van Genuchten (1980), à partir des données relatives aux flux d'infiltration, mesurées *in situ*, au moyen d'un infiltromètre à disque.

2.3.1 Les fonctions de pédotransfert (FPT)

Le terme de *pedotransfer function* (fonction de pédotransfert) a été créé par Johan Bouma (1989) avec l'idée de « traduire les données dont nous disposons en celles dont nous avons besoin ». Il s'agit de fonctions mathématiques (relations statistiques), prédisant les propriétés du sol à partir de données facilement accessibles par exemple : la composition granulométrique, la teneur en matière organique et la densité apparente (Bastet et *al.*, 1998 ; Schaap et *al.*, 2001 ; Wösten et *al.*, 2001 et Wösten et *al.*, 2004). Elles sont simples et rapides d'utilisation ; cependant la plupart d'entre elles ne prend pas en considération l'impact de la structure, tel que le mode d'agrégation des particules et la macroporosité qui influencent considérablement le comportement hydrodynamique des sols. De plus leur précision se limite souvent à la région géographique pour laquelle elles sont établies en fonction de sa géologie, son hydrogéologie et ses conditions climatiques (Weynants et *al.*, 2009).

Il existe des bases de données de référence considérées pour établir les courbes $h(\theta)$ et $K(\theta)$ tel que GRIZZLY (Haverkamp et al. 1998, LTHE) ou UNSODA (ARS, USDA, 1999). Ces bases de données offrent à la fois la possibilité d'établir les courbes $h(\theta)$ et $K(\theta)$ ainsi que les paramètres permettant de les générer (paramètres des modèles de Mualem- Van Genuchten et/ou de Brooks et Corey pour la plupart) et / ou les FPT correspondantes pour différentes classes texturales, mais seulement pour des granulométries fines ($d < 2\text{mm}$). Il est à noter que les FPT utilisées doivent toujours être associées au système de classification (ou au triangle de texture) correspondant. Il existe par ailleurs des logiciels proposant de manière intégrée des bases de données tel que ROSETTA (ARS, USDA, 1999), incluses dans le logiciel HYDRUS-2D utilisé dans cette étude.

2.3.2 Les méthodes in situ et de laboratoire.

Généralement les paramètres hydrauliques des couches superficielles des sols, à l'échelle d'une région ou d'un bassins versants, manifestent une variabilité spatiale importante (Ritter *et al.*, 2003). L'évaluation de ces paramètres à partir d'expériences en laboratoire sur les carottes de sol est souvent longue et coûteuse (Oliver et Smettem, 2005). En outre, en raison de la taille souvent réduite des échantillons de sol analysés, les expériences en laboratoire peuvent conduire à une identification des propriétés hydrauliques du sol d'une manière peu représentative, à plus grande échelle spatiale (Minasny *et al.*, 2002). Pour ces raisons, l'utilisation de méthodes de terrain semble plus attrayant dans la détermination des paramètres hydrodynamiques des sols (Angulo Jaramillo *et al.*, 2000 ; Reynolds *et al.*, 2002).

On distingue des approches directes ou indirectes, sur terrain et/ou en laboratoire, en régime d'écoulement permanent ou transitoire, en humectation ou en drainage. Chacune de ces méthodes fait appel à des outils spécifiques, parfois coûteux et de mise en œuvre difficile et utilise un certain nombre d'hypothèses simplificatrices, lors du traitement des résultats au moyen de méthodes analytiques ou numériques. Certaines d'entre elles permettent de déterminer simultanément la conductivité hydraulique $K(h)$ et la rétention en eau $\theta(h)$.

On notera toutefois que les différentes méthodes et les différents outils d'estimation de la conductivité hydraulique des sols, avec leurs modes opératoires et avec leurs avantages et inconvénients, sont décrits par Chossat (2005).

Dans ce qui suit, on présente succinctement les différentes méthodes et outils (parmi les plus utilisés) d'estimation de la conductivité hydraulique et/ou de la rétention en eau dans la zone non saturée du sol. En ce qui concerne le bac à sable et l'infiltromètre à disque, utilisés dans le cadre de cette étude, ces derniers sont présentés d'une manière détaillée, dans le chapitre 3 : matériels et méthodes.

2.3.2.1 Les méthodes *in situ*

Les méthodes *in situ* présentent l'avantage de prendre en compte des volumes de sols plus au moins importants, sans modification ou avec des interventions minimales sur la structure du sol. La plupart de ces méthodes permettent d'examiner les phases de désorption du sol, d'autres peuvent être combinées pour suivre les phases de sorption et de désorption.

a) La méthode BEST-Beerkan

C'est l'une des méthodes qui utilise la sorptivité du sol. Le concept de sorptivité a été introduit par Philip (1957b). Il décrit ce paramètre comme la mesure de l'absorption de l'eau par le sol sous l'effet des forces d'adsorption et de capillarité uniquement (sans l'effet de la gravité). C'est un coefficient qui intervient dans le début du processus d'infiltration ; elle varie avec la teneur en eau initiale du sol et elle dépend principalement de la structure du sol. Cette sorptivité se substitue à la fonction de diffusion $D(\theta)$, dans l'équation de Philip traduisant une infiltration horizontale. Cette méthode utilise un simple anneau, généralement de 30 cm de diamètre et de 20 cm de hauteur, qu'on enfonce dans un sol de caractéristiques uniformes et de teneur en eau initiale connue. Ainsi l'exécution des mesures est simple et très rapide. Ce type de méthode donne de bons résultats pour les sols sableux à sablo-limoneux. Son inconvénient réside dans la démarche utilisée pour obtenir la diffusion $D(\theta)$. De plus elle donne des valeurs justes pour un petit volume de sol (Klute *et al*, 1986).

L'essai Beerkan consiste en une infiltration tridimensionnelle axisymétrique, sous une charge de pression supposée constante et nulle ($h=0$) et une teneur en eau à saturation à la surface du sol. Il utilise un simple anneau de petit diamètre, de l'ordre de 20 cm (parfois plus petit, selon la nature du sol), placé à la surface, pour mesurer l'infiltration. L'essai consiste à déverser successivement des volumes d'eau dans l'anneau et à mesurer le temps nécessaire à l'infiltration de chacun d'eux. Un nouveau volume d'eau est versé immédiatement après la fin de l'infiltration du volume d'eau précédent. Cet essai fournit un ensemble de points expérimentaux correspondant au cumul des volumes d'eau infiltrés dans l'anneau en fonction du temps. Cette méthode est récente ; elle suscite beaucoup d'intérêt. Elle constitue une alternative pour estimer les propriétés hydrauliques des sols tout en s'appuyant sur des informations différentes obtenues par des mesures simples, rapides et peu coûteuses (Braud *et al*, 2005, Lassabatère *et al*, 2006 ; Moubarak . *et al* , 2009a , 2009b ; Lassabatère *et al*, 2010 ; . Yilmaz *et al*, 2010 ; . Xu *et al* , 2012 ; Nasta P. *et al*, 2012). Elle permet d'estimer in situ et de manière non destructive les deux courbes caractéristiques $h(\theta)$ et $K(\theta)$.

En fonction du type de sol, un essai d'environ 200 mm de lame d'eau infiltrée cumulée peut durer de quelques minutes pour un sol grossier sableux à plusieurs heures pour un sol fin argilo-limoneux. La méthode a donné des résultats précis pour des sols de conductivité hydraulique variant de 10^{-3} à 10^{-7} m/s. Elle nécessite juste une analyse granulométrique du sol

($d < 2\text{mm}$) et des mesures de la densité apparente et des teneurs en eau initiale et finale. L'essai Beerkan est interprété par l'intermédiaire de l'algorithme BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters, Lassabatère et *al.*, 2006). Elle permet ainsi d'estimer les paramètres des courbes caractéristiques $h(\theta)$ et $K(\theta)$, à partir des mesures directes de l'infiltration :

- le paramètre K_s (conductivité à saturation) ainsi que le paramètre de forme η , de la loi de Brooks et Corey (1964) pour la courbe de conductivité hydraulique $K(\theta)$;
- le paramètre de normalisation de la courbe de rétention en eau ($h_g = 1/\alpha$) et le paramètre de forme n , de la loi de Mvan Genuchten (1980), pour la courbe de rétention en eau $h(\theta)$.

b) La méthode du profil instantané (double anneau)

C'est une méthode qui utilise le double anneau, pour provoquer une infiltration unidirectionnelle verticale, sous une charge constante à partir de la surface du sol, limitée par un premier anneau centrale ($R_1=30\text{cm}$) alimenté par un vase de Mariotte, entouré d'un anneau de garde ($R_2=90\text{ cm}$) alimenté à partir d'un réservoir. Cette méthode, établie par Richards (1957) puis par Watson (1966), a connue beaucoup de progrès grâce au développement des calculs numériques. Elle est basée sur le suivi de la saturation du sol engendrée par le double anneau. La mesure du potentiel de pression h est réalisée avec une batterie de tensiomètres ou des bougies poreuses. Cependant l'humidité θ est mesurée avec une sonde neutronique (Gamma) ou de TDR installées dans le profil du sol, sous l'axe vertical de l'anneau central, à des profondeurs croissantes et équidistantes, ce qui permet de suivre l'évolution du profil hydrique jusqu'à environ 3 m de profondeur. Pratiquement les points de mesure sont espacés de 15 cm. Le pas de temps pour effectuer une mesure dépend du type du sol (généralement 30 minutes). Une série de mesures complète peut durer d'une journée à une semaine. A cet effet ces méthodes qui utilisent le double anneau nécessitent un équipement conséquent (couteux), du temps pour leur réalisation. Elles sont lourdes dans la mise en oeuvre et elles nécessitent plusieurs opérateurs, quatre au minimum, pour assurer la continuité des observations (volumes d'eau écoulés, potentiels hydriques et teneurs en eau). De plus les hypothèses introduites telles que la rigidité du milieu, l'isothermie et la présence de l'air dans les pores nécessitent des vérifications. Malgré tous ces inconvénients, ces méthodes sont considérées comme étant les meilleures pour la détermination de la courbe de la conductivité hydraulique au champ (Klute, 1972).

c) La méthode du drainage interne

Cette approche a été développée par Hillel *et al* (1972) et expliquée en détail par Vachaud *et al.* (1978). Dans la pratique elle succède à la méthode du profil instantané. Elle utilise les mêmes outils, qu'elle reprend une fois la saturation du sol est quasi atteinte (Wolsack, 1975 et Normand, 1979). Le début par drainage interne doit coïncider avec l'arrêt de l'alimentation en eau, plus exactement à la disparition de la lame d'eau en surface.

Pour éviter tout risque de réhumectation du profil par une pluie, l'essai est recouvert par une bâche plastique étanche, sur une grande surface. Ainsi on peut considérer que le débit entrant ou sortant de la surface du sol est nul. Pour minimiser les écoulements latéraux et assurer la condition d'écoulement verticale, la durée de la mesure doit correspondre à celle de l'infiltration, notamment lorsque le sol autour est sec. Une humidification plus large du site permet d'effectuer des mesures pendant un temps beaucoup plus long. Les mesures du potentiel de pression et d'humidité sont effectuées régulièrement aux différentes profondeurs, ce qui permet d'étudier l'évolution de ces paramètres dans l'espace et dans le temps. Les fréquences de ces mesures dépendent de la vitesse de ressuage ; pour cela on peut exploiter les observations de l'infiltration faites lors de l'essai du profil instantané.

d) La méthode de croûtes

C'est une méthode de terrain, présentée par Hillel *et al* (1970) et développée par Bouama *et al* (1971). Elle fonctionne avec une charge hydraulique constante et à très faible débit en régime permanent. Son principe consiste à réaliser une série de mesures avec des croûtes différentes, de conductivité hydraulique croissante. Les charges sont contrôlées au moyen d'une bouteille de Mariotte, cependant les potentiels de pression h sont mesurés avec des tensiomètres. $K(h)$ ainsi obtenu est limitée à l'intervalle de potentiel de pression : $-70 \text{ cm} \leq h \leq 0$. Cette méthode est longue et fastidieuse. Elle nécessite de refaire les croûtes toutes les 24 heures. La mesure de la perméabilité de ces croûtes a montré que sa distribution spatiale est imprévisible, non uniforme est instable dans le temps et ce n'est qu'à la fin des mesures que les croûtes peuvent être contrôlées.

e) La méthode du temps de réponse du tensiomètre

Cette méthode est initialement utilisée pour mesurer le potentiel de l'eau dans le sol (Hayashi *et al.*, 1977). Cependant, elle peut être exploitée pour déterminer la conductivité hydraulique,

à partir de la mesure du gradient de potentiel. Elle est basée sur l'analogie entre le piézomètre et le tensiomètre. Son principe consiste à injecter de l'air au sommet du tensiomètre au moyen d'une seringue. L'excès de pression se dissipe en provoquant la fuite d'eau depuis la céramique poreuse du tensiomètre vers le sol en place. Par ce moyen, il est possible de déterminer la conductivité hydraulique à partir de la courbe de dissipation de la pression. Cette technique donne de bonnes approximations de $K(h)$, et est, de plus peu coûteuse et facile dans sa mise en œuvre. Cependant elle est très sensible à la perturbation du sol et elle est limitée par son rayon d'action.

f) Le perméamètre conique (*cone permeameter*)

Cet appareil, décrit par Gribb et *al* (1998), est un pénétromètre à pointe conique, initialement conçu pour l'étude des sols en géotechnie. Il est enfoncé dans le sol par battage. Il peut atteindre une profondeur de 10 m. Il offre la possibilité de déterminer la conductivité hydraulique à saturation K_s , la perméabilité à l'air et les conductivités hydrauliques en milieu non saturé $K(h)$ et ce, pour les différents horizons composant le profil du sol, traversé par le pénétromètre. Cela est possible en utilisant les résultats des mesures des flux cumulés et des potentiels de pression, comme données dans l'inversion numérique au moyen du logiciel HYDRUS-2D (Simunek et *al*, 1996), pour établir les paramètres du modèle de Mualem-Van Genuchten (1980). Cet outil présente l'avantage de ne pas trop perturber le sol, d'utiliser des débits en régime transitoire, ce qui donne des résultats relativement rapide (3 à 10 minutes par point) et d'obtenir des courbes en sorption et en désorption simultanément, à partir d'un seul essai, avec des équipements relativement peu coûteux. La compaction localisée influence légèrement les mesures. Cependant la faible zone du sol sondé autour du cône constitue son inconvénient principal (Simunek et *al.*, 1999).

2.3.2.2 Les méthodes de laboratoire

La plupart de ces méthodes utilisent un vase de Mariotte pour le contrôle du débit et des plaques poreuses (céramique, métaux frittés, membrane, toiles...) qui laissent passer l'eau mais pas l'air. Ce qui permet d'imposer une condition aux limites de pression inférieure à la pression atmosphérique. On distingue les méthodes qui fonctionnent en régime d'écoulement permanent (colonne de sol, méthode des deux plaques) et celles qui fonctionnent en régime transitoire, tels que le système Wind et les méthodes du débit d'extraction outflow method.

Ces dernières sont basées sur des solutions analytiques qui décrivent le flux ou bien qui utilisent l'équation de Darcy généralisée durant de courtes périodes de mesure, pour le calcul de la conductivité hydraulique. Elles sont plus rapides à réaliser, contrairement aux méthodes qui nécessitent l'établissement du régime permanent. Elles sont généralement basées sur la diffusivité définie par Childs *et al.* (1950) par la relation : $D(\theta) = K(\theta)/(\partial\theta/\partial h)$, $\partial\theta/\partial h$ est la capacité en eau du sol. Elle représente la pente de la courbe de rétention $\theta(h)$.

a) La méthode de la longue colonne de sol

Elle est également appelée méthode du flux permanent contrôlé (Childs *et al.* 1950, Nielsen *et al.* 1960). Cette méthode utilise les tensiomètres pour la mesure du potentiel de pression et elle est simple de mise en œuvre. Généralement elle est limitée aux sols non remaniés, peu structurés (sableux), pour lesquels la durée de l'essai est de l'ordre de deux à trois semaines. Par contre pour les sols argileux, elle peut atteindre plusieurs mois (durée nécessaire pour l'établissement du régime permanent).

b) La Méthode des deux plaques

Elle est considérée comme l'un des premiers procédés d'évaluation de la conductivité hydraulique en milieu non saturé, en régime permanent. Elle consiste à mesurer le flux extrait d'un échantillon de sol maintenu entre deux plaques poreuses, entre lesquelles on établit une différence de pression constante. Sa mise en application présente quelques difficultés, notamment en ce qui concerne le temps d'établissement du régime permanent qui peut être de plusieurs semaines pour les sols argileux, en plus du risque de la diminution du débit sous l'effet des microorganismes, des bulles d'air, de retrait et de gonflement du sol. (Richards, 1931 ; Klute, 1965a et Klute *et al.*, 1986).

c) La méthode de Wind.

Elle est mise au point par Wind (1966), puis développée à l'INRA par Gaudu *et al.*, (1996). Elle effectue automatiquement les mesures au moyen d'un micro-ordinateur ou d'un boîtier centralisé équipé d'un logiciel approprié, auquel sont raccordés les capteurs de pression (tensiomètres) ainsi que la balance de pesée. C'est une méthode de mesure de l'évaporation dans un environnement où la température et l'humidité sont contrôlées. Elle permet de

déterminer simultanément, sur un échantillon de sol non remanié (monolithe), la courbe de rétention en eau $\theta(h)$ ainsi que les courbes de la conductivité hydraulique $K(h)$ et $K(\theta)$. Elle offre la possibilité d'estimer des conductivités dans un intervalle très large, allant de 0.01 à 10^{-9} m/j et des rétentions en eau entre 0 et 800 cm (80 kPa). Elle consiste à soumettre un cylindre de sol non perturbé de 1000 cm^3 de volume à un dessèchement progressif et de suivre simultanément la variation temporelle de sa masse, suite aux pertes d'eau par évaporation à sa surface, ainsi que l'évolution du potentiel de pression $h(z, t)$ du massif du sol à différentes profondeur (z) en fonction du temps. Pour cela le cylindre, selon sa hauteur, porte généralement 2 à 6 trous pour l'insertion des tensiomètres. Cette méthode est précise et simple d'utilisation. Toutefois elle nécessite un équipement coûteux et elle exige beaucoup de soins lors de la manipulation, car des incertitudes peuvent être générées si les tensiomètres ne sont pas posés et étalonnés correctement et si l'hétérogénéité verticale, éventuelle, du sol, n'est pas bien décelée au moment de l'échantillonnage.

d) Les méthodes du débit d'extraction (outflow methods)

Il s'agit d'extraire des débits d'eau, en exerçant une pression avec une pompe volumétrique, sur un échantillon initialement saturé de sol placé dans une enceinte étanche. Cette enceinte peut être une cellule de pression, avec une base en céramique poreuse (banc de mesure triaxiale ou 'enceinte de Richards). L'analyse de la courbe des débits permet d'accéder à la diffusivité et à la conductivité hydraulique, pour l'intervalle ou le pas de temps considéré. On peut ainsi opérer par pas de temps (steps), plus au moins important et balayer toute la courbe de rétention du sol et également déterminer les valeurs des conductivités hydrauliques relatives aux valeurs des teneurs en eau volumiques. Selon l'amplitude de l'intervalle examiné, on distingue la procédure *one-step* et la procédure *multi-step*.

L'approche *one-step outflow*.

Elle est caractérisée par un intervalle de mesure large. C'est la plus classique des méthodes d'extraction des débits, proposée par Gardner (1962) puis développée par de nombreux auteurs (Doering, 1965 ; Passioura, 1976 ; Valintzas et al., 1988). Les mesures obtenues, grâce à cette procédure, ont servi de données dans le calcul des paramètres de modèle mathématiques (Kool et al., 1985 ; Van Dam et al. 1992). Elle est relativement peu onéreuse, rapide d'exécution, s'effectue dans des conditions contrôlées au laboratoire et n'exige pas de

conditions aux limites restrictives. Elle est établie sur l'hypothèse de variation uniforme de la teneur eau, à chaque pas de temps, sur toute la hauteur de la colonne de sol sondée ($\partial\theta/\partial t = \text{constante}$). Les résultats ainsi obtenus dépendent considérablement de la largeur du pas de temps examiné en fonction du type de sol étudié. Dans le cas où la variation de pression est trop importante, une fine couche (niveau de drainage) s'établit entre la base de l'échantillon et la plaque poreuse, qui peut modifier considérablement le flux d'eau et par conséquent altérer les mesures (Tamari, 1988 ; Van Dam et al., 1992).

L'approche *multi-step outflow*.

Cette technique a été proposée par Gardner (1956), elle utilise plusieurs intervalles de mesure courts, mis bout à bout, pour établir la courbe des débits en fonction du temps. Elle est relativement longue comparativement à la procédure *one-step*, mais elle est plus avantageuse. Elle permet en effet une identification simultanée, et avec une bonne corrélation, des paramètres du modèle de Mualem-van Genuchten (Esching et al., 1994 ; Van Dam et al., 1994). Elle utilise les mêmes équipements que ceux du *one-step*. On notera que ces deux méthodes ont beaucoup évolué, en raison de l'introduction de nouveau capteur (TDR) et de leur miniaturisation.

Le principe de mesure est presque identique, sauf que dans ce cas les variations de débit et du potentiel matriciel sont mesurés pour chacun des incréments successifs (*steps*) considérés (Van Dam et al., 1990). Elle basée sur les hypothèses de faible variation de l'humidité à l'exception du contact de la plaque poreuse, de flux monodimensionnel et d'échantillon homogène et rigide. Elle offre la possibilité de déterminer la conductivité hydraulique $K(h)$ à partir de la diffusivité $D(\theta)$ et elle permet d'effectuer une comparaison entre les données mesurées (observées) et obtenues (prédites). Ses inconvénients sont relatifs au débit d'extraction souvent faible et difficile à mesurer, aux pas de variations qui doivent être relativement faibles, au temps nécessaire pour compléter le test un peu lent et aux problèmes de l'impédance des plaques poreuses utilisées.

2.3.2.3 Particularités des mesures de la rétention en eau du sol.

La détermination de la courbe de rétention $\theta(h)$ d'eau peut se réaliser expérimentalement de deux manières différentes. La première est une mesure directe qui consiste à déterminer la succion (h_s)

avec des tensiomètres ou des plaques à succion, correspondant aux différentes teneurs en eau (θ) mesurées avec des sondes à neutrons ou TDR (time-domain reflectometer). La deuxième est une méthode indirecte. Elle a comme action d'imposer une succion donnée au sol et lorsque l'équilibre hydraulique est établi, on mesure alors la teneur en eau correspondante. On présente brièvement dans ce qui suit les techniques basées sur ces deux méthodes.

a) Les méthodes directes

Les tensiomètres

Le tensiomètre est destiné à mesurer la pression négative de l'eau, directement dans le sol. On distingue dans la pratique les tensiomètres de laboratoire et les tensiomètres de terrain. Ces derniers sont généralement constitués par un tube (réservoir) rempli d'eau désaérée, dont une extrémité est recouverte par une couche de céramique poreuse imperméable à l'air, mais perméable à l'eau (bougie poreuse). Il est connecté à un manomètre via le tube. Pour mesurer la pression négative du sol, on introduit le tensiomètre dans un trou foré préalablement dans le sol ou l'échantillon. Lorsque l'eau du réservoir est en équilibre avec celle du sol, la pression négative du tensiomètre, mesurée par le manomètre, fournit directement la pression négative de l'eau du sol.

Cette méthode est limitée à une succion maximale de l'ordre de 90 kPa à cause de la cavitation. Lors des mesures, le tensiomètre doit être placé dans une éprouvette ou dans le sol préalablement foré. Donc, il est nécessaire d'assurer à tout moment un bon contact entre le sol et le réservoir d'eau, au travers de la céramique poreuse, pour assurer une continuité de la phase d'eau entre le réservoir et le sol et cela malgré le retrait éventuel du sol.

Les plaques de succion

Le principe de la plaque de succion est le même que celui du tensiomètre : elle sert aussi à mesurer la pression négative de l'eau d'un sol dont l'air est à la pression atmosphérique. Par contre, cette technique est essentiellement utilisée au laboratoire. Cet outil est également limité à une succion maximale de l'ordre de 90 kPa.

Mesure de l'humidité

L'humidité du sol θ peut être obtenue à partir de mesure directe au laboratoire (méthode gravimétrique), ou bien sur terrain au moyen de sondes à neutrons, ou diélectriques avec des TDR (time-domain reflectometry). Les sondes à neutrons sont très fragiles. Elles doivent être manipulées avec beaucoup de soins. Elles nécessitent un étalonnage pour chaque site sondé, voir pour chaque horizon pédologique. De plus les mesures peuvent être influencées par la présence de la matière organique et par la composition chimique du sol.

Le principe des TDR est de mesurer la propagation dans le sol d'une onde électromagnétique à haute fréquence (1MHz à 1GHz). L'onde est envoyée le long d'une ligne de transmission constituée de tiges (2 ou plus) enfoncées dans le sol. Les TDR sont très avantageuses : bonne précision des mesures des humidités (erreur de l'ordre de 1 à 2%), la calibration est minime, pas de risque de radiation, simplicité des mesures, possibilité d'obtenir plusieurs mesures en continu et possibilité d'évaluation de la conductivité électrique du sol.

b) Les méthodes indirectes

Le principe des différentes méthodes de détermination de la courbe de rétention $\theta(h)$ en laboratoire, consiste 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 θ est déterminée et associée à une valeur de h . Ainsi à partir du volume d'échantillon connu on peut déterminer la courbe de rétention à partir de la relation :

$$\theta(h) = (M_h - M_d) / \rho_w V_s \quad (8)$$

où $\theta(h)$ est la teneur en eau volumique [L^3L^{-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], ρ_w est la masse volumique de l'eau [ML^{-3}] ($\rho_w = 1g/cm^3$). Ainsi chaque couple de données (θ, 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'hystérésis, la teneur en eau en drainage sera alors supérieure à celle obtenue en humectation pour un même potentiel (Dane et Topp, 2002).

Extracteur à plaque poreuse

Généralement, pour établir une courbe de rétention correspondant à une large gamme de potentiel de pression (suction), on utilise simultanément deux types de dispositifs expérimentaux : la table à suction, type bac à sable, ou l'extracteur à plaque poreuse pour les faibles potentiels de pression ($0 < h < 1$ m) et les plaques à pression pour les potentiels élevés ($h > 1$ m)

Les échantillons non remaniés (cylindre de sol de 100 cm^3), initialement saturés, sont posés sur un lit de sable fin (sable synthétique parfois mélangé à de la bentonite), raccordé à une réserve d'eau dont on peut régler le niveau. La distance entre la surface du lit de sable et le niveau d'eau représente la suction.

Plaques à pression (appareil de Richards)

Pour les fortes succions (entre 1 m et 150 m), on utilise la marmite de Richards ou les plaques à pression. Les échantillons initialement saturés sont disposés dans des enceintes dans lesquelles on injecte de l'air (de l'azote) sous pression. Ainsi la pression appliquée est l'équivalent de la suction imposée à l'échantillon. Une masse de l'ordre de 10 g de sol est placée sur une plaque poreuse reliée à un dispositif d'évacuation de l'eau. Le tout est placé dans une cellule à pression hermétique (marmite), dont le couvercle est muni d'un ajustage permettant l'arrivée d'air comprimé. Dès que la pression à l'intérieur de la marmite dépasse la pression atmosphérique, l'eau retenue dans le sol commence à être entraînée à travers les pores microscopiques de la plaque poreuse. Ces derniers deviennent imperméables à l'air, quand ils sont remplis d'eau. Ainsi l'eau va commencer à s'écouler vers l'extérieur, une fois que la pression dans la marmite est supérieure à la pression atmosphérique. Cet écoulement cesse lorsque l'équilibre est établi, entre la pression à l'intérieur de la marmite (appliquée) et la suction dans l'échantillon de sol. A ce moment, l'échantillon est retiré pour déterminer sa teneur en eau (généralement par la méthode gravimétrique). Dans ce procédé on peut utiliser un échantillon remanié ou intact, car l'eau du sol ne dépend que des forces d'adsorption et de capillarité (porosité texturale). Les pressions exercées sont relativement élevées (jusqu'à 1 bar pour les marmites et 16 bars pour les plaques à pression). Dans ces conditions l'eau contenue dans la porosité structurale a été éliminée (Musy *et al*, 1991).

En outre, pour les méthodes précédentes, la valeur moyenne de la teneur en eau pour tout l'échantillon est attribuée, à la mi-hauteur de l'échantillon (au centre de gravité). Les résultats peuvent donc différer substantiellement de ceux qui s'appliquent en un point physique, surtout

pour les sols grossiers. En effet, pour ces derniers la teneur en eau peut varier considérablement 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 des tensiomètres et des TDR. 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, 2002).

2.4 Le processus d'infiltration de l'eau dans le sol

L'infiltration représente le processus physique de pénétration de l'eau dans le sol à partir de sa surface. Elle est engendrée par une modification drastique et quasi instantanée des conditions de pression et de teneur en eau régnautes à la surface, suite à une averse ou une submersion. Elle est ainsi considérée comme une perturbation qui se propage dans le sol en s'atténuant. C'est une composante primordiale dans le cycle hydrologique : l'eau précipitée sur un bassin versant se répartit en eau interceptée, évaporée, infiltrée et écoulee. La quantité d'eau collectée puis transportée par la rivière résultera des précipitations directes à la surface même du cours d'eau et des écoulements de surface et souterrain parvenant à son exutoire. La proportion entre ces deux types d'écoulements est définie par la quantité d'eau infiltrée dans le sol (Musy et *al*, 1991). Il y a un lien étroit entre la quantité d'eau infiltrée dans le sol et son processus de redistribution dans les zones non saturées. Cette redistribution d'eau dépend des conditions d'humidité, de la pression d'eau et de la perméabilité en zone non saturée. L'écoulement de l'eau dans le sol est caractérisé par des paramètres qui prennent en compte le type de sol (paramètres hydrodynamiques), la condition initiale et les conditions aux limites du sol considéré. Or ces paramètres sont, dans la plupart des cas, très peu connus car le complexe sol-eau ne présente pas de propriétés et de conditions d'équilibre stable. Ceci est dû à sa très grande variabilité spatio-temporelle (Ngnepieba et *al*. 2002).

2.4.1 Les paramètres descriptifs de l'infiltration

L'eau d'infiltration remplit en premier lieu les interstices du sol en surface et pénètre par la suite dans le sol sous l'action de la gravité et des forces de succion. L'infiltration influence de nombreux aspects de l'hydrologie, du génie rural et de l'hydrogéologie. Afin de mieux

comprendre le processus d'infiltration, on est amené à définir un certain nombre de paramètres : le régime d'infiltration $i(t)$, l'infiltration cumulative $I(t)$, la conductivité hydraulique à saturation, la capacité d'infiltration et la percolation en profondeur.

Le régime d'infiltration $i(t)$,

Dit aussi taux d'infiltration (figure 2.2). Il désigne le flux d'eau pénétrant dans le sol à partir de sa surface : c'est un débit par unité de surface [LT^{-1}]. Il est généralement exprimé en (mm/h). Le régime d'infiltration dépend essentiellement du régime d'alimentation (irrigation, pluie), de l'état d'humidité et des propriétés du sol (de sa texture et de sa structure).

L'infiltration cumulative, notée $I(t)$

C'est le volume total d'eau infiltrée pendant une période donnée (figure 2.2). Elle est égale à l'intégrale dans le temps du régime d'infiltration :

$$I(t) = \int_{t=t_0}^t i(t) dt \quad (9)$$

Avec : $I(t)$ est l'infiltration cumulative à l'instant t [L] et $i(t)$ est le régime ou le taux d'infiltration au même instant [LT^{-1}].

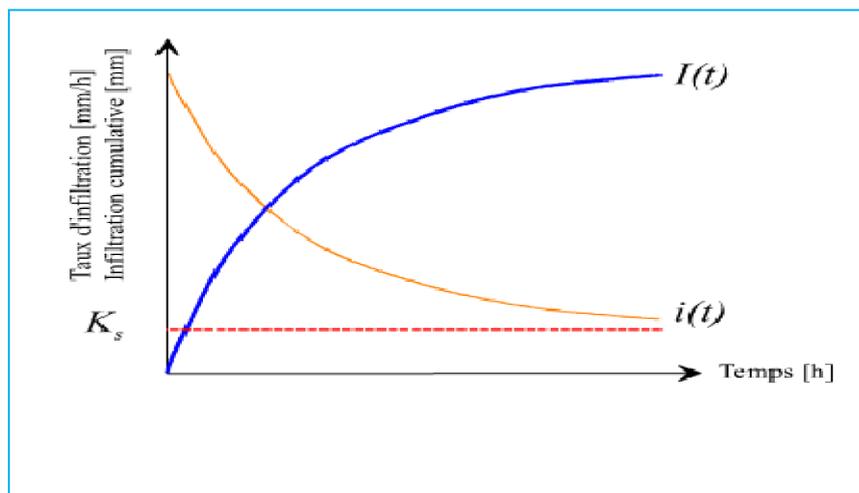


Figure 2.2 Evolution générale du régime d'infiltration et de l'infiltration cumulative au cours du temps (K_s : conductivité hydraulique à saturation)

La conductivité hydraulique à saturation K_s

C'est un paramètre essentiel de l'infiltration. Il représente la valeur limite du taux d'infiltration si le sol est saturé et homogène. Ce paramètre entre dans de nombreuses équations utilisées dans l'étude du processus d'infiltration de l'eau dans le sol (Fig 2.2).

La capacité d'infiltration

Dite aussi capacité d'absorption ou encore infiltrabilité. Elle représente le flux d'eau maximal que le sol est capable d'absorber à travers sa surface, lorsqu'il reçoit une pluie efficace ou s'il est recouvert d'eau. Elle dépend, par le biais de la conductivité hydraulique, de la texture et de la structure du sol, mais également des conditions initiales et aux limites : de la teneur en eau initiale du profil et de la teneur en eau imposée en surface.

La percolation

Elle désigne l'écoulement plutôt vertical de l'eau, à partir de la zone non saturée du sol en direction de la nappe phréatique qui représente la zone saturée. Elle se produit sous la seule influence de la gravité. Ce processus suit l'infiltration et conditionne directement l'alimentation en eau des nappes souterraines.

2.4.2. Facteurs influençant l'infiltration

L'eau qui pénètre dans la porosité du sol rentre en contact avec les particules du sol. Parmi les facteurs liés à cette interaction et qui influencent le processus d'infiltration on note :

- le gonflement et le retrait ;
- l'hétérogénéité des sols ;
- le déplacement de la phase gazeuse et la présence d'air emprisonné dans les pores ;
- les propriétés de l'eau (température, teneur en gaz dissous et concentrations en sels dissous).

En outre de ces facteurs, on note également les éléments suivants qui ont un impact encore plus considérable sur la cinétique d'infiltration.

Le type de sol (structure, texture, porosité)

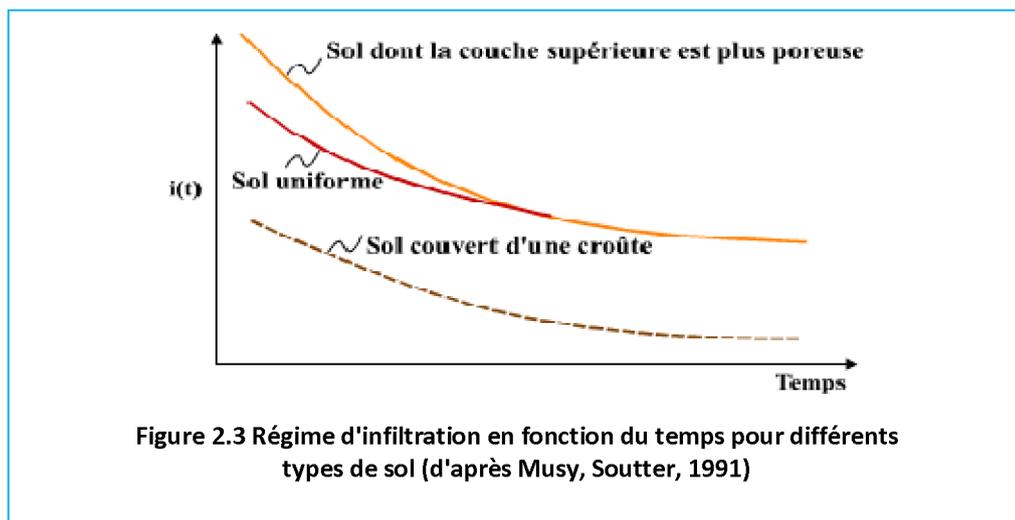
Les caractéristiques de la matrice du sol influencent les forces de capillarité et d'adsorption, dont résultent les forces de succion, qui régissent en partie le processus de l'infiltration. Les sols de texture plus fine ont une capacité de rétention de l'eau, plus élevée que celle des sols

grossiers, cependant ces derniers présentent une conductivité hydraulique (perméabilité) plus importante, dans les conditions d'écoulement saturé.

La compaction de la surface du sol

Elle est due à l'impact des gouttes de pluie (battance) ou à d'autres effets (thermiques et anthropiques). L'utilisation de lourdes machines agricoles dans les champs peut par exemple avoir pour conséquence la dégradation de la structure de la couche superficielle du sol et la formation d'une croûte dense et imperméable à une certaine profondeur (sensible au labour).

La figure (Fig.2.3) montre à titre d'exemple, les différentes évolutions du régime d'infiltration au cours du temps selon le type de sol.



La couverture végétale du sol

La végétation ralentit l'écoulement de l'eau à la surface, ce qui donne plus de temps à l'eau pour pénétrer dans le sol d'une part et protège ce dernier de l'érosion d'autre part. Le système racinaire améliore la perméabilité du sol. Le feuillage protège le sol de l'impact de la pluie et diminue ainsi le phénomène de battance. Par voie de conséquence, le couvert végétal est d'une utilité considérable dans la préservation et la reconstitution des réserves hydriques du sol.

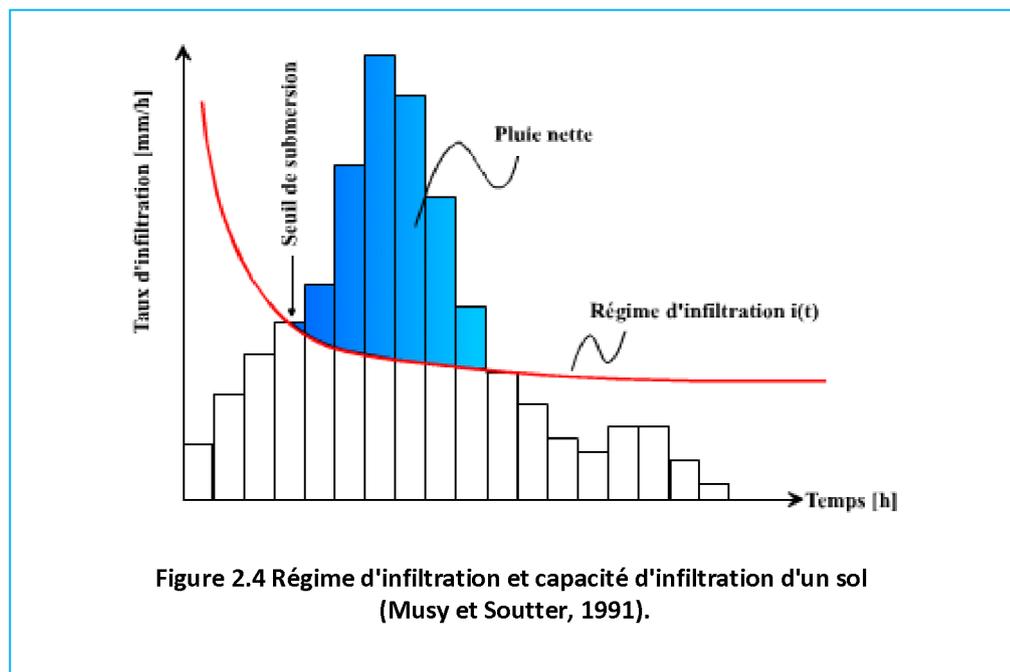
La topographie et la morphologie

La topographie, notamment la pente, agit à l'opposé de la végétation. En effet, une forte pente favorise les écoulements au dépend de l'infiltration.

Le débit d'alimentation

Il est relatif à l'intensité des précipitations ou bien au débit d'irrigation (Fig.2.4). On distingue deux situations lorsqu'on compare l'intensité de la pluie et la capacité d'infiltration d'un sol:

-Lorsque l'intensité de la pluie est inférieure à la capacité d'infiltration, l'eau s'infiltré aussi vite qu'elle est fournie. Le régime d'infiltration est dans ce cas déterminé par le régime d'alimentation.



C'est le cas au début du processus. Le temps nécessaire pour atteindre la capacité d'infiltration est variable : il dépend principalement des conditions antécédentes d'humidité du sol et de l'averse. Ce temps est d'autant plus long que le sol est sec et que le régime d'alimentation est voisin de la conductivité hydraulique à saturation K_s .

-Lorsque l'intensité des précipitations est supérieure à la capacité d'infiltration du sol, l'excédent d'eau s'accumule en surface ou dans les dépressions, formant ainsi des flaques d'eau, ou bien il s'écoule en suivant les dénivelés topographiques. Dans ce cas, le temps de submersion est atteint, l'infiltration est dite à capacité. Ainsi donc, la capacité d'infiltration constitue un seuil au régime d'alimentation.

La teneur en eau initiale du sol (conditions antécédentes d'humidité)

L'humidité du sol est un facteur essentiel du régime d'infiltration, car les forces de succion sont aussi fonction du taux d'humidité du sol. Le régime d'infiltration au cours du temps évolue différemment selon que le sol est initialement sec ou humide.

2.4.3 Modélisation du processus d'infiltration

On distingue deux grandes approches pour la modélisation du processus d'infiltration de l'eau dans le sol : le premier est établi à partir des relations empiriques, à plusieurs paramètres cas de la formule de Horton et de la formule de l'Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux de l'EPFL (Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne). Le second est à base physique tel que le modèle de Philip (1969) et le modèle de Green et Ampt. Tous ces modèles sont décrits en détails par Musy *et al.* (1991).

Il est à noter que les équations d'infiltrations proposées dans la littérature ne tiennent pas compte de tous les facteurs, cités ci-dessus. A cet effet on constate souvent un certain écart entre les mesures *in situ* de l'infiltration et les résultats issues de ces équations. (Musy *et al.*, 1991 ; Chossat, 2005)

CHAPITRE 3. MATERIELS ET METHODES

La caractérisation hydrodynamique des sols de la région d'étude est établie selon différentes approches : expérimentale, numérique et analytique. Les mesures de l'infiltration cumulative sur terrain sont effectuées au moyen d'un infiltromètre à disque, selon la méthode multipotentiel. Les résultats ainsi obtenus ont servis de données, à la fois dans l'inversion numérique, au moyen du logiciel HYDRUS-2D, ainsi que dans les méthodes analytiques de Wooding (1968) et d'Ankeny et al (1991). Les échantillons de sol non remaniés (cylindres de 100 cm³), prélevés au niveau des sites sondés sont en premier lieu saturés d'eau, puis drainés au laboratoire sur un bac à sable, pour établir leurs courbes de rétention en eau $\theta(h)$.

L'objectif de ce chapitre est de présenter justement la procédure adoptée ainsi que les différents outils et méthodes utilisées.

3.1. Echantillonnage et mesures *in situ* et au laboratoire

Afin d'établir une caractérisation hydrodynamique la plus représentative possible, on a choisi de travailler sur un échantillonnage de sols dont la texture est la plus fréquente dans la vallée et situés sur les bordures des parcelles agricoles, où ils n'ont pas été travaillés et perturbés par le passage des engins et par des remblaiements ou des déblaiements. Après avoir repéré plusieurs sites potentiels sur la carte pédologique établie par Saadi (1970), on a effectué des visites de terrain pour constater l'état des lieux et prélever des échantillons de sols (09 échantillons). Ce qui a permis de sélectionner les endroits qui conviennent aux essais au moyen d'un infiltromètre à membrane. Ce dernier nécessite des surfaces de sol de très faible pente, peu rugueuses et peu fissurées. Ceci n'étant pas le cas pour les hautes terrasses (> 30m), par conséquent la zone d'étude a été limitée à la plaine alluviale et aux deux premières terrasses. La plaine, à vocation agricole, représente la zone la plus favorable aux transferts d'eau et éventuellement des contaminants vers la nappe libre peu profonde.

Au laboratoire l'analyse granulométrique des échantillons nous a permis de sélectionner cinq sites de textures différentes (figure 1.1). Les quatre premiers sont situés dans la partie centrale de la région étudiée (Oumzizou, Tabokirt et Tamda). Ils sont de texture limono-silto-argileuse,

limono-sablo-argileuse, sablo-limoneuse et limono-sableuse. Le cinquième, de texture argileuse, est proche de l'extrémité aval de la vallée (Timizart de Thala Athmane). Les échantillons limono-silto-argileux et argileux proviennent de vertisols. Ils ont été prélevés sur les niveaux de terrasses anciennes (10 à 30m). Les autres proviennent de sols peu évolués des alluvions récentes. Tous ces sols appartiennent aux couches superficielles, généralement de plus de 50 cm. Ils sont souvent recouverts par les mauvaises herbes, dont la présence est favorisée par le climat humide de la région. L'analyse au laboratoire est complétée par les mesures des paramètres physiques tels que la densité apparente, l'humidité initiale et la teneur en matières organiques (tableau 4.1), pour chacun des cinq sites étudiés.

Les mesures d'infiltration ont été réalisées en mai, juin et octobre, avec une moyenne de trois essais par site. Rappelons que cette période correspond à la saison sèche (figure 1.3), pendant laquelle le recours à l'irrigation est indispensable, pour compenser le déficit hydrique et reconstituer la réserve utile du sol. (Saadi, 1970, Chadrin, 1975, ANRH, 2004).

L'appareil utilisé est un infiltromètre à membrane dont le diamètre du disque est de 80 mm. C'est un appareil fiable, précis et très pratique sur le terrain. Le premier prototype d'infiltromètre à disque, analogue à celui utilisé a été proposé par Perroux et *al.* (1988). Depuis cet appareil est largement utilisé dans les mesures in situ des propriétés hydrauliques des sols. Il offre la possibilité d'estimer la conductivité hydraulique à la saturation (K_s) et aux voisinages de cette dernière pour des potentiels de pression (h) inférieure à 25 cm ($-25\text{cm} \leq h \leq 0\text{cm}$), (Coquet et *al.*, 2000, Tamoh et *al.*, 2003).

La conduite des essais est opérée selon la méthode multipotentiel d'Ankeny et *al.* (1991), en appliquant à chaque essais cinq succions croissantes : -10cm, -6cm, -3cm, -1cm et - 0.5 cm. Chaque succion est maintenue jusqu'à la stabilisation du flux dans l'infiltromètre, qui traduit l'établissement du régime permanent. Cette manipulation a nécessité 2h pour chaque essai.

Afin de tenir compte de la variabilité spatiale des caractéristiques du sol, les mesures ont été effectuées sur des surfaces limitées, dont les points de mesures sont espacés de moins de 3m. Lors de chaque essai, une fine couche de sable fin est interposée entre la membrane fragile de l'infiltromètre et la surface du sol. Cela permet de garantir un contact parfait entre les deux et contourner les difficultés liées aux fissurations apparentes et à la rugosité de la surface du sol.

A la fin de chaque essai, un échantillon de sol cylindrique est prélevé dans le bulbe humide, formé sous le disque de l'infiltromètre. Ceci permet d'évaluer l'humidité finale θ_f au laboratoire selon la méthode gravimétrique. Les dimensions apparentes du bulbe sont également mesurées. On a ainsi constaté qu'elles varient entre 18 et 30 cm horizontalement et entre 6 et 10 cm en profondeur, selon les sites (annexe.2). Ces dimensions sont très utiles dans la définition du domaine d'écoulement lors de l'inversion numérique.

3.1.1. L'infiltromètre à disque

L'infiltromètre à disque est un appareil fiable précis et de mise en œuvre facile sur le terrain, cependant il nécessite des sols de faible pente, peu rugueux et peu fissuré. Il existe deux variantes : avec disque déporté et avec disque intégré (figure 3.2), de différents diamètres. Sa stabilité lors des mesures dépend de la vitesse du vent, pour cela on recourt parfois à l'usage d'un système avec crémaillère ou d'un trépieds, ou bien de s'abriter sous une petite tente lors des essais.

3.1.1.1. Principe de fonctionnement et utilité

L'infiltromètre à disque dit aussi (TRIMS): « Triple Ring Infiltrometer at Multiple Suctions » permet d'effectuer des essais d'infiltration sous charge négative maintenue constante (Perroux et White, 1988 ; Ankeny et al., 1991 ; Reynolds et Elrick, 1991). Cet appareil est conçu pour mesurer *in situ* le flux d'infiltration axisymétrique de l'eau dans le sol à travers un disque, équipé d'une membrane poreuse en nylon parfaitement calibrée, perméable à l'eau et imperméable à l'air, sous une pression inférieure à 25 cm de colonne d'eau ($h > -25$ cm).

Le principe repose sur la mesure du flux d'infiltration de l'eau dans des conditions de non-saturation. Les moteurs de l'infiltration sont la succion exercée sur l'eau par les capillaires du sol et la gravité. Le potentiel de l'eau à l'interface disque/sol est fixé par l'utilisateur au moyen du vase de Mariotte, intégré dans l'infiltromètre (figure 3.2). La gamme de potentiel qui peut être explorée se situe entre -25 et 0 cm de hauteur de colonne d'eau, soit entre $-2,5$ et 0 kPa. Ainsi donc il est possible d'établir *in situ* une relation expérimentale, entre la conductivité hydraulique du sol et le potentiel de l'eau, dans une gamme de succion proche de la saturation.

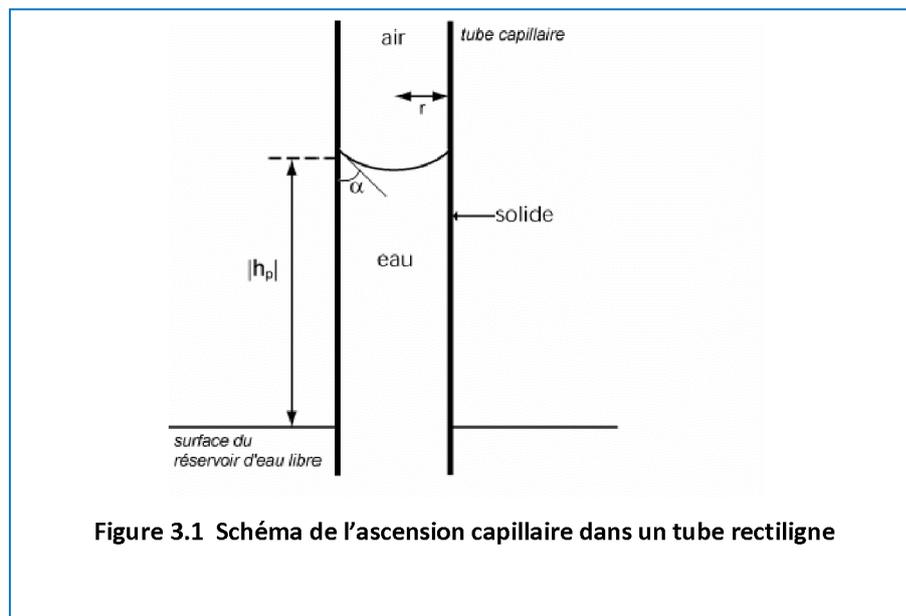
Lorsque le sol n'est pas saturé, il existe des forces de tension superficielle aux interfaces entre les phases gazeuse, liquide et solide. Ces forces de tension superficielle déterminent la courbure des interfaces entre la solution et l'air du sol et par conséquent, leur différence de pression.

Le potentiel de pression capillaire ($h=h_p$) de l'eau ou potentiel matriciel (potentiel lié aux caractéristiques du sol considéré comme une matrice poreuse) dans un pore cylindrique parfaitement rectiligne (figure 3.1) est relié à son rayon (r) par la loi de Jurin.

$$h = -\frac{2\sigma \cos \alpha}{\rho_w g r} \quad (10)$$

avec σ , est la tension superficielle à l'interface entre l'eau et l'air (Nm^{-1}), α est angle de raccordement de l'eau sur la paroi du pore, g est l'accélération de la pesanteur (m s^{-2}) et ρ_w est la masse volumique de l'eau (kg m^{-3}).

Le potentiel de pression capillaire dans un sol non saturé est toujours négatif, la pression de l'eau dans le capillaire étant inférieure à la pression atmosphérique de référence.



L'application numérique de cette équation, avec $\sigma = 0.075 \text{ Nm}^{-1}$ qui représente la tension superficielle entre l'eau et l'air à la température de 20°C et $\alpha = 0^\circ$ (liquide mouillant parfaitement la paroi du pore), donne : $h = -0.15/r$ (avec r en cm).

Ainsi on définit le pore équivalent comme étant un pore de géométrie simple qui possède, des propriétés semblables au pore réel. Lorsqu'il s'agit des propriétés hydrauliques des pores, on utilise généralement un modèle de pore cylindrique. On parle alors de rayon ou de diamètre de pore équivalent (en cm) : $d_{eq} = 0.3/h$

Selon la loi de Jurin donnant le diamètre maximal équivalent des pores d_{eq} en fonction du potentiel de pression, on déduit que l'utilisation d'une gamme de potentiels de l'eau entre -25 et 0 cm, au moyen d'un infiltromètre à disque, correspond à un spectre de pores de diamètre équivalent supérieur ou égal à 0,12 mm.

3.1.1.2. Usages

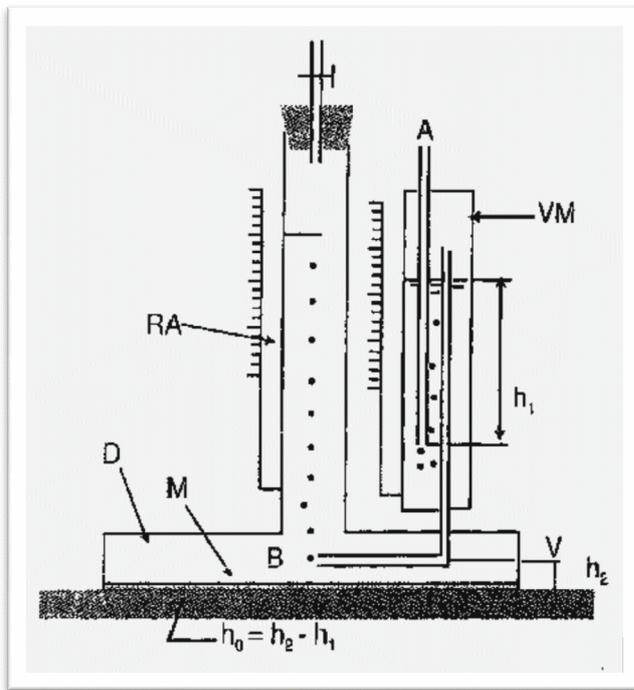
L'infiltromètre à disque est très couramment utilisé pour quantifier les effets des macropores et les chemins d'infiltration préférentiels sur le terrain. Les données issues de l'infiltromètre à disque sont utilisées depuis déjà deux décennies, pour estimer la caractéristique de conductivité hydraulique (K) proche de la saturation et à saturation (Schneider, 2009). L'estimation de (K) à partir des données d'infiltration étant réalisée, le plus souvent grâce à la solution analytique de Wooding (1968).

L'analyse des régimes transitoire et stationnaire de l'infiltration permet de déduire des informations sur les caractéristiques hydrodynamiques, notamment la conductivité hydraulique et la sorptivité du sol (White et Perroux, 1987 ; Warrick, 1992 ; Vandervaere, 1995 ; Vandervaere et al., 2000).

Il est connu que la présence de macropores dans le sol peut contribuer à des mouvements rapides de l'eau et de solutés vers la profondeur (Watson et al., 1986) et qu'à saturation, l'essentiel des flux prend place dans les macropores (Nachabe, 1995). C'est en raison principalement de son adaptation à l'étude de la macroporosité du sol que l'infiltromètre à disque connaît une large popularité (Coquet et al., 2005a). Pour la rapidité des mesures, l'infiltromètre à disque a été également utilisé, pour étudier la variabilité spatiale des propriétés hydrauliques du sol (Mohanty et al., 1994). Grâce à la puissance de calcul des nouveaux ordinateurs, son usage pour une estimation inverse des paramètres hydrodynamiques du sol, est devenue très courante (Simunek et van Genuchten, 1996; Simunek et al., 1999 ; Simunek et al., 1998-b ; Ramos et al., 2006).

3.1.1.3. Description de l'appareil

L'appareil (figure 3.2 et figure 3.3) est constitué d'un disque creux (D) muni d'une membrane (M) à sa base en contact avec le sol. Le disque (D) est alimenté en eau par un réservoir (RA) gradué, fermé à sa partie supérieure par une pince de Mohr.



(3.2)



(3.3)

Figure 3.2 Schéma d'un infiltromètre à disque non déporté. (D : disque cylindrique, RA : réservoir d'alimentation, VM : vase de Mariotte de contrôle de succion, M : membrane poreuse, A : tube d'entrée d'air)

Figure 3.3 Photo de l'infiltromètre utilisé lors de la prise de mesure sur la rive gauche de l'oued Sébaou (Tamda)

L'entrée de l'air dans le réservoir d'alimentation se fait par un tube (B) relié à un vase de Mariotte (VM) permettant de régler le potentiel de l'eau au niveau de la surface du sol.

Pour que l'eau quitte l'infiltromètre et s'infilte dans le sol, elle doit être remplacée dans le réservoir d'alimentation par un volume identique d'air. Cet air transite à travers le vase de Mariotte par le tube (A) à la pression atmosphérique. Les bulles d'air ainsi formées à la base du tube (A) remontent dans le vase de Mariotte et rejoignent le volume d'air contenu dans celui-ci. Compte tenu de la charge hydrostatique h_1 [L] existant entre la base du tube (A) et la

surface de l'eau contenue dans le vase de Mariotte, le volume d'air du vase de Mariotte est à une pression $P_{air\ VM}$ [$M L^{-1} T^{-2}$] inférieure à la pression atmosphérique P_{atm} [$M L^{-1} T^{-2}$] :

$$P_{air\ VM} = p_{atm} - \rho_w g h_1 \quad (11)$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau [$M L^{-3}$] et g l'accélération de la pesanteur [$L T^{-2}$]. Lors de l'infiltration de l'eau, l'air quitte le vase de Mariotte par le tube (B) à la pression $P_{air\ VM}$ pour rejoindre le réservoir d'alimentation. L'eau située juste à la sortie du tube (B) possède donc une pression égale à celle de l'air qui sort du tube. On peut déduire ainsi, la pression de l'eau P_0 à la sortie du disque de l'infiltromètre:

$$P_0 = P_{air\ VM} + \rho_w g h_2 = P_{atm} + \rho_w g (h_2 - h_1) \quad (12)$$

Soit, si l'on exprime les pressions en unité de hauteur de colonne d'eau, un potentiel de l'eau h_0 à la sortie de l'infiltromètre:

$$h_0 = h_2 - h_1 \quad (13)$$

La hauteur h_2 est déterminée en remontant le tube (A) jusqu'à ce que l'eau coule à travers la membrane. On a alors $h_0=0$ et $h_1=h_2$. Le tube est alors rabaisse de la distance correspondant au potentiel h_0 désiré.

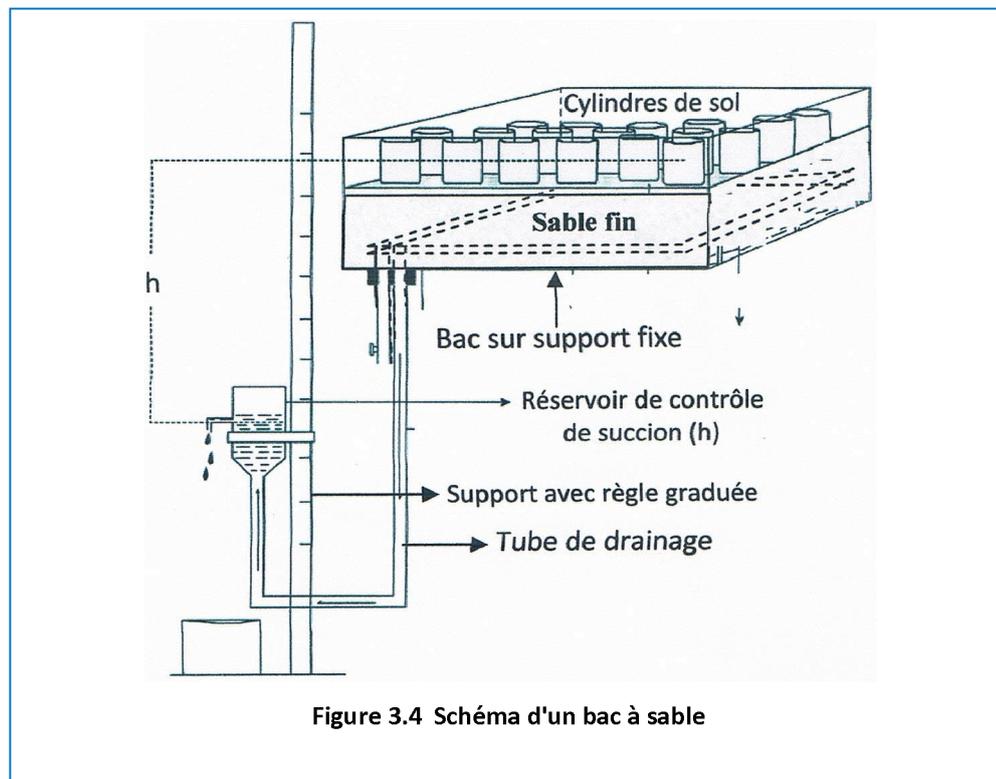
La membrane du disque doit avoir un potentiel d'entrée d'air bien inférieur à 25 cm tout en ayant une résistance hydraulique négligeable devant celle du sol. Pour assurer un parfait contact entre la membrane et le sol, on dispose une mince couche de sable fin entre les deux.

La taille des grains est choisie de telle sorte que la sorptivité du sable soit importante (ainsi le sable se sature rapidement), sans toutefois que les grains soient trop grossiers, auquel cas le sable ne serait pas saturé aux faibles potentiels. Le sable dont la taille médiane des grains est de l'ordre de 0,15 mm, est bien adapté à cet usage.

3.1.2. Méthode du bac à sable

Cette méthode de mesure au laboratoire (figure 3.4), concerne uniquement la courbe de rétention $\theta(h)$. Elle est décrite d'une manière détaillée, par Stakman (1974) et Trautmann (2008).

Selon les dimensions du bac et des cylindres utilisés, elle permet de traiter simultanément plusieurs échantillons non perturbés (20 à 50). C'est une technique basée sur le drainage graduel d'échantillons saturés. Par conséquent la limite possible de potentiel de pression ou de succion exercée, pour établir la courbe de rétention, dépend de la barrière poreuse utilisée (membrane, plaque poreuse, sable fin...), dont le diamètre du pore équivalent (d_{eq}) est donné par la loi de Jurin (10). Dans cette étude cette barrière est établie au moyen d'un mélange de sable fin et de kaolin. On s'est limité aux mesures les plus abouties au voisinage de la saturation.



Cette technique nécessite 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.

Son principe, consiste à exercer des succions décroissantes sur des cylindres de sols, de 100 cm³ de volume, non remaniés et préalablement saturés. On applique initialement une succion $h=0$ (saturation des échantillons de sols), puis on réalise un drainage graduel en abaissant h selon des pas bien définis. À la fin de chaque succion appliquée (h_j), on effectue la pesée de l'échantillon pour pouvoir déterminer par la suite sa teneur en eau pondérale correspondante

(w_j). Une fois toutes les mesures achevées, les échantillons sont mis dans une étuve afin de déterminer leur masse solide (m_s). On peut ainsi calculer les densités apparentes, les teneurs pondérales en eau à la saturation (w_s) et après drainage (w_j) correspondant aux suctions $h = 0$ et $h = -h_j$, respectivement. Ces humidités pondérales sont ensuite transformées en teneurs volumiques (θ_j) par l'intermédiaire de la densité apparente D_a , ($\theta_j = D_a \cdot w_j$). Ce qui permet de tracer $\theta(h)$, à partir de l'ensemble des couples de points mesurés (θ_j, h_j).

Dans cette étude, les courbes $\theta(h)$ obtenues sont établies pour des valeurs de h proches de la saturation (0, -1, -2,5, -10 et -31,6 cm). Chacune de ces courbes représente la moyenne des mesures, sur trois cylindres de sol, prélevés à moins d'un mètre des points où l'on a effectué les essais d'infiltration. Les résultats ainsi obtenus sont comparés à ceux issues de l'inversion numérique, selon le modèle MVG (équation 6).

3.2. Les méthodes analytiques

3.2.1 La méthode de Wooding (1968).

L'écoulement variablement saturé dans un sol, à travers une source circulaire sous une charge de pression constante appliquée à sa surface, peut être estimée analytiquement en utilisant le modèle exponentiel de Gardner (1958):

$$K(h_0) = K_s \exp(\alpha^* h_0) \quad (14)$$

où $K(h_0)$ est la conductivité hydraulique [LT^{-1}], h_0 est le potentiel de pression appliqué [L], K_s est la conductivité hydraulique à la saturation [LT^{-1}] et α^* est un nombre lié à la sorptivité du sol [L^{-1}] (White et al., 1987 ; Simunek et al., 1998).

L'approche analytique de cet écoulement est donnée par la solution de Wooding(1968):

$$Q(h_0) = \left(\pi r^2 + \frac{4r}{\alpha^*} \right) K(h_0) \quad (15)$$

où Q est le flux d'infiltration en régime permanent [L^3T^{-1}] et r , le rayon du disque de l'infiltromètre [L]. Cette solution, possède donc deux paramètres inconnues, K_s et α^* . On peut alors soit utiliser deux disques de diamètres différents r_1 et r_2 , cas de la méthode multidisque (Smettem et al., 1995), soit calculer deux flux différents en appliquant deux potentiels h_i et

h_{i+1} au même endroit. Il s'agit dans ce dernier cas de la méthode multipotential d'Ankeny et al. (1991). Il est à noter que la solution analytique de Wooding donnée ci-dessous est soumise à un certain nombre de conditions restrictives, dites hypothèses de Wooding qui considèrent que le sol est homogène, isotrope et d'humidité initiale uniforme. Il a été démontré, que quand ces hypothèses ne sont pas vérifiées, la solution analytique de Wooding conduit souvent à des valeurs négatives de K_s (Warrick, 1992; Hussen et al., 1993; Logsdon et al., 1993; Vandervaere et al., 1997).

Dans le cas de cette étude, on peut considérer que ces hypothèses ne sont pas complètement satisfaites. A cause de la présence parfois, de quelques racines de végétaux, de petits cailloux et de petites fissures, dans le bulbe humidifié qui représente le domaine d'écoulement sous l'infiltromètre.

La forme logarithmique de l'équation (2) s'écrit :

$$\ln(Q(h_0)) = \ln \left[K_s \left(\pi r^2 + \frac{4r}{\alpha^*} \right) \right] + (\alpha^* h_0) \quad (16)$$

La fonction $\ln Q(h_0)$ est alors une droite de pente α^* qui coupe l'axe des ordonnées au point de coordonnées $(0, \ln[K_s(\pi r^2 + 4r/\alpha^*)])$, d'où la possibilité de déterminer les variables inconnues α^* et K_s . (figure 3.5). Cependant la linéarité de l'équation (16) n'est pas toujours vérifiée dans la pratique, (Coquet et al., 2000).

La solution de WOODING consiste à estimer la conductivité $K(h_{i+1/2})$ au milieu de l'intervalle formé par les succions appliquées $[h_i, h_{i+1}]$ (Ankeny et al. 1991; Reynolds et al. 1991 et Jarvis et al., 1995). Dans cette approche, le paramètre α^* est considéré dans l'expression exponentielle de Gardner (14) comme étant constant entre deux succions appliquées adjacentes, h_i et h_{i+1} (figure 3.5). On peut alors l'écrire sous la forme :

e

$$\alpha_{i+1/2}^* = \frac{\ln \frac{Q_i}{Q_{i+1}}}{h_i - h_{i+1}} \quad i = 1, \dots, j - 1 \quad (17)$$

où j est le nombre de succions appliquées et l'indice $i+1/2$, représente la valeur médiane entre les succions appliquées adjacentes, h_i et h_{i+1} , avec $h_{i+1/2} = (h_i + h_{i+1})/2$. La conductivité hydraulique non saturée peut être alors estimée à partir de l'équation :

$$K_{i+1/2} = \frac{Q_{i+1/2}}{\pi r_0^2 + \frac{4r_0}{\alpha_{i+1/2}^*}} \quad i = 1, \dots, j - 1 \quad (18)$$

dans laquelle le flux $Q_{i+1/2}$ correspondant à la succion $h_{i+1/2}$ est déterminé à partir de la moyenne géométrique des flux mesurés Q_i et Q_{i+1} :

$$Q_{i+1/2} = \exp\left(\frac{\ln Q_i + \ln Q_{i+1}}{2}\right) \quad i = 1, \dots, j - 1 \quad (19)$$

Quant à la mesure du flux Q_i , elle est calculée à partir de la pente de la droite, obtenue de la régression linéaire opérée sur les dernières valeurs de l'infiltration cumulative mesurée $I(t)$, relatives à h_i , car le régime permanent n'est atteint que lorsque le flux Q_i devient constant : lorsque la courbe $I(t)$ devient presque une droite.

Ainsi, après avoir calculé : $h_{i+1/2}$, $K_{i+1/2}$ et $\alpha_{i+1/2}^*$, on pourra estimer la conductivité hydraulique à la saturation K_s à partir de l'équation de Gardner (14) de la manière suivante :

$$K_s = \frac{K_{i+1/2}}{\exp(\alpha_{i+1/2}^* h_{i+1/2})} \quad i = 1 \dots, j - 1 \quad (20)$$

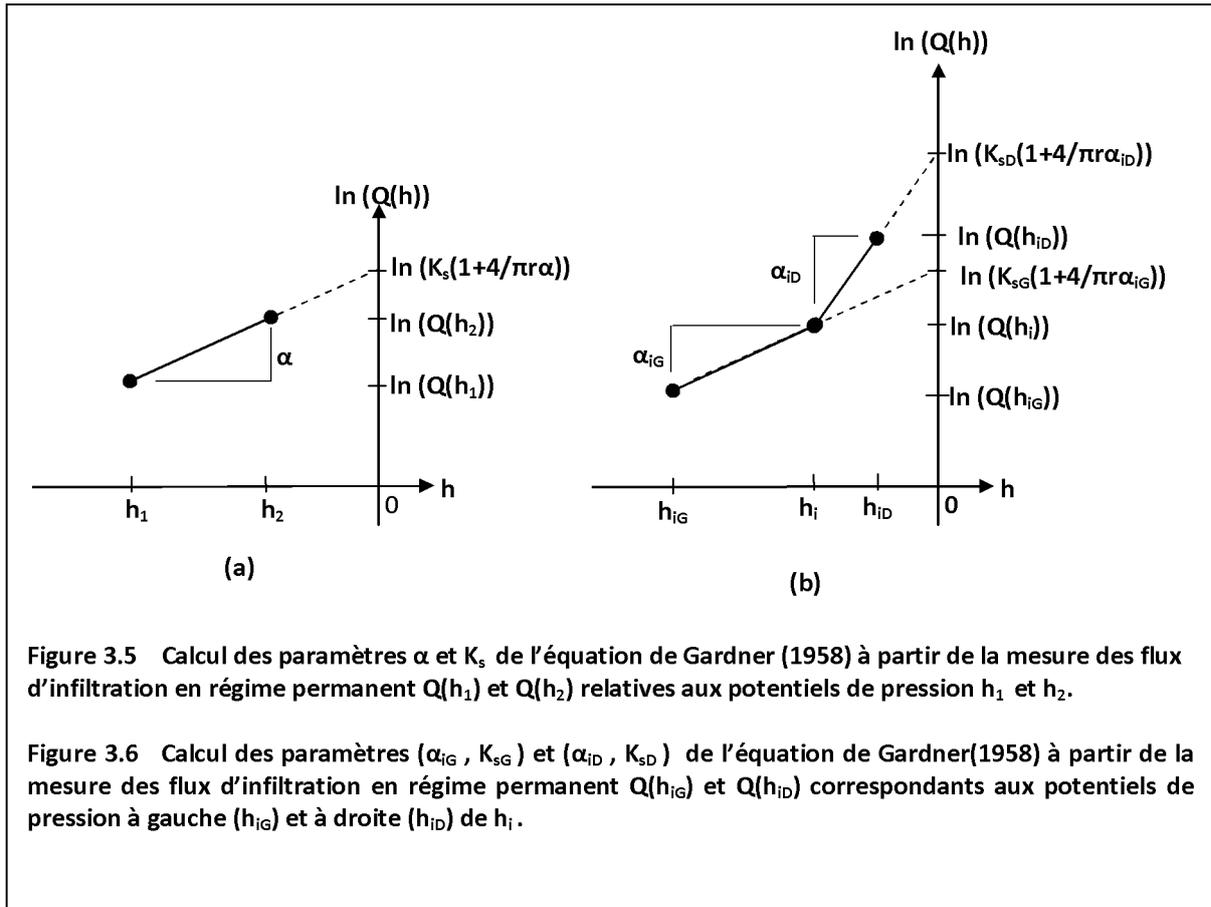
3.2.2. La méthode d'Ankeny et al. (1991).

Dans la pratique la linéarité de l'équation (16) est rarement vérifiée, car le paramètre α n'est pas constant mais dépend du potentiel de pression h . Ce qui constitue l'inconvénient de la méthode multipotentiel. Pour cela Ankeny et al. (1991) et Reynolds et al. (1991), ont proposé une méthode analogue à la méthode Wooding, décrite ci-dessus. Sauf qu'elle consiste à estimer $K(h_i)$ correspondant à la succion appliquée, h_i à partir des trois succions consécutives : h_{i-1} , h_i et h_{i+1} . (figure 3.6). Ceci permet d'estimer les conductivités hydrauliques à gauche et à droite de h_i , relatives aux intervalles $[h_{i-1}, h_i]$ et $[h_i, h_{i+1}]$. Autrement dit cette méthode définit $K(h_i)$ comme une exponentielle par morceau, en considérant α_{iG} et α_{iD} sont constants dans les intervalles $[h_{i-1}, h_i]$ et $[h_i, h_{i+1}]$ respectivement :

$$\ln(Q(h_{iG})) = \ln\left[K_{sG}\left(\pi r^2 + \frac{4r}{\alpha_{iG}^*}\right)\right] + (\alpha_{iG}^* h_i) \quad (21)$$

$$\ln(Q(h_{iD})) = \ln \left[K_{sD} \left(\pi r^2 + \frac{4r}{\alpha_{iD}^*} \right) \right] + (\alpha_{iD}^* h_i) \quad (22)$$

A partir de ces équations on peut donc estimer les couples de paramètres (α_{iG}, K_{sG}) et (α_{iD}, K_{sD}) . D'où la possibilité de calculer les conductivités hydrauliques à gauche et à droite de h_i : $K(h_{iG})$ et $K(h_{iD})$ en utilisant l'équation de Gardner (14).



Finalement la conductivité hydraulique $K(h_i)$ est déterminée à partir de la moyenne algébrique des conductivités $K(h_{iG})$ et $K(h_{iD})$. (Coquet et al., 2000) :

$$K(h_i) = \frac{K(h_{iG}) + K(h_{iD})}{2} \quad (23)$$

Dans cette étude pour chaque succion h_i , le flux Q_i est estimée à partir des dix dernières valeurs de l'infiltration cumulatives $I(t)$ mesurées.

Ainsi à partir des cinq succions appliquées (-10, -6,-3, -1 et -0.5 cm), on dispose pour chaque essai, grâce à ces deux méthodes (de Wooding et d'Ankeny et al), de sept valeurs ponctuelles de $K(h_i)$, relatives au potentiels intermédiaires: -8, -6, -4.5, -3, -2, -1 et -0.75 cm, en plus de la conductivité hydraulique à la saturation ($h=0$) déduite du couple de valeurs de succions, proche de la saturation [-1cm,-0.5cm], selon la méthode de Wooding.

3.3. La Méthode inverse

Dans les méthodes directes cas de la simulation, on cherche à calculer les variables de sortie à partir des paramètres connus du système modélisé. Ainsi donc, comme son nom l'indique, la procédure inverse dite aussi calibration, consiste à identifier les paramètres du système. en utilisant les valeurs des variables de sortie (Russo et *al.*, 1991).

Dans la présente étude, le ' système' représente le sol que l'on modélise et qui est le lieu des transferts d'eau. Les variables sont les infiltrations cumulatives mesurées $I(t)$, les teneurs en eau θ et les potentiels de pression dans le sol h . Les paramètres de ce système sont ceux qui décrivent les relations $K(\theta)$ et $\theta(h)$ du modèle mathématique utilisé : paramètres du modèle de Mualem van Genuchten : θ_r , θ_s , α , n et Ks , donnés par les équations (6) et (7) .

Le problème inverse est correctement posé si les trois conditions suivantes sont réunies (Schneider , 2009) :

- existence d'une fonction qui satisfait les équations modélisant le système. En cas de surdétermination du problème, la condition d'existence n'est pas réalisée ;
- unicité de la solution. En cas de sous-détermination du problème, c'est-à-dire, lorsqu'il y a plus d'inconnues que d'équations, la condition d'unicité n'est pas réalisée ;
- stabilité de la solution, qui traduit que les variations de la solution sont négligeables, lorsque on introduit des variations, suffisamment faibles, à des données d'entrée,

Plusieurs études ont montré que le choix du modèle hydrodynamique du sol, ainsi que le nombre de paramètres à optimiser, influencent considérablement la convergence, l'unicité et la stabilité de la solution inverse (Van Genuchten, 1980 ; Vandervaere, 1995 ; Šimunek et Van Genuchten, 1996).

Les études effectuées par Šimunek et Van Genuchten (1996 et 1997), Ramos (2006) et Schneider (2009), ont prouvé que la combinaison entre l'infiltration cumulative $I(t)$ relative à plusieurs charges de pression h_i et les humidités initiale θ_i et finale θ_f mesurées, conduit à une solution unique des paramètres optimisés.

3.3.1. Formulation du problème inverse

Lorsque des erreurs de mesure suivent une distribution normale multivariée (loi normale de Gauss à plusieurs variables) de moyenne nulle et de matrice de covariance \mathbf{V} , la fonction des paramètres du modèle statistique peut être écrite selon la formulation de Bard (1974) :

$$L(\boldsymbol{\beta}) = (2\pi)^{-n/2} (\det. \mathbf{V})^{-1/2} \cdot \exp \{(-1/2)[\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta})]^T \mathbf{V}^{-1} [\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta})]\} \quad (24)$$

où $L(\boldsymbol{\beta})$ est la fonction des paramètres du modèle statistique, $\boldsymbol{\beta} = \{\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_m\}$ est le vecteur des paramètres optimisés (par exemple, paramètres du modèle MVG : $\theta_r, \theta_s, \alpha, n$ et K_s), m est le nombre de paramètres optimisés, $\mathbf{q}^* = \{q_1^*, q_2^*, \dots, q_n^*\}$ est le vecteurs des mesures spécifiques observées (qui peuvent être le potentiel de pression h , la teneur en eau en eau θ et/ou l'infiltration cumulative $I(t)$) et $\mathbf{q} = \{q_1, q_2, \dots, q_n\}$ est le vecteur correspondant de prédiction du modèle en fonction des paramètres inconnus à optimiser et n est le nombre d'observations.

La fonction $L(\boldsymbol{\beta})$ est définie, par Brad (1974), comme étant la fonction de densité de probabilité conjointe des observations (pdf : probability density function). Elle représente la fonction des paramètres inconnus représentés par le vecteur $\boldsymbol{\beta}$. Puisque le logarithme est une fonction de croissance monotone, alors la valeur du vecteur $\boldsymbol{\beta}$ qui maximise $L(\boldsymbol{\beta})$ maximise également $\ln L(\boldsymbol{\beta})$. Cette propriété du logarithme est fréquemment utilisée dans l'identification des paramètres, car elle est plus simple à étudier que la fonction $L(\boldsymbol{\beta})$ elle-même. L'équation (24) est donc reformulée sous la forme logarithmique suivante :

$$\ln L(\boldsymbol{\beta}) = -\frac{n}{2} \ln (2\pi) - \frac{1}{2} \ln (\det \mathbf{V}) - \frac{1}{2} [\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta})]^T \mathbf{V}^{-1} [\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta})] \quad (25)$$

Si tous les éléments de la matrice de covariance V sont connus, dans ces conditions le vecteur des paramètres inconnus β qui maximise l'équation logarithmique (25) doit minimiser l'équation suivante :

$$\mathbf{F}(\beta) = [\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\beta)]^T \mathbf{V}^{-1} [\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\beta)] \quad (26)$$

Lorsque la matrice de covariance V est diagonale et lorsque on dispose de plusieurs séries de mesures, l'équation (26) peut être formulée d'une manière plus explicite, sous la forme de moindres carrés pondérés traduisant l'écart entre les variables d'espace temps $\{\mathbf{q}(x, t_i)\}$ mesurées et prédites (Simunek et al., 1996, 1998) :

$$\mathbf{F}(\beta) = \sum_{j=1}^{m_q} v_j \sum_{i=1}^{n_{qj}} w_{i,j} [\mathbf{q}_j^*(x, t_i) - \mathbf{q}_j(x, t_i, \beta)]^2 \quad (27)$$

C'est la fonction objective à minimiser, dans laquelle le vecteur $\{\mathbf{q}(x, t)\}$ peut être par exemple : des potentiels de pression, des teneurs en eau/ et ou des concentrations à des instants et des points bien définis, ou bien des flux cumulés d'infiltration en fonction du temps à travers une frontière), m_q est le nombre de série de différentes mesures, n_{qj} est le nombre de mesures dans une série particulière $\mathbf{q}_j^*(x, t_i)$, qui représente les mesures spécifiques à l'instant t_i et à l'emplacement x (r, z) pour le j^{me} ensemble de mesure, $\mathbf{q}_j(x, t_i, \beta)$ sont les prédictions du modèle correspondant au vecteur des paramètres optimisés β (par exemple : les paramètres du modèle MVG : $\theta_r, \theta_s, \alpha, n, Ks$,) et v_j et $w_{i,j}$ sont les poids (coefficients de pondérations) associés à une série de mesure particulière ou à un point donné, respectivement.

Dans la présente étude on dispose de deux séries de mesure ($m_q = 2$) : la première $\mathbf{q}_1(x, t)$ représente les infiltrations cumulatives $\{I(t)\}$ à la surface du sol au contact de l'infiltromètre, dont le nombre de mesures est n_1 ($150 < n_1 < 210$), selon les sites. La seconde $\mathbf{q}_2(x, t) = \{\theta_f\}$ c'est la teneur en eau à la fin de l'essai (une seule mesure : $n_2 = 1$). β est le vecteur des quatre paramètres optimisé du modèle MVG : $\{\beta\}^T = \{\theta_s, \alpha, n, Ks\}$.

En ce qui concerne les poids de pondérations, Hydrus propose soit de leur attribuer une valeur fixe, ou bien de les estimer directement à partir des rapports des moyennes ou des écarts types.

Le coefficient de pondération v_j relatif à la série de mesure $\mathbf{q}_j(x, t)$ dépend du nombre de données n_j de la série considérée (Clausnitzer et al., 1995) :

$$v_j = \frac{1}{n_j \sigma_j^2} \quad (28)$$

Ainsi la fonction objective (27), se présente sous forme d'écart quadratique moyen pondéré, normalisé par les mesures de la variance: σ_j^2 .

3.3.2. Solution du problème inverse

Plusieurs méthodes ont été développées dans le passé pour résoudre le problème de minimisation / maximisation non linéaire. Parmi elles on note la méthode de Newton, de Gauss, de Marquardt, de descente du gradient et la méthode d'interpolation et d'extrapolation (Bard, 1974 ; Kool et al 1987). La majorité de ces méthodes sont itératives. Elles consistent à estimer en premier lieu le vecteur des paramètres inconnus β_i puis étudier comment la fonction objectif $F(\beta)$ se comporte au voisinage de l'estimation initiale. Autrement dit le but de chaque itération est de trouver la variation d_i du vecteur β_i , qui réduit la fonction objective $F(\beta)$. Par conséquent : on cherche le vecteur : $\beta_{i+1} = \beta_i + d_i$ qui vérifié la relation : $F(\beta_{i+1}) < F(\beta_i)$.

3.3.2.1. La méthode de descente du gradient

C'est une méthode de minimisation générale. Il est reconnu comme un algorithme très convergent pour trouver le minimum de fonctions objectives simples. Les méthodes basées sur la descente de gradient sont parfois les seuls à apporter une solution à des problèmes comportant des milliers de paramètres. Dans cette méthode le pas de variations est dans la direction opposée au gradient de la fonction objective.

$$\beta_{i+1} = \beta_i + d_i = \beta_i - \rho \frac{\partial F(\beta_i)}{\partial \beta_i} \quad (29)$$

où ρ est un scalaire positif qui détermine la longueur du pas dans la direction de la plus grande descente.

Selon la relation (26), le gradient s'écrit :

$$\frac{\partial \mathbf{F}(\boldsymbol{\beta}_i)}{\partial \boldsymbol{\beta}_i} = \frac{\partial}{\partial \boldsymbol{\beta}_i} [\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)]^T \mathbf{V}^{-1} [\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)] \quad (30)$$

$$\frac{\partial \mathbf{F}(\boldsymbol{\beta}_i)}{\partial \boldsymbol{\beta}_i} = [\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)]^T \mathbf{V}^{-1} \frac{\partial}{\partial \boldsymbol{\beta}_i} [\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)] \quad (31)$$

$$\frac{\partial \mathbf{F}(\boldsymbol{\beta}_i)}{\partial \boldsymbol{\beta}_i} = -[\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)]^T \mathbf{V}^{-1} \left[\frac{\partial \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)}{\partial \boldsymbol{\beta}_i} \right] \quad (32)$$

$$\frac{\partial \mathbf{F}(\boldsymbol{\beta}_i)}{\partial \boldsymbol{\beta}_i} = -[\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)]^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{J} \quad (33)$$

Avec :

$\mathbf{J} = \left[\frac{\partial \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)}{\partial \boldsymbol{\beta}_i} \right]$ est la matrice jacobienne de dimension $(m \times n)$ qui représente la sensibilité des valeurs prédites $\mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)$ aux variations des paramètres $\boldsymbol{\beta}$.

Le pas de variation du vecteur des paramètres dans la direction de la descente du gradient s'écrit donc :

$$\mathbf{d}_i = \rho \mathbf{J}^T [\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)] \mathbf{V}^{-1} \quad (34)$$

D'où la possibilité d'effectuer des itérations pas à pas à partir du vecteur de paramètres initiales $\boldsymbol{\beta}_0$, choisi.

3.3.2.2. La méthode de Gauss –Newton

Elle est recommandée pour minimiser des fonctions objectives de dimension modérée, car elle converge généralement beaucoup plus rapidement que les méthodes de descente du gradient (Marquardt, 1963).

La fonction évaluée avec les paramètres du modèle $\mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)$ peut être estimées localement au moyen d'un développement en série de Taylor du premier ordre de la manière suivante :

$$\mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i + \mathbf{d}_i) \approx \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i) + \frac{\partial}{\partial \boldsymbol{\beta}_i} \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i) \mathbf{d}_i = \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i) + \mathbf{J} \mathbf{d}_i \quad (35)$$

Sachant que l'équation (26) peut s'écrire également sous la forme suivante :

$$\mathbf{F}(\boldsymbol{\beta}_i) = [\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)]^T \mathbf{V}^{-1} [\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)] = \mathbf{q}^{*T} \mathbf{V}^{-1} \mathbf{q}^* - 2\mathbf{q}^{*T} \mathbf{V}^{-1} \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i) + \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)$$

On peut écrire alors :

$$\mathbf{F}(\boldsymbol{\beta}_{i+1}) \approx \mathbf{q}^{*T} \mathbf{V}^{-1} \mathbf{q}^* - 2\mathbf{q}^{*T} \mathbf{V}^{-1} \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i + \mathbf{d}_i) + \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i + \mathbf{d}_i)^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i + \mathbf{d}_i) \quad (36)$$

$$\mathbf{F}(\boldsymbol{\beta}_{i+1}) \approx \mathbf{q}^{*T} \mathbf{V}^{-1} \mathbf{q}^* - 2\mathbf{q}^{*T} \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i) + \mathbf{J} \mathbf{d}_i) + (\mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i) + \mathbf{J} \mathbf{d}_i)^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i) + \mathbf{J} \mathbf{d}_i) \quad (37)$$

$$\begin{aligned} \mathbf{F}(\boldsymbol{\beta}_{i+1}) \approx & \mathbf{q}^{*T} \mathbf{V}^{-1} \mathbf{q}^* + \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i) - 2\mathbf{q}^{*T} \mathbf{V}^{-1} \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i) - 2(\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i))^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{J} \mathbf{d}_i \\ & + \mathbf{d}_i^T \mathbf{J}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{J} \mathbf{d}_i \end{aligned} \quad (38)$$

Ceci montre que la fonction objective $\mathbf{F}(\boldsymbol{\beta}_{i+1})$ est approximativement quadratique en ce qui concerne le pas de variation \mathbf{d}_i . et que $\mathbf{J}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{J} = \mathbf{H}$, représente approximativement la matrice Hessienne (matrice des dérivées secondes) de cette fonction objective.

Le pas de variation \mathbf{d}_i qui minimise la fonction objective est obtenu lorsque sa dérivée est nulle ($\frac{\partial \mathbf{F}(\boldsymbol{\beta}_{i+1})}{\partial \mathbf{d}_i} = \mathbf{0}$). Ce qui correspond à :

$$\frac{\partial \mathbf{F}(\boldsymbol{\beta}_{i+1})}{\partial \mathbf{d}_i} = -2(\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i))^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{J} + 2\mathbf{d}_i^T \mathbf{J}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{J} = \mathbf{0} \quad (39)$$

De cette relation on déduit que

$$(\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i))^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{J} = \mathbf{d}_i^T \mathbf{J}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{J} \quad (40)$$

Finalement le pas de variation \mathbf{d}_i peut être calculée à partir de la relation :

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{J}) \mathbf{d}_i = \mathbf{J}^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)) \quad (41)$$

Il est à noter que la méthode de Gauss-Newton simplifiée néglige les dérivées d'ordre élevée, elle considère ainsi que la matrice Hessienne $\mathbf{H} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J})$.

Par conséquent \mathbf{d}_i peut être établi simplement à partir de la relation :

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J}) \mathbf{d}_i = \mathbf{J}^T (\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i)) \quad (42)$$

3.3.2.3 La méthode de Levenberg –Marquardt

Levenberg et Marquardt [1963] ont proposé une méthode très efficace qui est devenu une référence dans l'optimisation avec les moindres carrés non linéaires, très utilisé en sciences de l'eau et du sol (Simunek et *al.* 1996, 1998 ; van Genuchten, 1981 ; Kool et *al.*, 1985, 1987). Elle représente un compromis entre la méthode de Gauss-Newton et la méthode de descente de gradient. Elle utilise la plus grande pente du gradient, quand la fonction objective est loin de son minimum et elle se transforme en la méthode de Gauss-Newton, dans le cas contraire. Elle est donnée par la relation :

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{J} + \lambda \mathbf{I}) \mathbf{d}_i = \mathbf{J}^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\beta_i)) \quad (43)$$

ou \mathbf{I} est la matrice identité (unitaire) et λ est un scalaire positif.

Cette équation peut s'écrire également (Marquardt (1963)) :

$$[\mathbf{J}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{J} + \lambda \mathbf{diag}(\mathbf{J}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{J})] \mathbf{d}_i = \mathbf{J}^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\beta_i)) \quad (44)$$

Cette méthode est obtenue en multipliant la matrice Hessienne de la méthode Gauss-Newton par $(1 + \lambda)$. Ainsi lorsque λ est grand, dans ces conditions la matrice diagonale est dominante on retrouve ainsi la méthode de descente de gradient, cependant lorsque λ est proche de zéro la méthode devient celle de Gauss-Newton.

A cet effet, la minimisation de la fonction objective peut s'effectuer au moyen de la méthode non linéaire donnée par l'algorithme de Levenberg-Marquardt (1963), intégré dans le logiciel HYDRUS-2D.

Dans cette étude, le vecteur β_0 relatif aux valeurs initiales des paramètres du modèle de Mualem- van Genuchten (MVG) adopté, est établi selon la texture du sol, à partir de la base de données de Carsel et *al.*, (1988), disponible également dans HYDRUS-2D.

3.3.3. Les critères de convergence

La convergence de la méthode itérative de Levenberg –Marquardt est obtenue lorsque l'un

des trois critères suivants est satisfait (selon le degré de précision fixé) :

- La convergence du gradient, $\max |\mathbf{J}^T \mathbf{V}^{-1}(\mathbf{q}^* - \mathbf{q}(\boldsymbol{\beta}_i))| < \epsilon_1$;
- Convergence des paramètres, $\max |(\boldsymbol{\beta}_i - \boldsymbol{\beta}_{i+1})/\boldsymbol{\beta}_i| < \epsilon_2$;
- Convergence de la fonction objective $|[F(\boldsymbol{\beta}_i) - F(\boldsymbol{\beta}_{i+1})]/F(\boldsymbol{\beta}_i)| < \epsilon_3$

Dans le cas contraire, les itérations se terminent lorsque leur nombre dépasse une limite prédéterminée.

Dans cette étude le nombre maximale d'itération est fixé à 100, cependant le plus grand nombre enregistré est de 45 itérations. La convergence est obtenue avec la troisième condition :

$$|[F(\boldsymbol{\beta}_i) - F(\boldsymbol{\beta}_{i+1})]/F(\boldsymbol{\beta}_i)| < 0.01 \quad (45)$$

3.3.4. L'inversion numérique

On a vu précédemment que la méthode inverse est une procédure d'optimisation qui consiste à trouver le vecteur des paramètres, $\boldsymbol{\beta}^T = (\theta_s, \alpha, n, Ks)$ dans le cas de cette étude, qui minimise les différences entre les observations et les prédictions. Ces différences sont calculées au sein de la fonction objective $F(\boldsymbol{\beta})$, qui somme pour chaque jeu de données, le carré de l'écart normalisé entre les valeurs observées et les valeurs prédites. Cependant tout cela nécessite en premier la définition du domaine d'écoulement sous l'infiltromètre et la résolution de l'équation aux dérivées partielles, traduisant le processus d'infiltration dans la zone non saturée du sol, au moyen d'une méthode numérique.

L'infiltration de l'eau sous le disque de l'infiltromètre est un écoulement axisymétrique traduit par la loi de Darcy en milieu variablement saturé, rigide et isotrope. Cet écoulement est représenté par l'équation de Richards modifiée (Warrick, 1992):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(rK \frac{\partial h}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (46)$$

où θ est l'humidité volumétrique du sol [L^3/L^3], t est le temps [T], r est la coordonnée radiale [L] et z la coordonnée verticale (positive vers le haut) [L]. K est la conductivité hydraulique [LT^{-1}].

3.3.4.1. Discrétisation du domaine d'écoulement

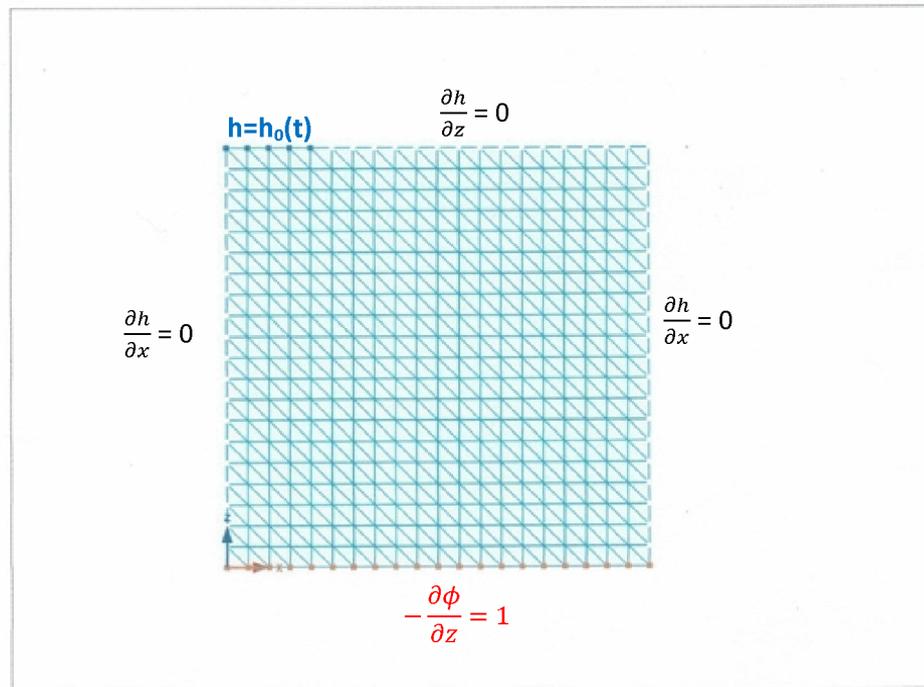


Figure 3.7 Domaine d'écoulement axisymétrique sous l'infiltromètre à disque, conditions aux limites associées et le maillage avec 800 éléments triangulaires. (Demi-coupe transversale, $x=r$ est la coordonnée radiale)

Le domaine d'écoulement axisymétrique sous le disque de l'infiltromètre se présente sous la forme d'un bulbe d'humidité, qui correspond à la partie du sol humidifiée lors des mesures d'infiltration. Le rayon de ce bulbe est faible ($R \leq 15$ cm) pour tous les sites étudiés (annexe 2).

Pour tenir compte de la frange capillaire, on a considéré un domaine d'écoulement de dimensions 20×20 cm² que l'on a discrétisé au moyen d'un maillage relativement large, formé par 800 éléments triangulaires (figure 3.7).

Cette démarche s'avère très intéressante aussi bien en termes de précision des résultats obtenus, avec l'erreur (*mass balance error*) étant toujours inférieure à 0,5 %, qu'en termes de temps d'exécution de l'inversion numérique, qui est inférieur à 10 mn pour tous les essais effectués.

3.3.4.2. Les conditions initiales et aux limites

Ainsi si on considère l'origine des axes en bas du domaine et qu'il n'y a pas d'échange, ni par évaporation ni par infiltration avec le milieu extérieur, en dehors de l'infiltration de l'eau générée par l'infiltromètre. Dans ces circonstances, les conditions aux limites se présentent sous la forme suivante :

$$\theta(r, z, t) = \theta_i(z) \quad t = 0 \quad (47)$$

$$h(r, z, t) = h_0(t) \quad 0 < r < r_0, \quad z = 20 \text{ cm} \quad (48)$$

$$-\frac{\partial h(r, z, t)}{\partial z} = 0 \quad r > r_0, \quad z = 20 \text{ cm} \quad (49)$$

$$\frac{\partial h(r, z, t)}{\partial r} = 0 \quad r = 0 \text{ et } r = 20 \text{ cm} \quad (50)$$

$$-\frac{\partial \Phi(r, z, t)}{\partial r} = 1 \quad z = 0 \quad (51)$$

$$\theta(r, z, t) = \theta_i(z) \quad r^2 + z^2 \rightarrow \infty \quad (52)$$

où θ_i est l'humidité initiale [L^3/L^3], $h_0(t)$ est le potentiel de pression, variable dans le temps, (suction) appliqué au moyen de l'infiltromètre [L] et $r_0 = 4 \text{ cm}$ est le rayon du disque de l'infiltromètre.

Il est à noter que la condition initiale (47) est donnée en termes de teneur en eau. Šimunek et Van Genuchten (1997) ont montré que l'usage de cette condition initiale, comparativement au potentiel de pression, assure une solution plus stable et unique à la méthode d'inversion.

-La condition de Dirichlet (48) représente le potentiel de pression variable $h_0(t)$ appliqué par l'infiltromètre ;

- Les conditions de Newman traduisant les flux nuls (pas d'échange avec le voisinage du domaine) sont données par les relations (49), (50);

- La relation (51) représente la condition de drainage libre en bas du domaine ($z = 0$) et que la nappe est très profonde. Avec $\Phi = h + z$, est la charge hydraulique totale ;

-L'équation (52) traduit que l'humidité de la zone de subsurface, loin du bulbe humidifié par l'infiltromètre reste constante : elle n'est pas altérée par l'essai d'infiltration.

En tenant compte de ces conditions initiales et aux limites, l'équation (46) à été résolue au moyen de la méthode numérique des éléments finis quasi à trois dimensions (axisymétrique) en utilisant le code HYDRUS-2D, développé par Šimunek et *al.* (1996). Ce qui a permis de déterminer ses fonctions inconnues $K(h)$ et $\theta(h)$, et d'optimiser les paramètres (θ_s , α , n , K_s), du modèle de Mualem-van Genuchten, représentés par les équations (6) et (7).

Les développements et les calculs matriciels, selon la méthode des éléments finis ainsi que la procédure de discrétisation du domaine d'écoulement et d'insertion des conditions initiales et aux limites, sont présentés d'une manière détaillée dans le manuel technique d'HYDRUS-2D.

CHAPITRE 4. RESULTATS ET DISCUSSION

4.1. Les Résultats

L'étude comporte des méthodes expérimentales en effectuant des mesures sur terrain et au laboratoire, analytiques en utilisant les solutions de Wooding (1968) et d'Ankeny et *al* (1991) et numérique par inversion au moyen du logiciel HYDRUS-2D.

Cinq sites de textures distinctes avec une moyenne de trois essais par sites ont été analysés.

A cet effet les résultats obtenus avec ces différentes approches sont donnés par site et par ordre (a, b, c, d et e) et pour chacun des essais réalisés, selon l'ordre suivant :

- les tableaux représentant les analyses granulométriques et les paramètres physiques mesurés (tableau 4.1) ;
- les infiltrations cumulatives mesurées in situ au moyen de l'infiltromètre à disque, (figure 4.1) ;
- les paramètres du modèle (MVG) de Mualem van Genuchten (1980) calculés par inversion numérique avec leurs coefficients de corrélations correspondants, (tableau 4.2) ;
- les courbes caractéristiques de rétention en eau $\theta(h)$ et de conductivité hydraulique $K(h)$ issues : de l'inversion, des méthodes analytiques et des mesures au laboratoire sur le bac à sable (figure 4.2), (figure 4.3) et (tableau 4.3) ;
- Finalement les paramètres du modèle MVG et leurs coefficients de variations relatifs : aux humidités initiales minimales, moyennes et maximales mesurées, traduisant l'impact de la variabilité spatiale de l'état hydrique initial θ_i du sol, sur ces derniers (tableau 4.4).

4.1.1. Sol 1 : Limon silto-argileux (LSiA)

Tableau 4a.1 Coordonnées géographiques, analyse granulométrique et paramètres physiques du site N°1

Site N°: 1	
Lieu : OUMZIZOU (1)	
Coordonnées géographiques : 36°42'46.13'' N, 4°13'46.12'' E	
Analyse granulométrique (Sédimentométrie) :	
Pourcentage d'argile (%)	39.15
Pourcentage de limon fin (%)	22.5
Pourcentage de limon grossier (%)	24.15
Pourcentage de sable fin %	9.25
Pourcentage de sable grossier %	4.95
Texture	Limon silto-argileux (LSiA)
Teneur en matière organique (MO) (%)	1.89
Densité apparente (Da) (g/cm ³)	1.55
Coefficient de variation C.V. (%)	3,78
Porosité [cm ³ /cm ³]	0.42
Humidité initiale du sol θ_i [cm ³ /cm ³]	0.12
Intervalle de variation : [min, max]	[0.1, 0.14]
Coefficient de variation C.V. (%)	15,36
Humidité finale du sol θ_f [cm ³ /cm ³]	0.28
Teneur en eau du sol à saturation θ_s [cm ³ /cm ³] (bac à sable)	0.32

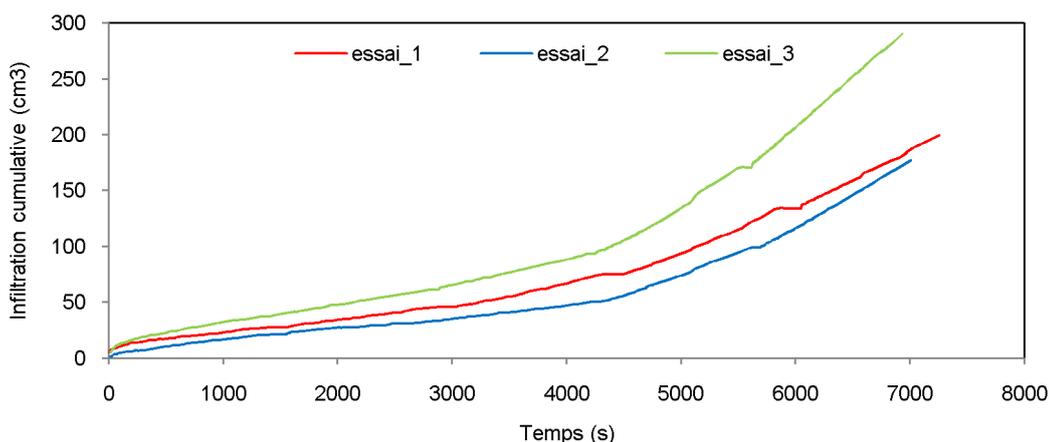


Figure 4a.1 Courbes des infiltrations cumulatives mesurées lors de chaque essai relatives aux cinq potentiels de pression appliqués $h = -10 \text{ cm}, -6 \text{ cm}, -3 \text{ cm}, -1 \text{ cm}$ et -0.5 cm . Site N°1

Tableau 4a.2 Paramètres du modèle de (MVG) et leurs intervalles de variations et valeurs des régressions (R^2) obtenues par inversion numérique avec le logiciel HYDRUS-2D. Site N°1

paramètres	essai 1		essai 2		essai 3	
	valeurs	Intervalles de variations	valeurs	Intervalles de variations	valeurs	Intervalles de variations
$\theta_r \text{ [cm}^3/\text{cm}^3]$	0,0890		0,0890		0,0890	
$\theta_s \text{ [cm}^3/\text{cm}^3]$	0,3043	[0,2876, 0,3210]	0,3081	[0,2601, 0,3561]	0,3106	[0,2821, 0,3390]
$\alpha \text{ [1/cm]}$	0,1553	[0,1421, 0,1686]	0,2098	[0,1872, 0,2325]	0,1992	[0,1664, 0,2320]
n	1,3915	[1,3538, 1,4293]	1,4483	[1,3745, 1,5220]	1,2949	[1,2536, 1,3362]
$K_s \text{ [cm/s]}$	0,0011	[0,0009, 0,0014]	0,0012	[0,0009, 0,0015]	0,0035	[0,0022, 0,0047]
R^2	0,9991		0,9932		0,9977	

Tableau 4a.3 Valeurs des conductivités hydrauliques et des teneurs en eau obtenues par inversion numérique (INV), comparées respectivement aux valeurs obtenues avec les méthodes analytiques (AN) de WOODING et d'ANKENY et les mesures au laboratoire (Lab) sur le bac à sable. Site N°1.

h [cm]	K(h) [cm/h]						Teneurs en eau : $\theta(h) \text{ (cm}^3/\text{cm}^3)$				
	essai 1		essai 2		essai 3		h (cm)	Lab	inv-1	inv-2	inv-3
-8,00	0,076	0,106	0,045	0,000	0,100	0,000	0,0	0,32	0,30	0,31	0,31
-6,00	0,134	0,240	0,088	0,076	0,178	0,009	-1,0	0,28	0,30	0,30	0,30
-4,50	0,220	0,498	0,159	0,252	0,300	0,390	-2,5	0,27	0,29	0,29	0,29
-3,00	0,398	0,759	0,324	0,460	0,571	0,777	-10,0	0,25	0,25	0,23	0,26
-2,00	0,635	1,131	0,568	1,052	0,972	1,864	-31,6	0,21	0,20	0,18	0,22
-1,00	1,130	1,426	1,124	2,007	1,934	3,177					
-0,75	1,348	1,401	1,378	2,638	2,407	3,611					
0,00	4,105	1,666	4,248	5,027	12,564	5,359					

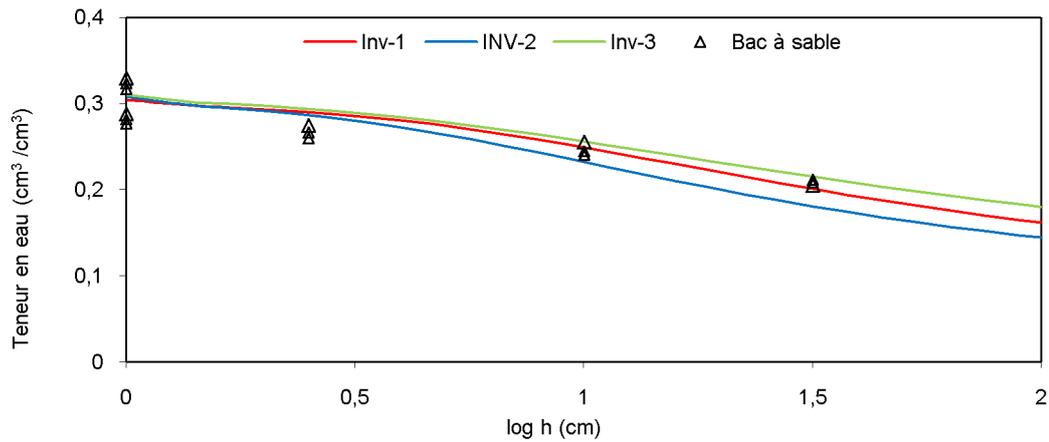


Figure 4a.2 Courbes de rétention $\theta(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec le bac à sable Site N°1

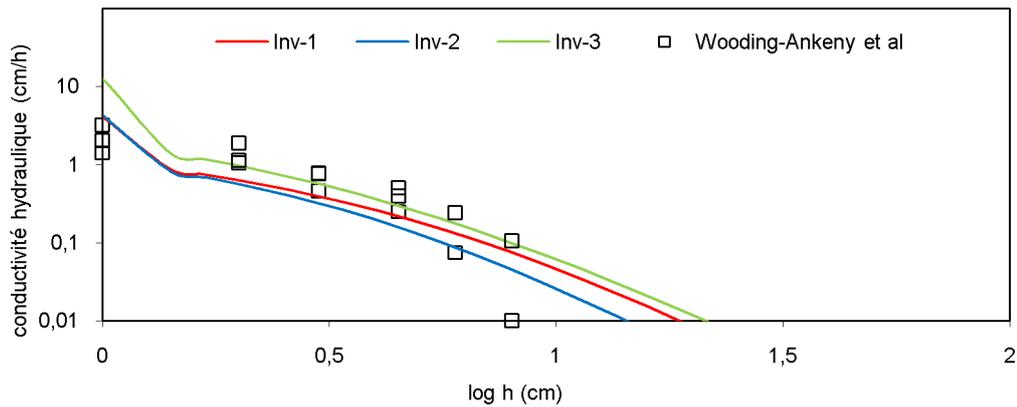


Figure 4a.3 Courbes des conductivités hydrauliques $K(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec les méthodes analytiques de WOODING et ANKNEY et al.(1991). Site N°1

Tableau 4a.4 Paramètres optimisés du model (MVG) selon les humidités initiales mesurées: minimale (θ_{min}), moyenne (θ_{moy}) et maximale (θ_{max}) et leurs coefficients de variations correspondants (CV). Site N°1

paramètres	essai n° 1				essai n° 2				essai n° 3			
	θ_{min}	θ_{moy}	θ_{max}	CV (%)	θ_{min}	θ_{moy}	θ_{max}	CV (%)	θ_{min}	θ_{moy}	θ_{max}	CV (%)
θ_s [cm^3/cm^3]	0,2835	0,3043	0,3128	5,0	0,2496	0,3081	0,2683	10,9	0,3091	0,3106	0,3350	4,6
α [1/cm]	0,1752	0,1553	0,1732	6,5	0,2975	0,2098	0,2575	17,2	0,1800	0,1992	0,1209	24,5
n [-]	1,3942	1,3915	1,3028	3,8	1,3197	1,4483	1,2483	7,6	1,4017	1,2949	1,5397	8,7
K_s [cm/s]	0,0013	0,0011	0,0018	25,7	0,0029	0,0012	0,0036	48,9	0,0020	0,0035	0,0009	60,1
R^2	0,9994	0,9991	0,9994		0,9965	0,9932	0,9960		0,9970	0,9977	0,9933	

4.1.2. Sol 2 : Limon sablo-argileux (LSA)

Tableau 4b.1 Coordonnées géographiques, analyse granulométrique et paramètres physiques Site N°2

Site N° 2	
Lieu : OUMZIZOU (2)	
Coordonnées géographiques : 36°42'34.15'' N, 4°14'03.59'' E	
Analyse granulométrique (Sédimentométrie) :	
Pourcentage d'argile (%)	20.75
Pourcentage de limon fin (%)	10.5
Pourcentage de limon grossier (%)	4.5
Pourcentage de sable fin %	46.15
Pourcentage de sable grossier %	18.1
Texture	Limon sablo- argileux (LSA)
Teneur en matière organique (MO) (%)	1.90
Densité apparente (Da) (g/cm ³)	1,56
Coefficient de variation C.V. (%)	3,02
Porosité [cm ³ /cm ³]	0.41
Humidité initiale du sol θ_i [cm ³ /cm ³]	0.12
Intervalle de variation : [min, max]	[0.11, 0.14]
Coefficient de variation C.V. (%)	14,40
Humidité finale du sol θ_f [cm ³ /cm ³]	0.34
Teneur en eau du sol à saturation θ_s [cm ³ /cm ³] (bac à sable)	0.36

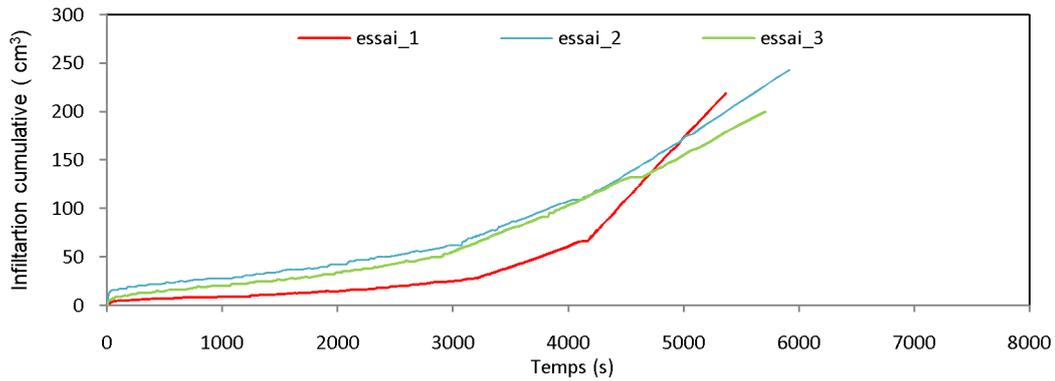


Figure 4b.1 Courbes des infiltrations cumulatives mesurées lors de chaque essai correspondant aux cinq potentiels de pression appliqués : $h = -10$ cm, -6 cm, -3 cm, -1 cm et -0.5 cm. Site N°2

Tableau 4b.2 Paramètres du modèle de (MVG) et leurs intervalles de variations et valeurs des régressions (R^2) obtenues par inversion numérique avec le logiciel HYDRUS-2D. Site N°2

paramètres	essai 1		essai 2		essai 3	
	valeurs	Intervalles de variations	valeurs	Intervalles de variations	valeurs	Intervalles de variations
θ_r [cm^3/cm^3]	0,1000		0,1000		0,1000	
θ_s [cm^3/cm^3]	0,3355	[0,2585 0,4126]	0,3234	[0,2934 0,3533]	0,3252	[0,3069 0,3434]
α [1/cm]	0,7678	[0,6099 0,9256]	0,3604	[0,2817 0,4392]	0,3238	[0,2870 0,3606]
n [-]	1,4717	[1,3750 1,5684]	1,2316	[1,1905 1,2728]	1,2937	[1,2500 1,3374]
K_s [cm/s]	0,0099	[0,0055 0,0143]	0,0071	[0,0034 0,0108]	0,0038	[0,0027 0,0050]
R^2	0,9929		0,9977		0,9993	

Tableau 4b.3 Valeurs des conductivités hydrauliques et des teneurs en eau obtenues par inversion numérique (INV), comparées respectivement aux valeurs obtenues avec les méthodes analytiques (AN) de WOODING et d'ANKENY et les mesures au laboratoire (Lab) sur le bac à sable. Site N°2

K(h) [cm/h]							Teneurs en eau : $\theta(h)$ (cm^3/cm^3)				
essai 1		essai 2		essai 3							
h	INV-1	AN-1	INV-2	AN-2	INV-3	AN-3	h	Lab	inv-1	inv-2	inv-3
[cm]							(cm)				
-8,00	0,010	0,126	0,043	0,101	0,037	0,053	0,0	0,36	0,34	0,32	0,33
-6,00	0,025	0,184	0,081	0,193	0,071	0,175	-1,0	0,33	0,30	0,31	0,31
-4,50	0,057	0,254	0,146	0,330	0,131	0,364	-2,5	0,27	0,26	0,30	0,30
-3,00	0,175	0,461	0,312	0,609	0,284	0,640	-10,0	0,24	0,19	0,26	0,25
-2,00	0,491	1,040	0,609	1,237	0,552	1,250	-31,6	0,21	0,15	0,23	0,21
-1,00	2,083	2,157	1,522	2,202	1,336	2,076					
-0,75	3,327	4,553	2,060	3,333	1,774	2,683					
0,00	35,596	26,368	25,578	7,431	13,765	4,434					

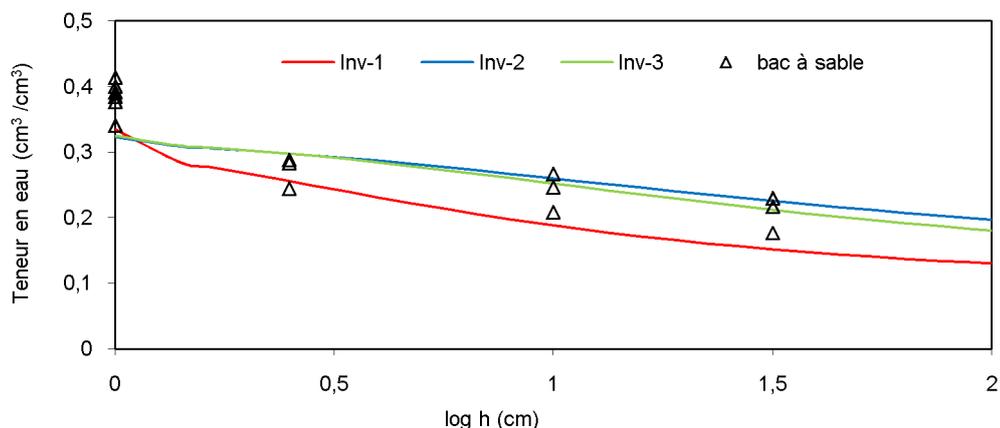


Figure 4b.2 Courbes de rétention $\theta(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec le bac à sable. Site N°2

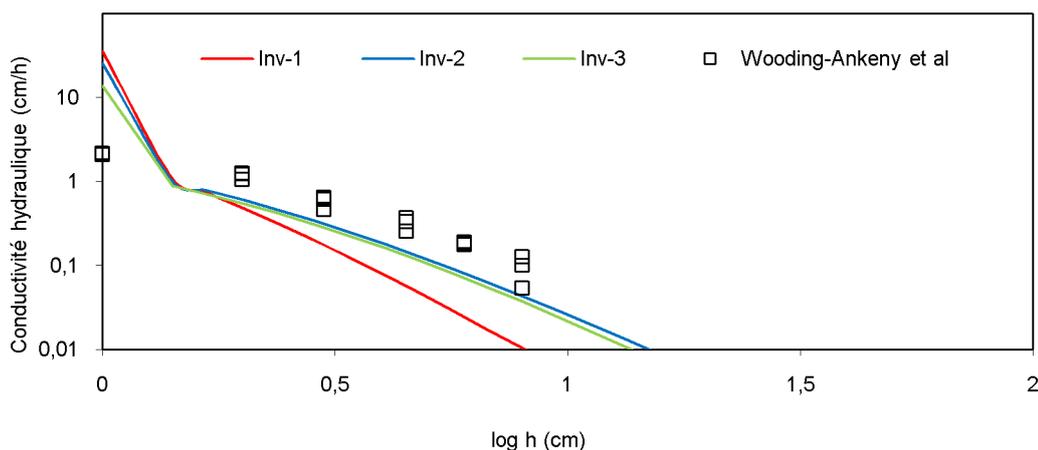


Figure 4b.3 Courbes des conductivités hydrauliques $K(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv), avec les méthodes analytiques de WOODING et ANKNEY *et al.*(1991). Site N°2

Tableau 4b.4 Paramètres optimisés du model (MVG) selon les humidités initiales mesurées : minimale (θ_{min}), moyenne (θ_{moy}) et maximale (θ_{max}) et leurs coefficients de variations correspondants (CV). Site N°2

paramètres	essai n° 1				essai n° 2				essai n° 3			
	θ_{min}	θ_{moy}	θ_{max}	CV (%)	θ_{min}	θ_{moy}	θ_{max}	CV (%)	θ_{min}	θ_{moy}	θ_{max}	CV (%)
θ_s [cm^3/cm^3]	0,3292	0,3355	0,3755	7,3	0,3592	0,3234	0,3705	7,0	0,3246	0,3252	0,3381	2,3
α [1/cm]	0,8196	0,7678	0,7562	4,3	0,5217	0,3604	0,4230	18,7	0,3408	0,3238	0,2843	9,2
N [-]	1,5044	1,4717	1,4584	1,6	1,2426	1,2316	1,2071	1,5	1,3281	1,2937	1,2801	1,9
Ks [cm/s]	0,0100	0,0099	0,0100	0,6	0,0100	0,0071	0,0100	18,4	0,0034	0,0038	0,0036	5,9
R ²	0,9940	0,9929	0,9917		0,9986	0,9977	0,9980		0,9993	0,9993	0,9992	

4.1.3. Sol 3 : Sable-limoneux (SL)

Tableau 4c.1 Coordonnées géographiques, analyse granulométrique et paramètres physiques du site N°3

Site N : 3	
Lieu : TABOUKIRT	
Coordonnées géographiques : 36°42'15.00'' N, 4°12'48.27'' E	
Analyse granulométrique (Sédimentométrie) :	
Pourcentage d'argile (%)	2.89
Pourcentage de limon fin (%)	6.86
Pourcentage de limon grossier (%)	9.15
Pourcentage de sable fin %	20.35
Pourcentage de sable grossier %	60.75
Texture	Sable limoneux (SL)
Teneur en matière organique (MO) (%)	0.99
Densité apparente (Da) (g/cm ³)	1.42
Coefficient de variation C.V. (%)	5,45
Porosité [cm ³ /cm ³]	0.47
Humidité initiale du sol θ_i [cm ³ /cm ³]	0.11
Intervalle de variation : [min, max]	[0.06, 0.17]
Coefficient de variation C.V. (%)	54,80
Humidité finale du sol θ_f [cm ³ /cm ³]	0.40
Teneur en eau du sol à saturation θ_s [cm ³ /cm ³] (bac à sable)	0.40

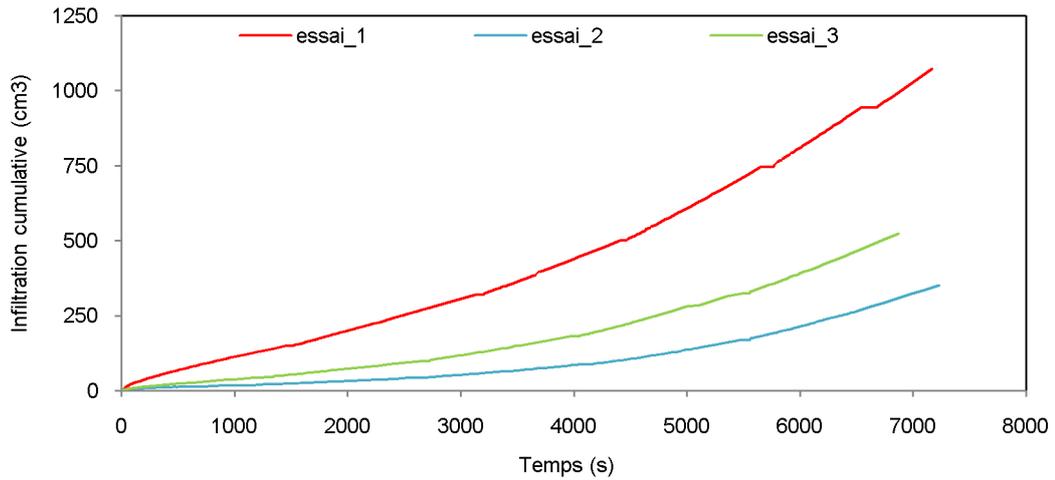


Figure 4c. 1 Courbes des infiltrations cumulatives mesurées lors de chaque essa correspondants aux cinq potentiels de pression appliqués : $h = -10$ cm, -6 cm, -3 cm, -1 cm et -0.5 cm. Site N°3.

Tableau 4c.2 Paramètres du modèle de (MVG) et leurs intervalles de variations et valeurs des régressions (R^2) obtenues par inversion numérique avec le logiciel HYDRUS-2D. Site N°3.

paramètres	essai 1		essai 2		essai 3	
	valeurs	Intervalles de variations	valeurs	Intervalles de variations	valeurs	Intervalles de variations
θ_r [cm^3/cm^3]	0,0570		0,0570		0,0570	
θ_s [cm^3/cm^3]	0,3820	[0,3705 0,3936]	0,3971	[0,3653 0,4289]	0,3646	[0,3391 0,3900]
α [1/cm]	0,0577	[0,0564 0,0590]	0,3535	[0,3270 0,3800]	0,1287	[0,1222 0,1352]
n [-]	1,5794	[1,5345 1,6243]	1,3348	[1,3021 1,3675]	1,4555	[1,4012 1,5097]
K_s [cm/s]	0,0017	[0,0016 0,0019]	0,0063	[0,0053 0,0074]	0,0024	[0,0020 0,0028]
R^2	0,9998		0,9988		0,9992	

Tableau 4c.3 Valeurs des conductivités hydrauliques et des teneurs en eau obtenues par inversion numérique (INV), comparées respectivement aux valeurs obtenues avec les méthodes analytiques (AN) de WOODING et d'ANKENY et les mesures au laboratoire (Lab) sur le bac à sable. Site N°3 : (SL)

h [cm]	K(h) [cm/h]						Teneurs en eau : $\theta(h)$ (cm^3/cm^3)				
	essai 1		essai 2		essai 3		h (cm)	Lab	inv-1	inv-2	inv-3
-8,00	INV-1	AN-1	INV-2	AN-2	INV-3	AN-3	0,0	0,40	0,38	0,40	0,36
-6,00	1,039	1,093	0,055	0,298	0,279	0,548	-1,0	0,40	0,38	0,38	0,36
-4,50	1,458	1,598	0,109	0,821	0,481	0,821	-2,5	0,38	0,38	0,35	0,35
-3,00	1,913	2,304	0,209	0,687	0,767	1,268	-10,0	0,35	0,34	0,27	0,29
-2,00	2,563	3,286	0,475	1,089	1,311	1,797	-31,6	0,26	0,26	0,21	0,21
-1,00	3,176	4,615	0,962	1,793	1,980	2,433					
-0,75	4,059	7,161	2,439	3,167	3,235	4,197					
-0,00	4,359	9,814	3,276	4,943	3,746	6,616					
0,00	6,210	13,533	22,703	11,207	8,677	12,301					

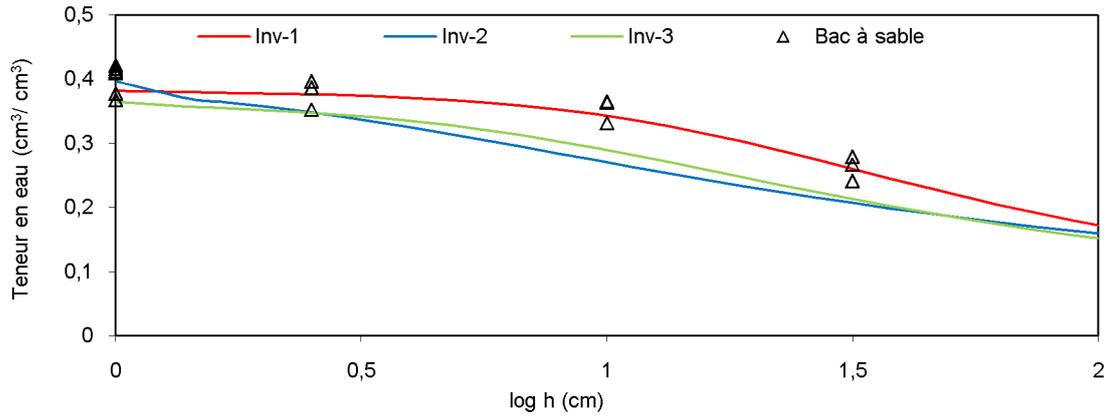


Figure 4c.2 Courbes de rétention $\theta(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec le bac à sable. Site N°3.

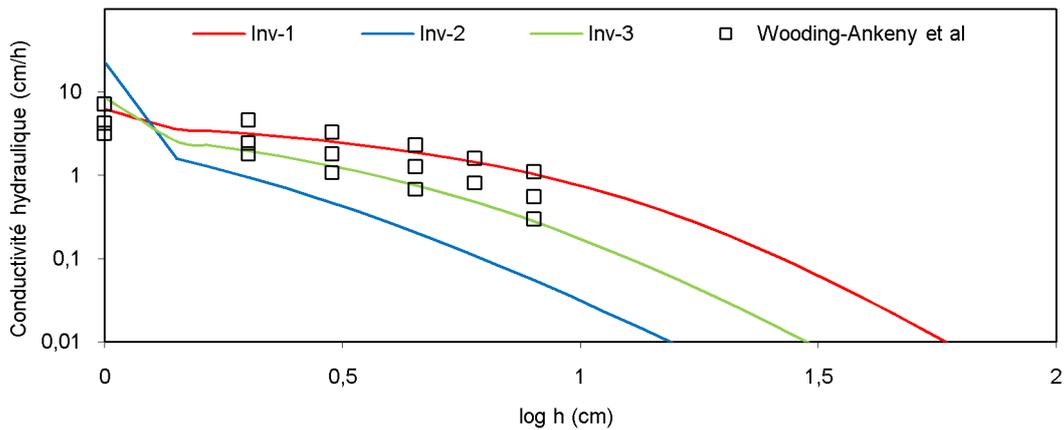


Figure 4c.3 Courbes des conductivités hydrauliques $K(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv), avec les méthodes analytiques de WOODING et ANKNEY et al. (1991). Site N°3 : (SL)

Tableau 4c.4 Paramètres optimisés du model (MVG) selon les humidités initiales mesurées: minimale (θ_{min}), moyenne (θ_{moy}) et maximale (θ_{max}) et leurs coefficients de variations correspondants (CV). Site N°3.

paramètres	essai n° 1				essai n° 2				essai n° 3			
	θ_{min}	θ_{moy}	θ_{max}	CV (%)	θ_{min}	θ_{moy}	θ_{max}	CV (%)	θ_{min}	θ_{moy}	θ_{max}	CV (%)
θ_s [cm^3/cm^3]	0,3816	0,3820	0,3851	0,5	0,3562	0,3971	0,3700	5,6	0,3660	0,3646	0,3598	0,9
α [1/cm]	0,0619	0,0577	0,0534	7,4	0,3437	0,3535	0,3083	7,1	0,1345	0,1287	0,1242	4,0
n	1,7774	1,5794	1,3695	12,9	1,4323	1,3348	1,2206	8,0	1,6140	1,4555	1,2778	11,6
Ks [cm/s]	0,0014	0,0017	0,0027	36,9	0,0043	0,0063	0,0105	44,8	0,0017	0,0024	0,0046	51,7
R ²	0,9998	0,9998	0,9999		0,9986	0,9988	0,9992		0,9990	0,9992	0,9995	

4.1.4. Sol 4 : Limon sableux (LS)

Tableau 4d.1 Coordonnées géographiques, analyse granulométrique et paramètres physiques du site N°4

Site N° 4	
Lieu : TAMDA	
Coordonnées géographiques : 36°42'10.18" N, 4°11'28.61" E	
Analyse granulométrique (Sédimentométrie) :	
Pourcentage d'argile (%)	12.55
Pourcentage de limon fin (%)	3.1
Pourcentage de limon grossier (%)	4.1
Pourcentage de sable fin %	69.75
Pourcentage de sable grossier %	10.5
Texture	Limon sableux (LS)
Teneur en matière organique (MO) (%)	1.75
Densité apparente (Da) (g/cm ³)	1.46
Coefficient de variation C.V. (%)	5,03
Porosité [cm ³ /cm ³]	0.45
Humidité initiale du sol θ_i [cm ³ /cm ³]	0.19
Intervalle de variation : [min, max]	[0.16, 0.22]
Coefficient de variation C.V. (%)	15,25
Humidité finale du sol θ_f [cm ³ /cm ³]	0.40
Teneur en eau du sol à saturation θ_s [cm ³ /cm ³] (bac à sable)	0.41

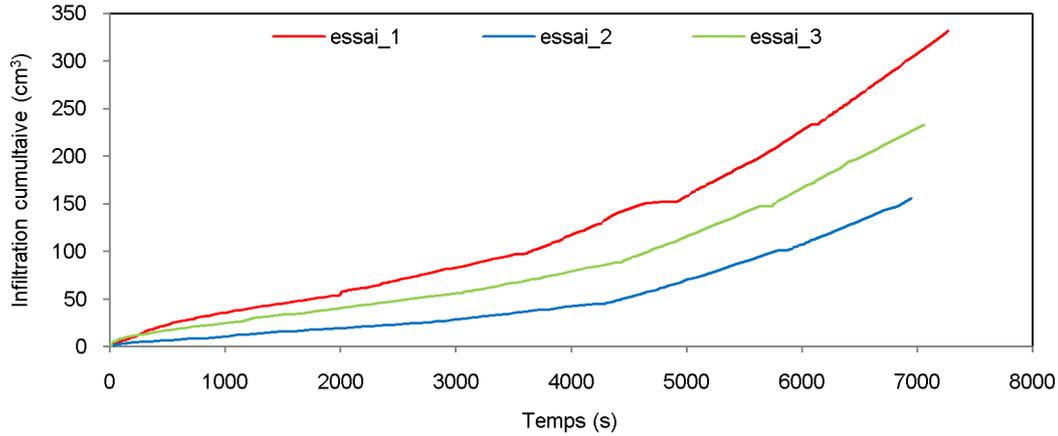


Figure 4d.1 Courbes des infiltrations cumulatives mesurées lors de chaque essai correspondants aux cinq potentiels de pression appliqués : $h = -10$ cm, -6 cm, -3 cm, -1 cm et -0.5 cm. Site N°4.

Tableau 4d.2 Paramètres du modèle de (MVG) et leurs intervalles de variations et valeurs des régressions (R^2) obtenues par inversion numérique avec le logiciel HYDRUS-2D. Site N°4.

paramètres	essai 1		essai 2		essai 3	
	valeurs	Intervalles de variations	valeurs	Intervalles de variations	valeurs	Intervalles de variations
θ_r [cm^3/cm^3]	0,0650		0,0650		0,0650	
θ_s [cm^3/cm^3]	0,3290	[0,3113 0,3467]	0,3548	[0,3253 0,3843]	0,3889	[0,3652 0,4127]
α [1/cm]	0,0882	[0,0836 0,0928]	0,3871	[0,3189 0,4554]	0,1421	[0,1283 0,1560]
n	1,2267	[1,1979 1,2556]	1,1932	[1,1595 1,2270]	1,2619	[1,2243 1,2996]
K_s [cm/s]	0,0028	[0,0022 0,0033]	0,0085	[0,0052 0,0118]	0,0022	[0,0017 0,0028]
R^2	0,9992		0,9984		0,9990	

Tableau 4d.3 Valeurs des conductivités hydrauliques et des teneurs en eau obtenues par inversion numérique (INV), comparées respectivement aux valeurs obtenues avec les méthodes analytiques (AN) de WOODING et d'ANKENY et les mesures au laboratoire (Lab) sur le bac à sable. Site N°4.

h [cm]	K(h) [cm/h]						Teneurs en eau : $\theta(h)$ (cm^3/cm^3)				
	essai 1		essai 2		essai 3		h (cm)	Lab	inv-1	inv-2	inv-3
	INV-1	AN-1	INV-2	AN-2	INV-3	AN-3					
-8,00	0,236	0,353	0,036	0,225	0,107	0,029	0,0	0,41	0,33	0,35	0,39
-6,00	0,356	0,591	0,067	0,010	0,177	0,175	-1,0	0,38	0,33	0,34	0,38
-4,50	0,511	1,053	0,119	0,281	0,278	0,477	-2,5	0,35	0,32	0,32	0,37
-3,00	0,789	1,392	0,252	0,500	0,480	0,776	-10,0	0,32	0,30	0,28	0,33
-2,00	1,130	1,650	0,491	1,060	0,752	1,337	-31,6	0,30	0,26	0,24	0,28
-1,00	1,816	2,445	1,247	1,737	1,349	1,964					
-0,75	2,124	3,137	1,707	2,005	1,629	2,268					
0,00	9,931	4,137	30,544	2,929	8,086	3,086					

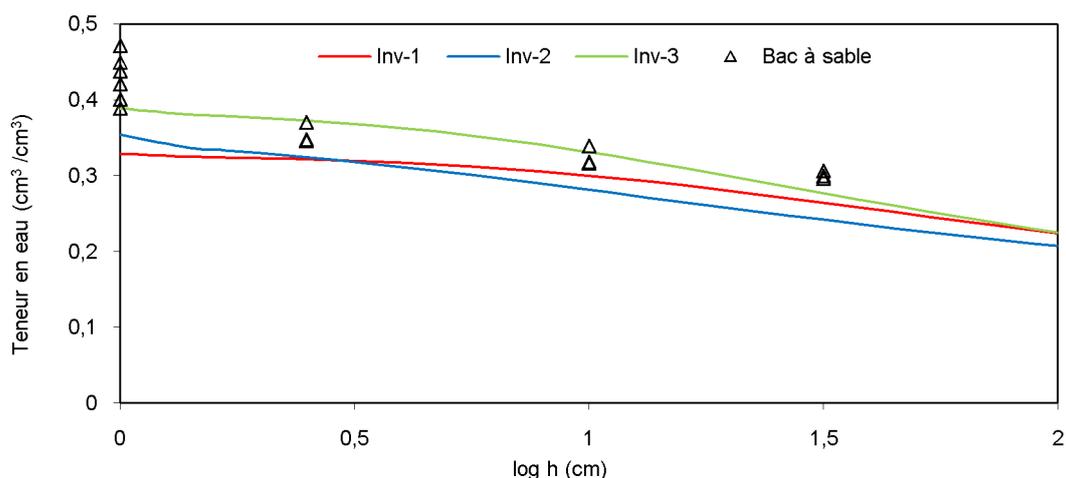


Figure 4d.2 Courbes de rétention $\theta(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec le bac à sable. Site N°4.

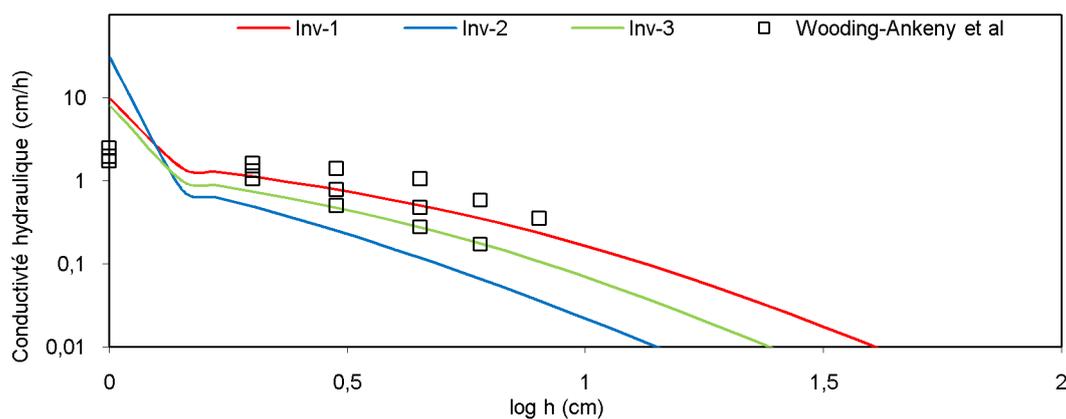


Figure 4d.3 Courbes des conductivités hydrauliques $K(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec les méthodes analytiques de WOODING et ANKNEY et al. (1991). Site N°4

Tableau 4d.4 Paramètres optimisés du model (MVG) selon les humidités initiales mesurées: minimale (θ_{min}), moyenne (θ_{moy}) et maximale (θ_{max}) et leurs coefficients de variations correspondants (CV).

paramètres	essai n° 1				essai n° 2				essai n° 3			
	θ_{min}	θ_{moy}	θ_{max}	CV (%)	θ_{min}	θ_{moy}	θ_{max}	CV (%)	θ_{min}	θ_{moy}	θ_{max}	CV (%)
θ_s [cm^3/cm^3]	0,3169	0,3290	0,4195	15,8	0,3308	0,3548	0,3813	7,1	0,3651	0,3889	0,4181	6,8
α [1/cm]	0,0875	0,0882	0,0771	7,4	0,3479	0,3871	0,2932	13,8	0,1464	0,1421	0,1388	2,7
n	1,3133	1,2267	1,4105	7,0	1,2536	1,1932	1,2165	2,5	1,3025	1,2619	1,2429	2,4
Ks [cm/s]	0,0017	0,0028	0,0010	48,3	0,0048	0,0085	0,0050	33,7	0,0019	0,0022	0,0024	13,5
R ²	0,9991	0,9992	0,9988		0,9983	0,9984	0,9979		0,9990	0,9990	0,9990	

4.1.5. Sol 5 : Argileux (A)

Tableau 4e.1 Coordonnées géographiques, analyse granulométrique et paramètres physiques du site N°5

Site N :5	
Lieu : THIMIZAR (THALA ATHMANE)	
Coordonnées géographiques : 36°43'35.04'' N, 4°06'4.88'' E	
Analyse granulométrique (Sédimentométrie) :	
Pourcentage d'argile (%)	55.5
Pourcentage de limon fin (%)	8.95
Pourcentage de limon grossier (%)	9.75
Pourcentage de sable fin %	10.3
Pourcentage de sable grossier %	15.5
Texture	Argile (A)
Teneur en matière organique (MO) (%)	1.53
Densité apparente (Da) (g/cm ³)	1.39
Coefficient de variation C.V. (%)	5,79
Porosité [cm ³ /cm ³]	0.48
Humidité initiale du sol θ_i [cm ³ /cm ³]	0.21
Intervalle de variation : [min, max]	[0.17, 0.27]
Coefficient de variation C.V. (%)	20,62
Humidité finale du sol θ_f [cm ³ /cm ³]	0.31
Teneur en eau du sol à saturation θ_s [cm ³ /cm ³] (bac à sable)	0.33

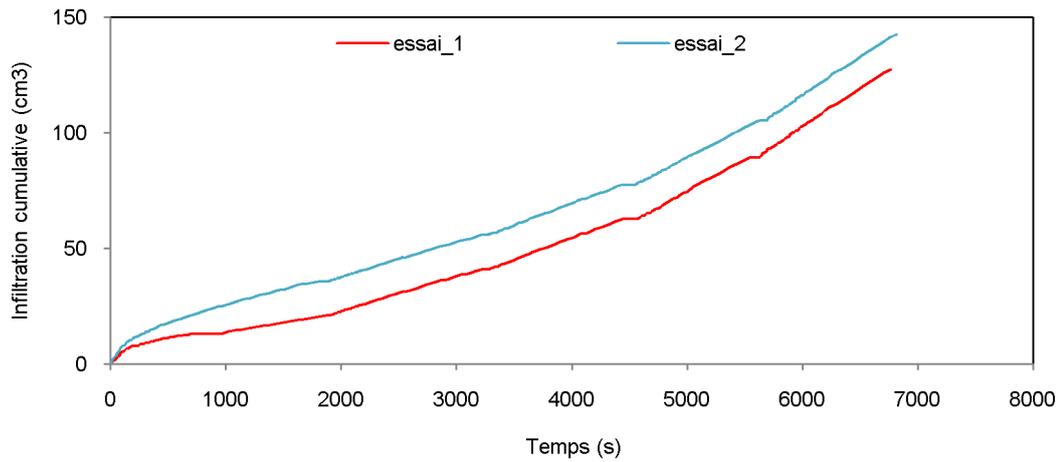


Figure 4e.1 Courbes des infiltrations cumulatives mesurées lors de chaque essai correspondants aux cinq potentiels de pression appliqués : $h = -10$ cm, -6 cm, -3 cm, -1 cm et -0.5 cm. Site N°5.

Tableau 4e.2 Paramètres du modèle de (MVG) et leurs intervalles de variations et valeurs des régressions (R^2) obtenues par inversion numérique avec le logiciel HYDRUS-2D. Site N°5.

paramètres	essai 1		essai 2		essai 3	
	valeurs	Intervalles de variations	valeurs	Intervalles de variations	valeurs	Intervalles de variations
θ_r [cm^3/cm^3]	0,0680		0,0680			
θ_s [cm^3/cm^3]	0,3119	[0,2986 0,3252]	0,3232	[0,3065 0,3399]		
α [1/cm]	0,0716	[0,0671 0,0760]	0,0499	[0,0463 0,0536]		
n	1,3109	[1,2485 1,3732]	1,1969	[1,1501 1,2437]		
K_s [cm/s]	0,0005	[0,0004 0,0007]	0,0006	[0,0004 0,0009]		
R^2	0,9992		0,9991			

Tableau 4e.3 Valeurs des conductivités hydrauliques et des teneurs en eau obtenues par inversion numérique (INV), comparées respectivement aux valeurs obtenues avec les méthodes analytiques (AN) de WOODING et d'ANKENY et les mesures au laboratoire (Lab) sur le bac à sable. Site N°5.

h [cm]	K(h) [cm/h]						Teneurs en eau : $\theta(h)$ (cm^3/cm^3)				
	essai 1		essai 2		essai 3		h (cm)	Lab	inv-1	inv-2	inv-3
-8,00	INV-1	AN-1	INV-2	AN-2	INV-3	AN-3	0,0	0,33	0,31	0,32	
-6,00	0,099	0,236	0,091	0,078			-1,0	0,32	0,31	0,32	
-4,50	0,145	0,269	0,125	0,147			-2,5	0,32	0,31	0,32	
-3,00	0,202	0,264	0,166	0,240			-10,0	0,30	0,28	0,31	
-2,00	0,296	0,402	0,232	0,367			-31,6	0,24	0,24	0,28	
-1,00	0,403	0,604	0,308	0,550							
-0,75	0,598	0,892	0,450	0,872							
0,00	0,679	1,158	0,512	1,221							
	1,896	1,522	2,247	1,707							

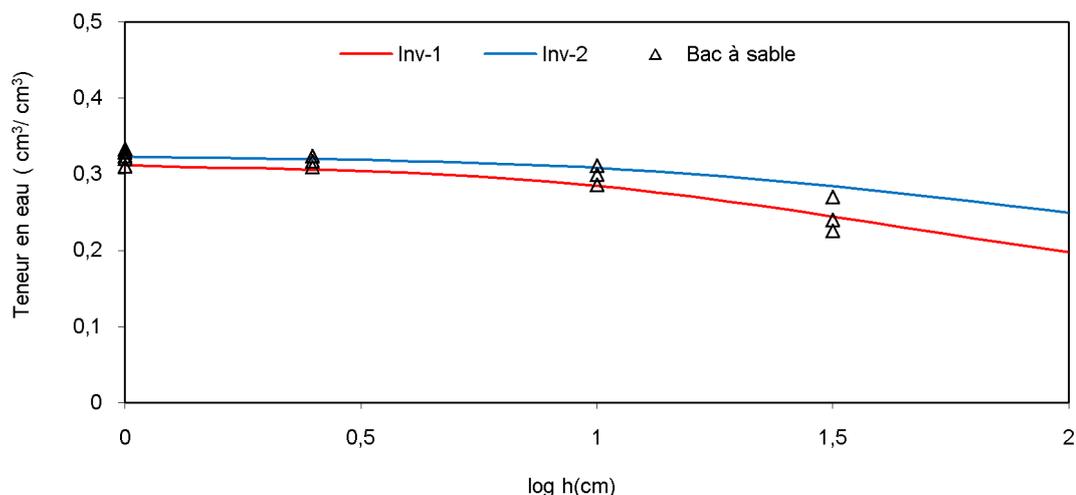


Figure 4e.2 Courbes de rétention $\theta(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec le bac à sable. Site N°5.

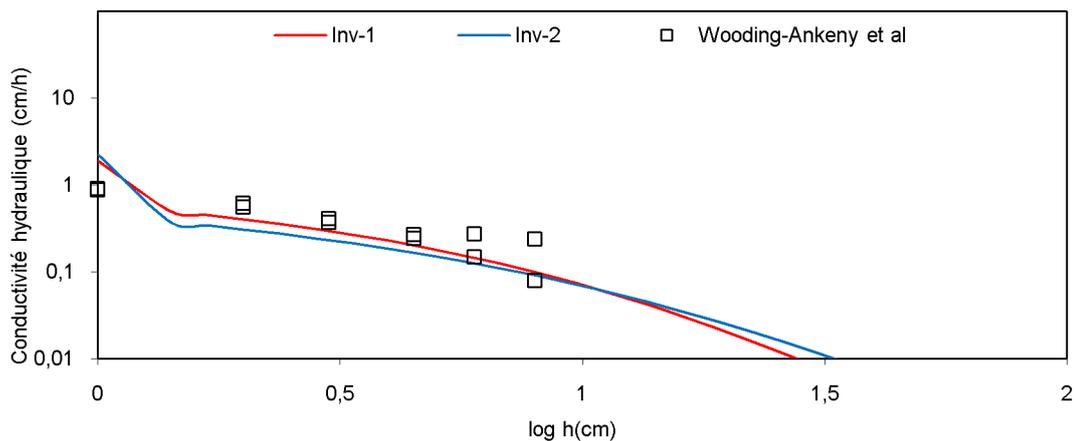


Figure 4e.3 Courbes des conductivités hydrauliques $K(h)$, obtenues avec l'inversion numérique (Inv) et avec les méthodes analytiques de WOODING et ANKNEY et *al.*(1991). Site N°5.

Tableau 4e.4 Paramètres optimisés du model (MVG) selon les humidités initiales mesurées: minimale (θ_{min}), moyenne (θ_{moy}) et maximale (θ_{max}) et leurs coefficients de variations correspondants (CV). Site N°5.

paramètres	essai n° 1				essai n° 2			
	θ_{min}	θ_{moy}	θ_{max}	CV (%)	θ_{min}	θ_{moy}	θ_{max}	CV (%)
θ_s [cm^3/cm^3]	0,2920	0,3119	0,3469	8,8	0,2987	0,3232	0,3768	12,0
α [1/cm]	0,0730	0,0716	0,0657	5,5	0,0534	0,0499	0,0351	21,1
n	1,4925	1,3109	1,2059	10,8	1,2722	1,1969	1,2575	3,2
K_s [cm/s]	0,0003	0,0005	0,0009	53,9	0,0004	0,0006	0,0003	37,7
R^2	0,9991	0,9992	0,9993		0,9990	0,9991	0,9986	

4.2 Interprétation

4.2.1 Les méthodes analytiques

La mise en application des méthodes analytiques de Wooding (1968) et de Ankeny et *al.* (1991), nécessite la stabilisation du flux Q_i pour chaque succion appliquée h_i . Cette stabilisation traduit l'établissement du régime permanent, car dans le cas où ce régime n'est pas atteint au cours des essais, les mesures des conductivités hydrauliques seront sous ou sur estimées. A cet effet un minimum de temps doit être respecté avant de mesurer les débits infiltrés relatifs à l'écoulement permanent. Ce temps dépend de la texture du sol, des dimensions du disque de l'infiltromètre utilisé et de la succion appliquée. Il est appelé temps de gravité (t_{grav}). Ce temps traduit le moment à partir duquel les forces de gravité deviennent supérieures aux forces de capillarité. Il dépend de la sorptivité et de la conductivité hydraulique du sol (Philip, 1969 ; Musy et *al.*, 1991 ; Couquet et *al.*, 2000). Il est de l'ordre de 4 à 22 mn pour des succions allant de -1 à -10 cm (Vandervaer et *al.*, 1997 ; Simunek et *al.*, 1998). Dans la présente étude les essais relatifs à la succion initiale (-10 cm) sont opérés durant un temps supérieur ou égal à 25 mn, par contre la succion finale (-0.5 cm), est appliquée pendant un temps supérieur ou égal à 15 mn. Les infiltrations cumulatives ainsi mesurées sont représentées, pour chaque site, sur les figures 4.1. On constate un léger écart entre les courbes d'infiltration $I(t)$ selon les essais. Cela peut s'expliquer par la variabilité spatiale de l'humidité initiale mesurée d'une part, qui a un impact important sur la cinétique d'infiltration, et d'autre part sur l'hétérogénéité des sols sondés, caractérisés par la présence de racines de végétaux, de petits cailloux de différents diamètres et de macroporosités apparentes. Par conséquent les hypothèses sur lesquelles sont établies les méthodes analytiques de Wooding (1968) et d'Ankeny et *al.*(1991), qui considèrent le sol comme un milieu homogène avec un front d'humidité répartie uniformément, ne sont pas intégralement vérifiées. Ainsi on peut interpréter les légères différences constatées sur les conductivités hydrauliques $K(h)$, obtenues avec ces méthodes (figure 4.3 et tableau 4.3).

4.2.2 L'inversion numérique

Les résultats de l'inversion numérique au moyen du logiciel HYDRUS-2D sont très satisfaisants, pour tous les cas d'essais et de sites. Cela est traduit par la parfaite corrélation

entre les valeurs mesurées et les valeurs prédites de l'infiltration cumulative $I(t)$ avec des coefficients de régression : $R^2 \geq 0.987$ (annexe .1).

On retrouve également une parfaite corrélation ($R^2 \geq 0.992$) entre les séries de données mesurées et prédites, en tenant compte dans HYDRUS, des coefficients de pondération dans le calcul du coefficient R^2 .

L'analyse intégrale des écarts, entre les infiltrations cumulatives observées et prédites, pour chacun des temps de mesures, a montré que l'écart maximal est constaté lors du 3^{ème} essai au site n° 3 (sable limoneux). Cependant cet écart de 23.4 cm³ ne représente que 4.5 % du volume total infiltré.

Les paramètres optimisés du modèle MVG : $\{\theta_s, \alpha, n, K_s\}$ sont tous localisés dans des intervalles de variations très étroits (tableau 4.2).

Quant à la teneur en eau à la saturation θ_s , obtenue par optimisation (figure 4.2), elle est toujours inférieure à la porosité calculée à partir de la densité apparente pour tous les essais effectués (tableau 4.1). Ceci coïncide avec les résultats obtenus par Buamer (1992) et Simunek et al.(1998) qui ont constaté que la teneur en eau à la saturation, θ_s , mesurée *in situ*, est généralement inférieure de 10 à 20% par rapport à la porosité. Cet écart est justifié par la présence de pores non connectés et en forme de cul de sac, où l'air est souvent piégé.

La durée d'exécution et de traitement des données lors de toutes les inversions, au moyen d'HYDRUS- 2D (sur pentium 4, de 1.73 GHz de fréquence), varie entre 2 et 9 minute. Ce qui permet d'effectuer plusieurs tests promptement, selon plusieurs variantes, sans pour autant modifier les données essentielles, caractéristiques des sols étudiés.

4.2.3 Comparaison des méthodes

4.2.3.1 Comparaison des courbes des conductivités hydrauliques

Les résultats concernant $K(h)$ obtenus par inversion numérique présentent un certain décalage (figure 4.3 et tableau 4.3). Le décalage ainsi observé peut être interprété, par le fait qu'on ne peut pas, dans la pratique, déterminer l'humidité initiale θ_i à l'endroit exact où l'on effectue la mesure d'infiltrométrie, sans remanier le sol. Ce qui constitue un inconvénient majeur dans les situations où la variabilité de θ_i est importante, cas de la région d'étude (tableau 4.1). De

même, l'humidité finale θ_f mesurée ne correspond pas exactement à l'état hydrique du sol à la fin de chaque essai et ce, à cause du phénomène de drainage et de la redistribution de l'eau dans le profil du sol, durant les 60 s qui séparent la fin de l'essai par infiltrométrie et la prise d'échantillon pour la mesure de sa teneur en eau au laboratoire. Ce qui traduit les inconvénients de la méthode de l'inversion numérique, dont les humidités θ_i et θ_f associées à l'infiltration cumulative $I(t)$, représentent les données essentielles du processus d'optimisation (Simunek et al., 1998; Ramos et al., 2006).

A coté de ces difficultés que posent les prises de mesure des humidités, on note également que les méthodes analytiques sont établies sur des hypothèses restrictives telles que l'homogénéité du sol et la répartition uniforme de l'humidité (Coquet et al., 2000). Ces hypothèses ne sont pas toujours vérifiées dans la pratique. L'hétérogénéité due à la présence des racines des végétaux, des petits cailloux et/ou des macropores qui caractérisent les sols de la vallée peuvent modifier considérablement leur comportement hydrodynamique, d'un point à l'autre, d'un même site. Ainsi on peut justifier les écarts constatés dans l'estimation de la conductivité hydraulique, notamment à la saturation ($K(\theta) = K_s$). Sachant que K_s est un paramètre très influent dans la formulation de la courbe $K(h)$ comme le montre l'équation (14) de GARDNER et l'équation (7) de MVG.

Selon les valeurs moyennes obtenues simultanément avec la méthode d'inversion et les méthodes analytiques (tableau 4.3), on déduit que le site n°2 de texture limono-sablo-argileuse (LSA) présente la valeur de la conductivité hydraulique à la saturation ($h=0$), la plus élevée ($K_{s \text{ moy}} = 19 \text{ cm/h}$). Cependant celle du site n°5 de texture argileuse (A) n'excède pas 2 cm/h. Autrement dit, les conductivités à la saturation des autres sols étudiés se situent dans un intervalle limité ($2 \text{ cm/h} < K_s < 19 \text{ cm/h}$). On peut dire alors, qu'au voisinage de la saturation, le sol (LSA) est presque 10 fois plus perméable que le sol argileux (A). Ce qui met en évidence la variabilité du comportement hydrodynamique des sols de la plaine de la haute vallée du Sébaou.

Dans la pratique la connaissance de K_s d'un sol donné est d'une importance capitale. Elle représente sa capacité d'infiltration minimale ou son infiltrabilité finale (figure 2.2 et figure 2.4), qui constitue le seuil à partir duquel apparaissent les ruissellements et/ou la stagnation de l'eau en surface, dès que l'intensité des précipitations dépasse K_s . Cela permet, en tenant compte des données climatiques, de distinguer la lame d'eau ruisselée de la lame d'eau

infiltrée lors d'une averse (Musey et al. 1991). En agronomie, K_s représente la limite supérieure à ne pas dépasser lors des apports d'eau d'irrigation. Elle permet, selon les exigences des cultures, d'arroser et d'effectuer des choix judicieux concernant la quantité d'eau, la durée des arrosages et les types d'équipements.

4.2.3.2 Comparaison des courbes de rétention.

Les courbes $\theta(h)$ obtenues au laboratoire sur un bac à sable sont comparées aux courbes issues de l'optimisation numérique (tableau 4.3 et figure 4.2). Les résultats montrent que contrairement aux courbes des conductivités, les courbes de rétention issues de l'inversion numérique et des essais au laboratoire sont relativement proches l'une de l'autre, dans l'intervalle de suctions appliquées [-31.6 cm, 0 cm], notamment au voisinage de la saturation ($h=0$).

Selon la relation (6) du modèle de MVG traduisant l'allure de $\theta(h)$, on constate que cette dernière ne dépend pas de K_s mais beaucoup plus des paramètres θ_s , α et n . Ces derniers sont influencés par l'état hydrique initial du sol et sa variabilité spatiale (paragraphe 4.3). Ainsi donc on peut expliquer les légères différences constatées sur les courbes $\theta(h)$, d'un même site, issues de l'inversion.

4.3 Variabilité spatiale de l'humidité initiale.

Les valeurs des coefficients de variation très élevés ($CV > 14\%$), relatifs à l'humidité initiale θ_i , dans tous les sites sondés (tableau 4.1), traduisent une importante variabilité spatiale de cette humidité dans les sols de la région d'étude. Les mauvaises herbes très présentes dans la vallée, dont le développement est favorisé par la nature des sols et le climat humide de la région. Du fait qu'elles peuvent subsister même durant la période sèche, cela permet de conserver une certaine teneur en eau et de limiter les pertes par évaporation dans les sols proches du lit de l'oued Sébaou.

Les inversions numériques effectuées en considérant, pour chaque essai, l'humidité initiale minimale, moyenne et maximale mesurées, montrent que parmi les paramètres du modèle de MVG optimisé, c'est la conductivité hydraulique à la saturation K_s qui varie considérablement (tableau 4.4), comme le montre la valeur du coefficient CV très élevée pour la plupart des essais et des sites. Il est de l'ordre de 60% (essai n°3 du site n°1). Cependant celui des autres

paramètres est relativement moins important. On a constaté un seuil de 24.5% pour α , de 15.79% pour θ_s et de 12.95% pour n . Ces variations conséquentes des paramètres du modèle de MVG, dues à la variabilité spatiale de θ_i , ont une influence directe sur les courbes caractéristiques $\theta(h)$ et $K(h)$ représentées par les équations (6) et (7) respectivement ; comme en témoigne les écarts constatés sur les courbes d'un même site (tableau 4.3, figure 4.2 et figure 4.3).

CONCLUSION GENERALE

L'usage d'un infiltromètre à disque sur un sol non remanié nécessite une surface de contact de faible pente, peu rugueuse et peu fissurée. Pour cela la caractérisation hydrodynamique est établie, pour cinq sols de texture différente, localisés juste sur la plaine de la haute vallée du Sébaou et sur les deux premiers niveaux de terrasses. Cette caractérisation est obtenue au moyen de deux méthodes distinctes. La première de terrains, consiste à mesurer le processus d'infiltration au moyen d'un infiltromètre à disque, selon l'approche multipotentiel. La seconde de laboratoire, permet d'établir les courbes de rétention par drainage d'échantillons de sols sur un bac à sable. L'infiltration cumulative mesurée *in situ*, a servi de données dans la méthode d'inversion numérique et dans les méthodes analytiques. Une parfaite corrélation est constatée entre les infiltrations cumulatives mesurées et optimisées, dont l'écart maximal n'excède pas 4.5% du volume global infiltré. Une très bonne optimisation des paramètres est également constatée avec des intervalles de variations très restreints. Les paramètres initiaux du modèle de MVG: θ_s , α , n et K_s sont extraits du catalogue des sols, de Carsel et Parrish, intégrée dans le logiciel HYDRUS-2D, utilisé dans le cadre de la présente étude.

Sur les cinq textures analysées une est fine (argileuse), une autre est grossière (sablo limoneuse), les autres sont intermédiaires. Ce qui témoigne de l'hétérogénéité des sols de la haute vallée du Sébaou. Cette hétérogénéité a un impact direct sur le comportement hydrodynamique de ces sols. Ce comportement est représenté par les courbes caractéristiques de conductivité hydraulique et de rétention en eau, obtenues selon une approche expérimentale, numérique et analytique.

La variabilité spatiale de l'humidité initiale, traduite par des coefficients de variations élevés a été examinée, en considérant pour chaque essai et pour chaque site les humidités minimale, moyenne et maximale mesurées. Ainsi on a constaté que parmi les paramètres du modèle de MVG optimisés, c'est la conductivité hydraulique à saturation K_s qui présente les coefficients de variations les plus élevés et ce pour la plupart des cas étudiés.

L'inversion numérique à partir de données relatives aux mesures de l'infiltration cumulative, est fiable et simple dans sa mise en œuvre en utilisant le logiciel HYDRUS-2D. Elle présente l'avantage de rapidité d'exécution et de possibilité d'effectuer plusieurs tests simultanément

avec plusieurs données, sans pour autant altérer les caractéristiques du milieu étudié. Cependant sa dépendance excessive de l'humidité initiale du sol, constitue son inconvénient majeur, étant donné qu'on ne peut pas déterminer cette dernière à l'endroit exact, où l'on effectue la mesure de l'infiltration d'une part et d'autre part, dans notre cas, elle peut présenter une variabilité spatiale conséquente.

Quant aux méthodes analytiques de WOODING et ANKENY et *al*, elles sont limitées par leurs hypothèses restrictives en considérant le sol comme un milieu homogène, isotrope avec une humidité initiale constante, ce qui n'est pas toujours le cas dans la pratique. Ainsi on peut interpréter les écarts constatés, aux voisinages de la saturation, entre les conductivités hydrauliques établies selon l'approche numérique et l'approche analytique, par la variabilité spatiale de l'humidité initiale qui caractérise les sols de la vallée du haut Sébaou.

Les courbes caractéristiques de la conductivité hydraulique $K(h)$ et de rétention en eau $\theta(h)$ établies, peuvent être exploitées dans l'étude des écoulements d'eau et de solutés dans les sols non remaniés de la région, selon leur texture. Elles sont indispensables dans la résolution de l'équation de Richards par l'une des méthodes numériques des éléments finis ou des différences finies.

La connaissance de la conductivité hydraulique à la saturation K_s est très utile, notamment dans l'établissement du bilan hydrique en hydrologie et la gestion des arrosages en agriculture. Elle représente le seuil qui permet : de distinguer la lame d'eau ruisselée de la lame d'eau infiltrée lors d'une averse et à ne pas dépasser, lors des apports d'eau en irrigation.

La protection et la gestion rationnelle du potentiel hydrique et agricole qui caractérisent la vallée du Sébaou nécessite d'établir une caractérisation hydrodynamique plus globale, qui doit prendre en considération la cinétique d'infiltration aussi dans les sols remaniés, notamment en agriculture.

L'usage d'autres outils de caractérisation hydrodynamique, comme le double anneau ou la méthode BEST-Beerkan, en plus de l'infiltromètre et l'introduction de TDR et de tensiomètres, pour des mesures plus précises de l'humidité et du potentiel de pression et éventuellement de traceurs, permettra de mieux analyser l'évolution du front d'humidité dans le temps et dans l'espace, non seulement en surface, mais sur tout le profil du sol.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, 2004. Annuaire de la nappe du Sébaou. ANRH/DRC, Algérie :34p.

Angulo Jaramillo R., Vandervaere J.- P., Roulier S., Thony J.-L., Gaudet J. - P. et Vauclin M., 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: A review and recent developments. *Soil Tillage Res.*55: 1-29.

Ankeny M.D, Ahmed M., 1991 Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 55 : 467-470.

Bard, Y., 1974. *Nonlinear Parameter Estimation*, 341 pp., Academic, San Diego, Calif.,

Bastet G., Bruand A., Quélin P. et Cousin I., 1998. Estimation des propriétés de rétention en eau à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : Une analyse bibliographique. *Etude et Gestion des Sols*, 1 : 7-28.

Baumer, O.W., 1992. Predicting unsaturated hydraulic parameters. In: van Genuchten, M. Th., Leij, F.J., Lund, L.J. (Eds), *Indirect Methods for Estimating properties of unsaturated soils. Proceeding of the international Workshop*, Univ. California, Riverside, CA. : 341-354.

Benhassaine M., 1980. *Recherches sur les modèles du relief et les formations superficielles dans la vallée de l'oued Sébaou (Grande Kabylie, Algérie)*. Thèse de 3^e cycle, université. Paris I, Panthéon-Sorbonne, France, 196p.

BOUAITTA A., 1992. Etude de cas : La vulgarisation des nouvelles techniques de production de la pomme de terre dans la wilaya de Tizi-Ouzou. *CIHEAM, Cahiers Options Méditerranéennes*, Vol.2, n°1 : 133-142.

Bouma J., Hillel D., Hole F. et Amerman C.R., 1971. Field measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through artificial crusts. *Soil Sci. Am. Proc.*55: 566-568.

Bouma J, van Lanen HAJ, 1987. Transfer functions and threshold values : from soil characteristics to land qualities. p 106–111. In: Beek K.J., P.A. Burrough and D.E. Mc Cormack (eds.), *Proc. ISSS/SSSA Workshop on Quantified Land Evaluation Procedures*. Int. Inst. for Aerospace Surv. and Earth Sci., Publ.No 6, Enschede, The Netherlands

Braud, I., De Condappa D., Soria Ugalde J.M., Haverkamp R., Angulo-Jaramillo R., Galle S, et Vauclin M., 2005. Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the Beerkan method). *Eur. J. Soil Sci.* 56:361–374.

Brooks, R.H. et Corey C.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Pap.* 3. Colorado State Univ., Fort Collins.

Burdine N.T., 1953. Relative permeability calculation from size distribution data. *Trans. Aime*, 198:71-78.

Carsel R.F. et PARRISH, R.S., 1988: Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.*24: 755-769.

Chadrine Y., 1975. Etude hydrogéologique de la nappe de l'oued Sebaou. Document interne. Secrétariat d'Etat à l'Hydraulique, Direction des Etudes du Milieu et de la Recherche Hydraulique, Service Hydrogéologie, 75.HYG.36, Algérie, 72p.

Childs E.C. et Collis-George N., 1950. The permeability of porous materials, *Proc. Roy. Soc. Ser. A*, 201: 392-405.

Chossat, J. C., 2005. La mesure de la conductivité hydraulique dans les sols. Choix des méthodes. Ed. Lavoisier "TEC & DOC".

Clausnitzer, V., et Hopmans J. W., 1995. Non-linear parameter estimation: LM_OPT. General-purpose optimization code based on the Levenberg-Marquardt algorithm, Land, Air and Water Resources Paper No. 100032, University of California, Davis, CA.

Coquet Y., Vachier P., et Labat C., 2005a. Vertical variation of near-saturated hydraulic conductivity in three soil profiles. *Geoderma* 126:181-191.

Coquet Y., Boucher A., Labat C., Vachier P. et Roger- Estrade J., 2000. Caractérisation hydrodynamique des sols à l'aide de l'infiltromètre à disques : aspects théoriques et pratiques. *E.G.S.*, 7(1) : 7-24.

Dane J. H. et. Topp G. C., 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.

Dechemi N., Chambaz H., 1994. La prévision des crues du bassin versant de l'Oued Dis (Sébaou) par la méthode DPFT. *Rev. Sci. Eau*, 7(4) : 331-342.

Djemai M., 1985. Hydrologie du bassin versant du haut Sébaou ; hydrogéologie des formations alluviales. Thèse de doctorat d'ingénieur, Université de Grenoble 1, France, 264p

Doering, E., 1965. Soil water diffusivity by the one-step method. *Soil Sci.*, 99(5): 322-326.

Esching S.O., Hopmans J.W. et Wendroth O., 1994. Unsaturated hydraulic conductivity from transient multistep outflow and soil water pressure data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58: 687-695.

Gardner W.R., 1956. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. *Soil Sc. Soc. of Am. Proc.*, 20: 317-320.

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.

Gaudu J.-C., Bourlet M., Mohraht D., Chanzy A. et Bertuzzi P., 1996. Méthode de Wind, notice technique de l'INRA. 54 p.

Gribb M., Simunek J. et Leonard M.F., 1998. Development of cone penetrometer method to determine soil hydraulic properties. *ASCE of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol. 124, N° 9: 820-829.

Haverkamp R., Ross P.J., Smetten K.R.J. et Parlange J.Y., 1994. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physical based infiltration equation. *Water Res.*, 30: 2931-2935.

Haverkamp R., Zammit C., Bouraoui F., Rajkai K., Arrue J.L. et Heckmann N., 1998. GRIZZLY, Grenoble Catalogue of Soils: Survey of soil field data and description of particle-size, soil water retention and hydraulic conductivity functions. Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), Grenoble, France.

Hayashi K., Ito T. et Abe H., 1997. A new method of the determination of in situ hydraulic properties by pressure pulse tests and application to the Higashi Hashimantai geothermal field, *J. Geophys. Res.*, 92: 9168-9174.

Hillel D. et Gardner W.R., 1970. Measurement of unsaturated conductivity and diffusivity by infiltration through an impeding layer. *Soil Sci.* 109: 149-153.

Hillel D., KRENTOS V., STYLIANOU Y., 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring Soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Sci.* 114:395-400.

Hussen, A.A. et Warrick, A.W., 1993. Alternative analysis of hydraulic data from the disc tension infiltrometers *Water Resour. Res.* 29: 4103-4108.

Jarvis, N.J. et Messing, I., 1995. Near-saturated hydraulic conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 27-34.

Klute A., 1965a. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of unsaturated soil. In: C.A. Black (ed), *method of soil analysis, Part.I, Agronomy* 9: 253-261

Klute A., 1972. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils, *Soil Science*. Vol. 113, N° 4: 264-276

Klute A. et Dirksen C., 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods, *methods of soil analysis, Part 1, physical and numerical methods*. Soil. Am. Soc. Of Agronomy. Madison WI.

Kool J.B., Parker J.C., et van Genuchten M., 1985a. Determining soil hydraulic properties from one step outflow experiments by parameter estimation: 1) theory and numerical studies. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49: 1348-1354.

Kool, J. B., Parker J. C., et van Genuchten M. T., 1987. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models—A review, *J. Hydrol.*, 91: 255–293,

Lassabatere, L., Angulo-Jaramillo R., Soria Ugalde J.M., Cuenca R., Braud I., et Haverkamp R., 2006. Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments—BEST. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70: 521–532

Lassabatere L., Yilmaz D., Angulo-Jaramillo R., Soria Ugalde J.M., Braud I. Et Šimunek J., 2010. Numerical evaluation of inverse modelling methods for 1D and 3D water infiltration experiments in homogeneous soils. In : *Soil solutions for a changing world. Symposium 2.1.1 : Optimizing wter use with soil physics,19th World Congress of Soil Science (Brisbane, Australie)*: 125-128.

Logsdon, S.D et Jaynes, D.B., 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 1426-1431.

Marquardt D.W., 1963. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *SIAM J. Appl. Math.*, 11: 431-441.

Millington R.J. et Quirk J.P., 1961. Permeability of porous solid. *Trans, Faraday Soc.*, 57: 1200-1206.

Minasny , B. et Mc Bratney A.B., 2002. The efficiency of various approaches to obtaining estimates of soil hydraulic properties. *Geoderma*. 107: 55–70.

Mohanty B. P., Ankeny M. D., Horton R., et Kanwar R. S., 1994. Spatial analysis of hydraulic conductivity measured using disc infiltrometers. *Wat. Res. Res.* 30(9): 2489-2498.

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Res.*, 12: 513-522.

Mubarak, I., Mailhol J. C., Angulo-Jaramillo R., Bouarfa S., et Ruelle P., 2009a. Effect of temporal variability in soil hydraulic properties on simulated water transfer under high-frequency drip irrigation. *Agric. Water Manage.*96: 1547–1559.

Mubarak, I., Mailhol J.C., Angulo-Jaramillo R., Ruelle P., et Khaledian M., 2009b. Temporal variability in soil hydraulic properties under drip irrigation. *Geoderma* 150 : 158–165.

Musy A. et Soutter M., 1991. *Physique du sol*. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, première éditions. Collection “Gérer l’Environnement” 6, CH-1015, Lausanne, 335p.

Nachabe M., 1995. Estimating hydraulic conductivity for models of soils with macropores. *J. Irrig. Drain. Eng.* 121: 95-102.

Nasta P., Lassabatere L., Kandelous M. M., Šimunek J. et Angulo-Jaramillo R., 2012. Analysis of the Role of Tortuosity and Infiltration Constants in the Beerkan Method. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 76: 1999–2005.

Ngnepieba, P., Le Dimet, F.X., Boukoung, A. et Nguetseng, G., 2002. Identification de paramètres: une application à l'équation de Richards *A R I M A* Volume.1,: 127-157.

Nielsen D.R., Kirkham D. et Perrier E.R., 1960. Soil capillary conductivity: comparaison of measured and calculated values. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*24: 157-160.

Normand M., 1979. Note concernant un protocole expérimental pour la mesure de la conductivité hydraulique d'un sol non saturé « in situ ». Note interne CTGREF, 10P.

Oliver Y.M. et Smettem K.R.J., 2005. Predicting water balance in a sandy soil: Model sensitivity to the variability of measured saturated and near saturated hydraulic properties. *Aust. J. Soil Res.*43: 87–96.

Passioura J.B., 1976. Determining soil water diffusivities from one-step outflow experiments. *Australian Journal of soil Research* 15: 1-8.

Peroux K.M. et White I., 1988. Design for disc permeameters. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 52 : 1205- 1215.

Philip J.R., 1957b. The theory of infiltration. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil.Sci.*, 84: 257-264.

Philip J.R., 1969. Theory of infiltration. *Adv.Hydrosci.*,5: 215-296.

Ramos T.B., Gonçalves M.C., Martins J.C., van Genuchten M.T.et Pires F. P., 2006. Estimation of soil hydraulic properties from numerical inversion of tension disk infiltrometer data. *Vadose Zone J.*, 5: 684-696.

Reynolds W.D.et Elrick D.E., 1991. Determination of hydraulic conductivity using tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 55: 633-639.

Reynolds W. D., Elrick D.E., Youngs E.G., Amoozegar A., Booltink H.W.G.et Bouma J., 2002. Saturated and field-saturated water flow parameters. In: J.H. Dane and G.C. Topp, editors, *Methods of soil analysis. Part 4. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI.*: 797–878.

Richards L. A., 1931. Capillary conduction of liquids in porous medium. *Physics*, I: 318-333.

Richards S.et Weeks L., 1953. Capillary conductivity values from yields and tension measurements on soil columns, *Soil Sci. Am. Proc.* 17: 206-209.

Ritter A., Hupet F., Munoz-Carpena R., Lambot S., et Vanclooster M., 2003. Using inverse methods for estimating soil hydraulic properties from field data as an alternative to direct methods. *Agric. Water Manage.*59 : 77–96.

Russo, D., E. Bresler, Shani U., et Parker J. C., 1991. Analysis of infiltration events in relation to determining soil hydraulic properties by inverse problem methodology, *Water Resour. Res.*, 27(6): 1361–1373,

Saadi N., 1970. Etude agro-pédologique des plaines alluviales de la vallée du Sébaou (Grande Kabylie). Document interne, Secrétariat d'Etat à l'Hydraulique, Direction des Etudes du Milieu et de la Recherche Hydraulique, Service Agro-pédologie, E.A.P. 27, Algérie, 169p.

Schaap M.G. et Leij F.J., 2001. Using neural networks to predict soil water retention and soil hydraulic conductivity. *Soil & Tillage Research* 47:37-42.

Schneider S., 2009. Estimation des paramètres hydrodynamique des sols à partir d'une inversion jointe de données d'infiltration et de résistivité électrique. Thèse de Doctorat, Université. Paris -Sud 11, France, 143p.

Šimunek J. et van Genuchten M. T., 1996. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. *Water Res.*, 32: 2683-2696.

Šimunek, J. et van Genuchten M. T., 1997. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from multiple tension disc infiltrometer data. *Soil Sci.*, 162: 383-398,

Šimunek J., van Genuchten M.T., Gribb M.M. et Hopmans J.W., 1998a. Parameter estimation of unsaturated soil hydraulic properties from transient flow processes. *Soil & Tillage Research*, 47: 27-36.

Šimunek, J., Jaramillo R. A., Schaap M. G., Vandervaere J.-P. et van Genuchten M. T., 1998b. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension disc infiltrometer data. *Geoderma*, 86: 61-81.

Šimunek, J., Wendroth O. et van Genuchten M.T., 1999. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from laboratory tension disc infiltrometer experiments. *Water Res.*, 35(10): 2965-2979.

Šimunek J., van Genuchten M. T. et Šejna M., 2006. The HYDRUS Software Package for Simulating the Two- and Three-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. Technical Manual, PC Progress, Prague, Czech Republic . Version 1.0., 213P

Smettem, K.R.J., Ross P.J., Haverkamp R. et Parlange J.Y., 1995. Three-dimensional analysis of infiltration from the disk infiltrometer: 3. parameter estimation using a double-disk tension infiltrometer. *Water Res.*, 31: 2491-2495.

Stakman, W. P., 1974. Measuring soil moisture. In : *Drainage principles and applications*. Int. Inst. for Land Reclam., Wageningen, the Netherlands: 221–251.

Tamari S., 1988. Comparison of two procedures of the determination of soil hydraulic properties: an instantaneous profile method and a non linear parameter estimation method. Part IV experimental data. Note 1887. ICW. Agri. Univers. Wageningen (communication).

Tamoh K. et Maslouhi A., 2003. Mesures in situ par infiltrométrie des propriétés hydrodynamiques des sols de Mnasra (Maroc). *C.R. Geoscience*, 336 : 535-545.

Trautmann M., 2008. Guide des Analyses courantes au Laboratoire d'analyses des sols. EOST UMS830 CNRS/ULP, 19p.

Vachaud G., Dancette C., Sonko S., et Thony J. L., 1978. Méthode de caractérisation hydrodynamique « in situ » d'un sol saturé. Application à deux types de sols au Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Ann. Agron.*, 29(1) : 1-36.

Valintzas J.D., Kerkides P.G. et Poulouvassilis A., 1988. An improvement to the one-step outflow method for the determination of water diffusivities. *Water Resour. Res.*, 24: 1191-1920

Van Dam J.C., Stricker J.N.M et Droogers P., 1990. From one-step to multi-step determination of soil hydraulic functions by outflow experiments. Report 7. Agricultural University of Wageningen , Netherlands.

Van Dam J.C., Stricker J.N.M. et Verhoef A., 1992. An evaluation of the one-step out-flow method. Proc. Inter. Workshop “ Indirect method for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils “, University of Cal. Riverside: 633-644.

Van Dam J.C., Stricker J.N.M. et Droogers P., 1994. Inverse method to determine soil hydraulic functions from multi-step outflow experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58,:647-652.

Vandervaer J.P., 1995. Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltromètre à disques. Analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroûtés. Thèse de Doctorat, Université. Joseph Fourier- Grenoble 1, LTHE, Grenoble, France, 329p.

Vandervaere J.P., Peugeot C., Vauclin M. Angulo-JARAMILLO R. et LEBEL T., 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soil using disc infiltrometers and minitensiometers. *J. Hydrol.* : 188-189, 203-223.

Vandervaere J.P., Vauclin M., et Elrick D.E., 2000. Transient flow from tension infiltrometers: I. The two-parameter equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 1272–1284.

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.

van Genuchten, M. Th., 1981. Non-equilibrium transport parameters from miscible displacement experiments. Research Report No. 119, U.S. Salinity Laboratory, Riverside, CA.

van Genuchten M. Th. et Nielsen D. R., 1985. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Annales Geophysicae*, 3(5): 615-628.

Vauclin, M., 1994. REVUE- ETAT DE L'ART. Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol. *REVUE DES SCIENCES DE L'EAU*, 7: 81-102.

Vereecken H, Kasteel R., Vanderborght J., et Harter T., 2007. Upscaling hydraulic properties and soil water flow processes in heterogeneous soils: a review. *Vadose Zone J.* 6: 1-28.

Vogel, T., et Císlerová M., 1988. On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve, *Transport in Porous Media*, 3: 1-15.

Warrick A.W. et Broadbridge P., 1992. Sorptivity and macroscopic capillary length relationship, *Water Resour. Res.*, 28: 427-431.

Watson K., 1966. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials, *Water Resources Res.* 2(4): 709-715.

Watson K.W. et Luxmoore R.J., 1986. Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50: 578-582.

Weynants M., Vereecken H., et Javaux M., 2009. Revisiting Vereecken Pedotransfer Functions: Introducing a Closed-Form Hydraulic Model. *Vadose Zone J.* 8: 86–95.

White I. et Sully M.J., 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scale from field infiltration. *Water Res.*, 23: 1514-1522.

Willye M.R.J. et Gardner H.F., 1958. The generalized Kozeny-Carman equation. *World Oil*, 146: 210-228.

Wind G.P., 1966. Capillary conductivity data estimated by a simple methode. In. RIJTEMA P.E. et WASSINK H. (ed), water in the unsaturated zone. Vol.1, Proc. Wageningen Symp. June 1966. IASH Gent brugge/UNESCO:181-191.

Wolsack J., 1975. Une méthode de mesure « in situ » des caractéristiques hydrodynamiques d'un sol non saturé . Document interne CTGREF, Division hydraulique souterraine-drainage, 4p.

Wooding R.A., 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Res.*, 4: 1259-1273.

Wösten J.H.M., Pachepsky Y.A. et Rawls W.J., 2001. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology*, 251: 123–150.

Wösten J.H.M. et Nemes A., 2004. Pedotransfer functions for Europe. In: *Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology*, Y. Pachepsky and W.J. Rawls (eds.), *Developments in Soil Science*, volume 30, Elsevier: 431-435.

Xu X., Lewis C., Liu W., Albertson J.D. et Kiely G., 2012. Analysis of single ring infiltrometer data for soil hydraulic properties estimation: comparison of BEST and Wu methods. *Agricultural Water Management*, vol. 107: 37-41.

Yilmaz D.,Lassabatere L., Angulo-Jaramillo R., Deneele D., et Legret M. 2010. Hydrodynamic characterization of basic oxygen furnace slag through an adapted BEST method. *Vadose Zone J.* 9 : 107–116.

Annexe 1

(Résultats des régressions linéaires)

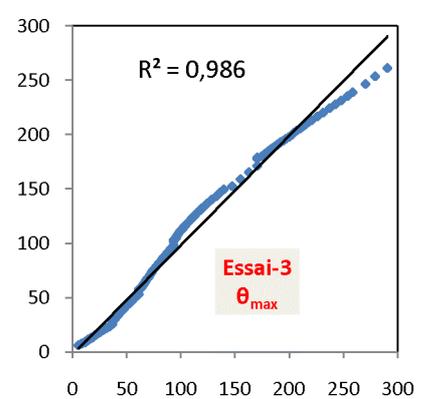
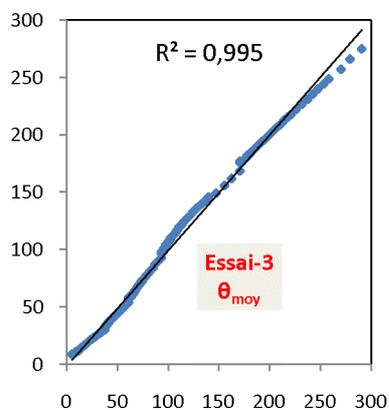
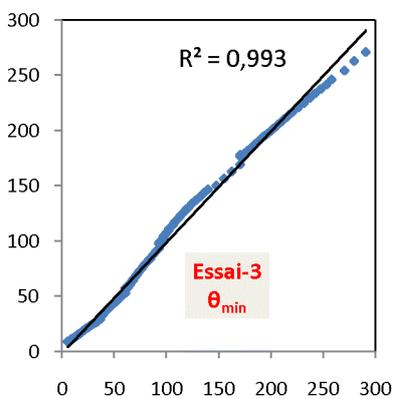
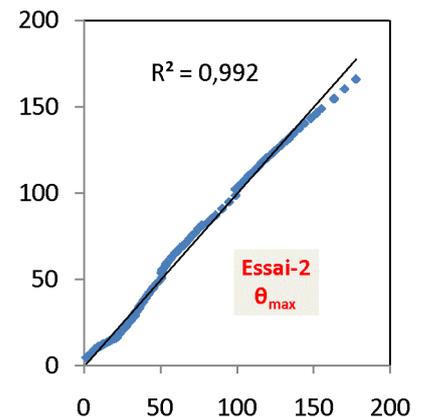
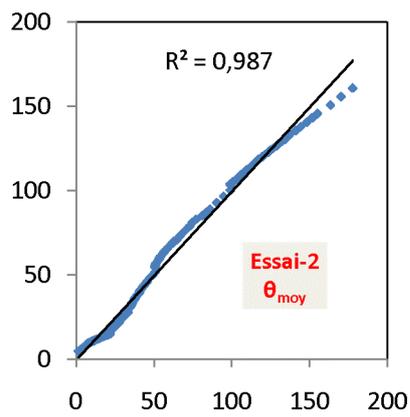
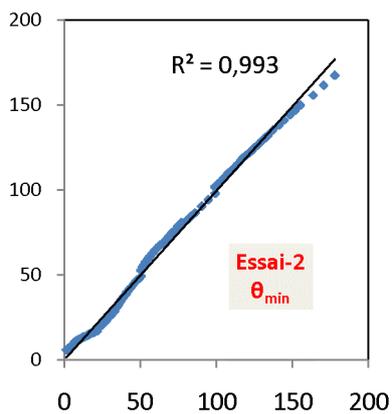
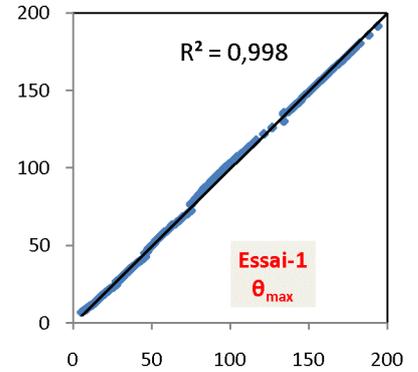
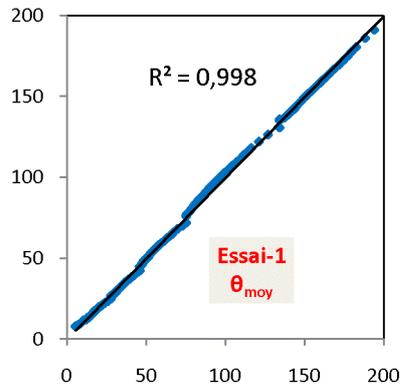
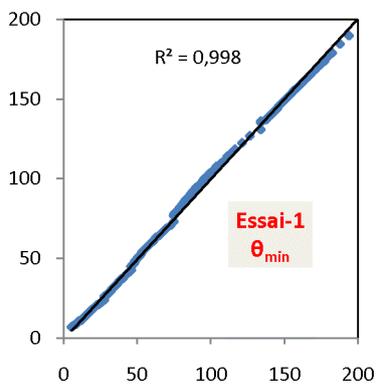
Annexe 2

(Dimensions des bulbes d'humidité)

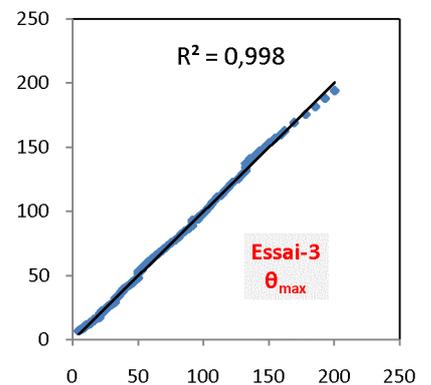
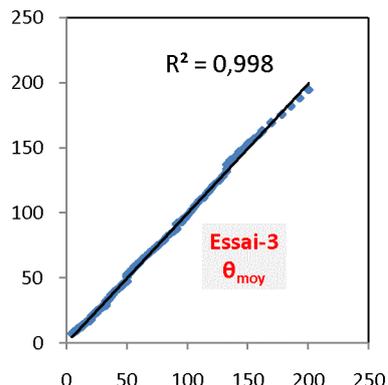
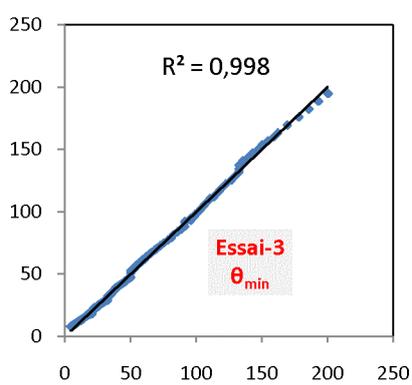
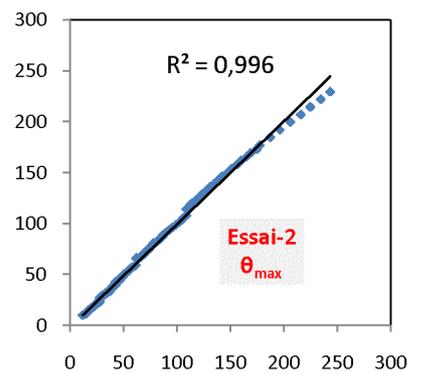
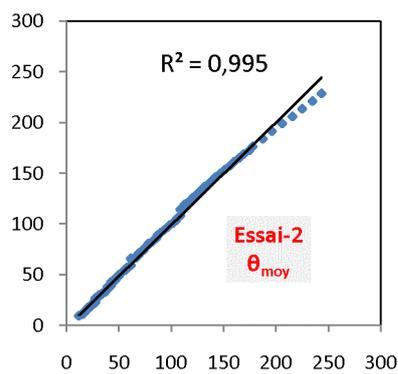
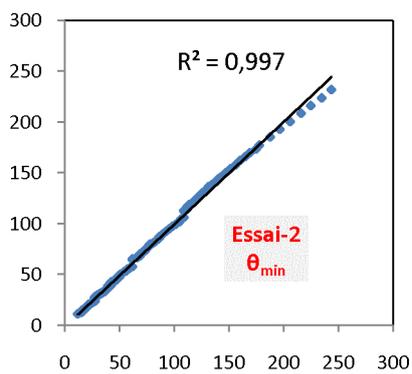
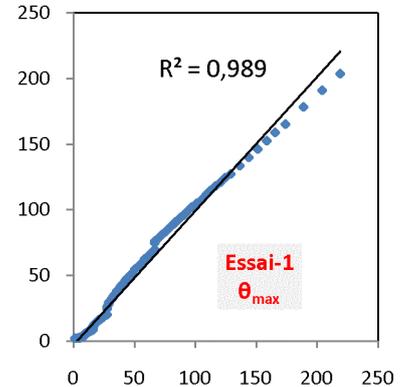
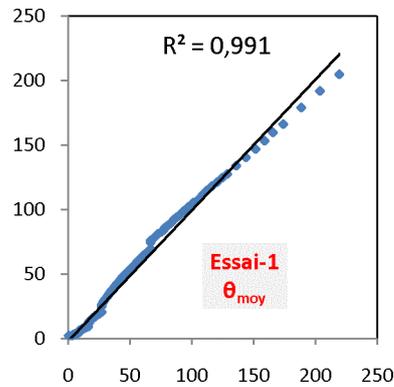
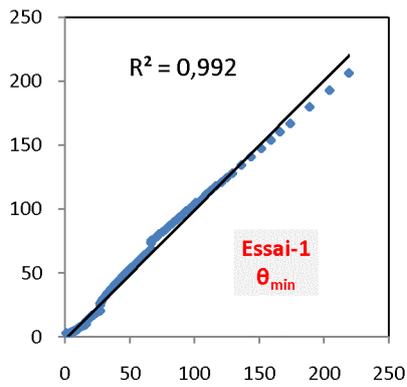
Annexe 1

Les régressions linéaires, entre les infiltrations cumulatives mesurées (en abscisse, cm^3) et optimisée (en ordonnée, cm^3) avec les coefficients de corrélations R^2 correspondants. Obtenues pour chacune des humidités initiales considérées : minimales (θ_{\min}), moyens (θ_{moy}) et maximales (θ_{\max}) et pour chacun des essais réalisés sur les cinq sites étudiés. Au moyen du logiciel HYDRUS-2D, selon la méthode inverse.

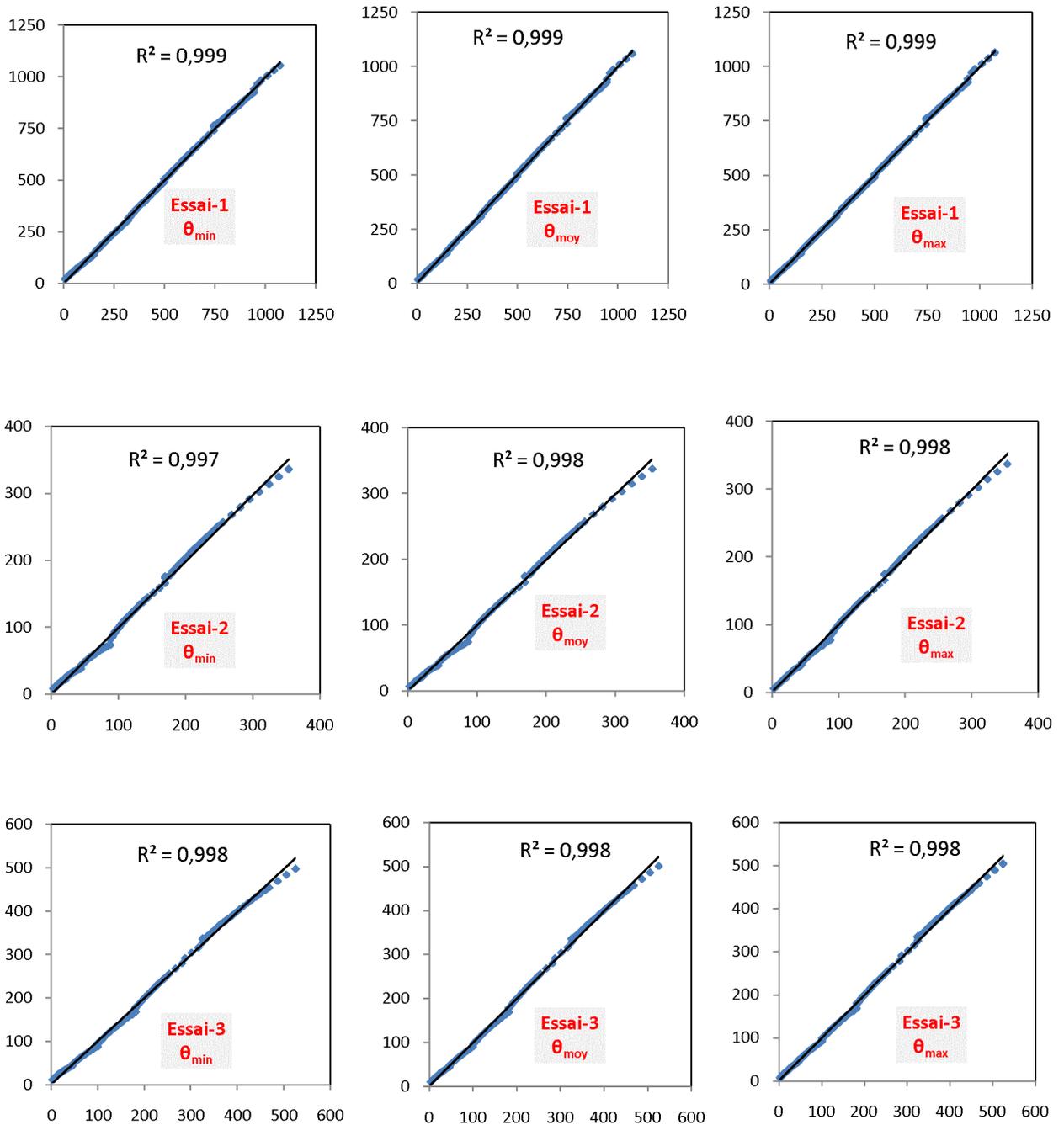
Site – 1 : Limon silto-argileux (LSiA)



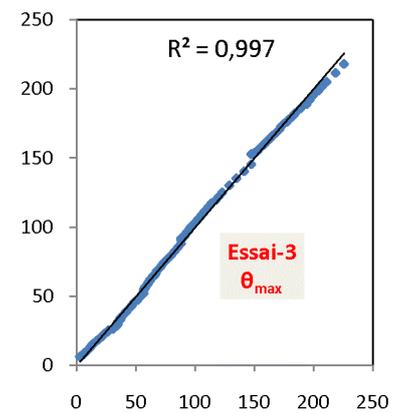
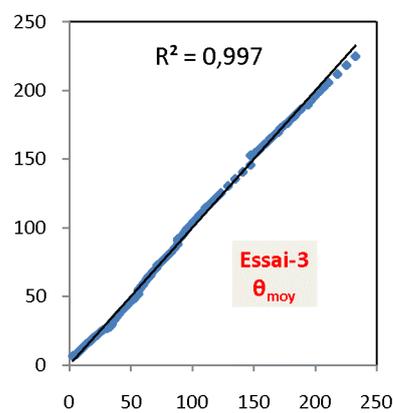
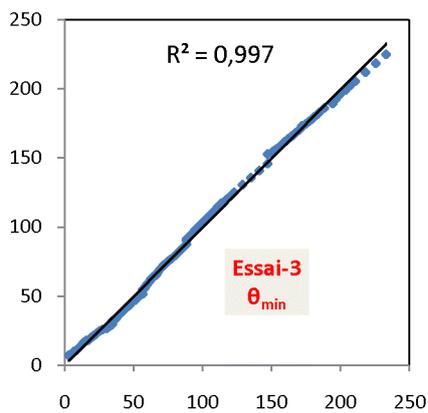
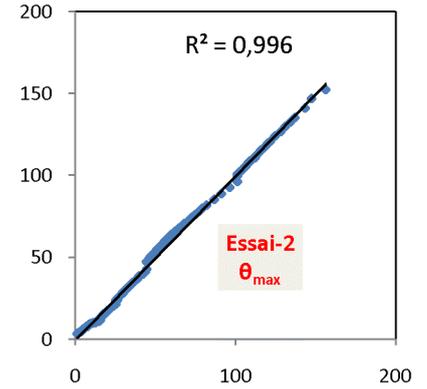
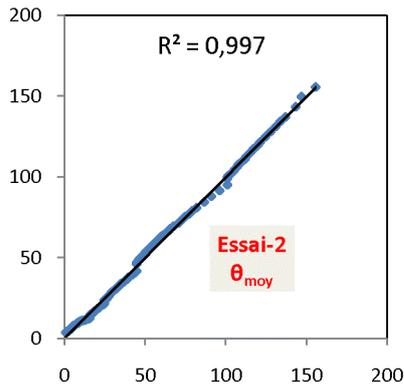
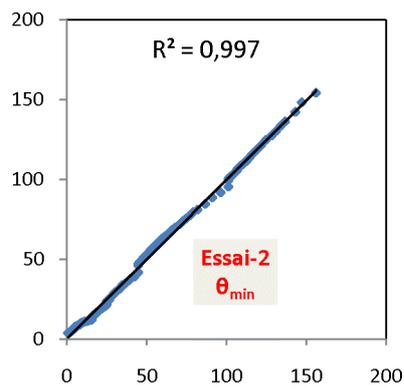
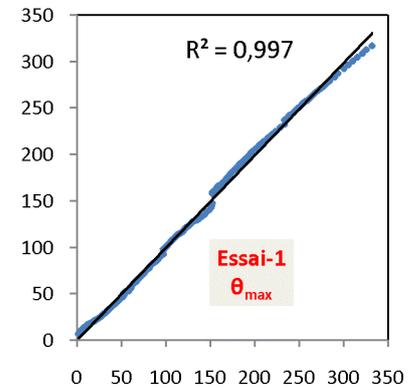
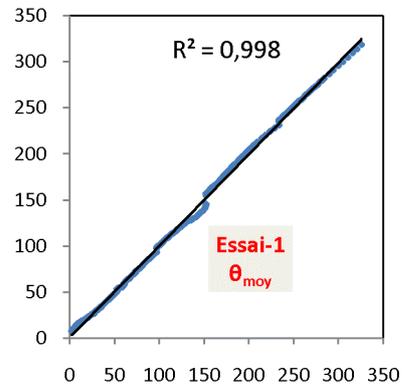
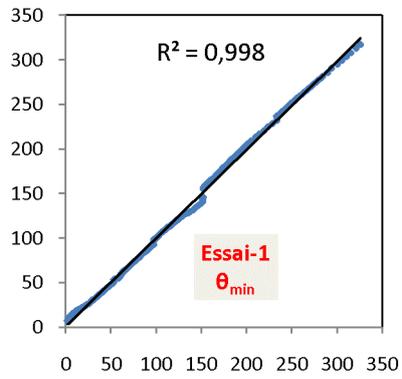
Site – 2 : Limon sablo-argileux (LSA)



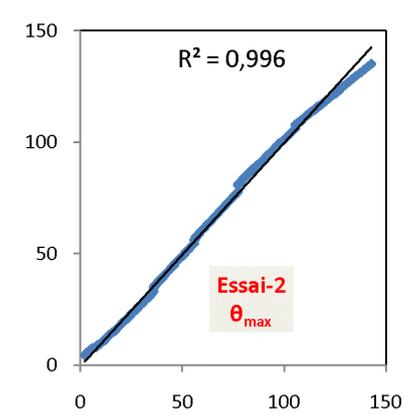
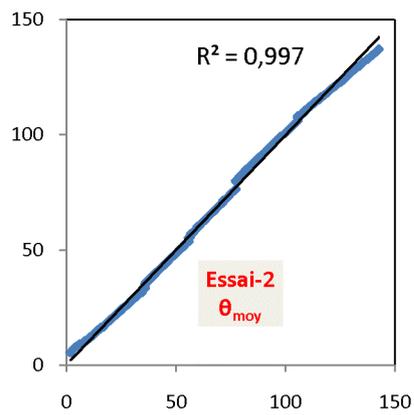
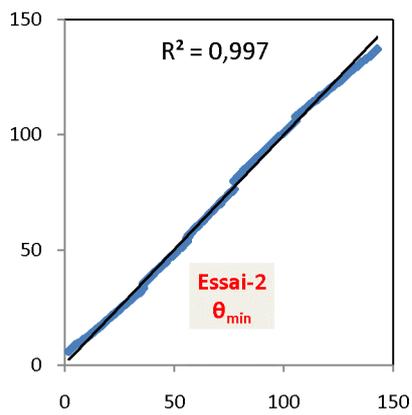
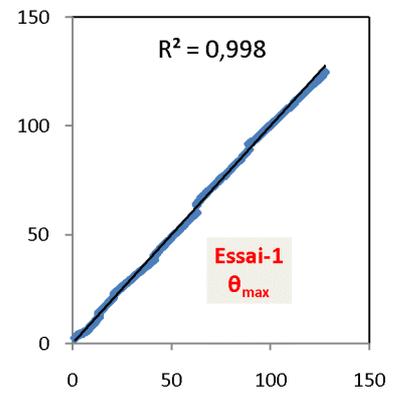
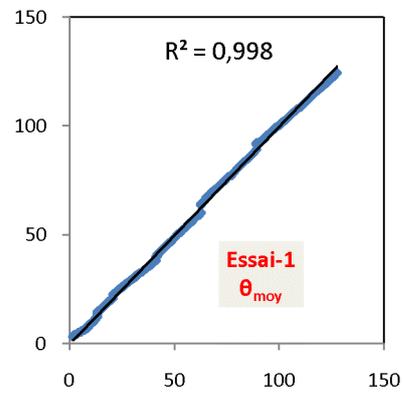
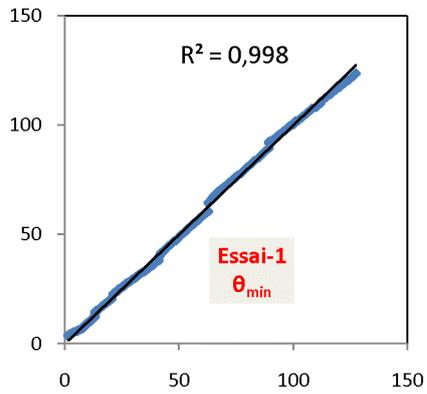
Site – 3 : Sable limoneux (SL)



Site – 4 : Limon sableux (LS)



Site – 5 : Argileux (A)



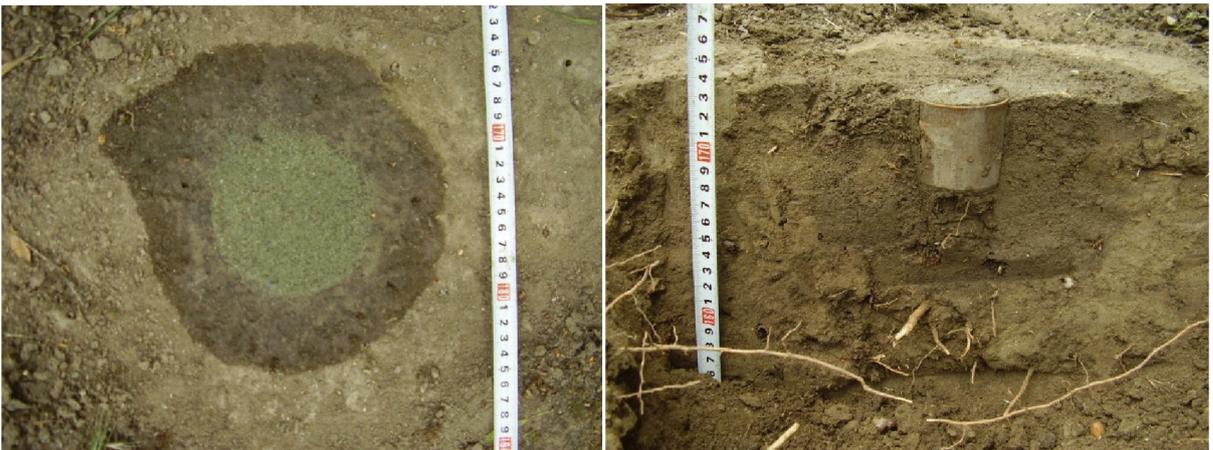
Annexe 2

(Dimensions des bulbes d'humidité)

Dimensions, en surface et en profondeur, des bulbes d'humidité à la fin des mesures avec l'infiltromètre à disque, sur les sols des cinq sites étudiés.



Site N°1 : Limon silto-argileux (LSiA)



Site N°2 : Limon sablo-argileux (LSA)



Site N°3 : Sable limoneux (SL)



Site N°4 : Limon sableux (LS)



Site N°5 : Argileux

RÉSUMÉ : La haute vallée de l'oued Sébaou, est à vocation agricole. Située dans la région de Tizi-Ouzou au nord de l'Algérie, elle est en climat méditerranéen. Elle dispose d'une réserve considérable d'eau souterraine grâce à une nappe libre, dont la réalimentation et la qualité sont directement liées aux transferts d'eau et de solutés depuis la surface du sol. L'étude de ces transferts nécessite, en premier lieu, la connaissance des paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée proche de la surface du sol et l'établissement de ses courbes caractéristiques $K(h)$ et $\theta(h)$, traduisant l'évolution de la conductivité hydraulique (K) ainsi que la rétention en eau (θ) en fonction du potentiel de pression (h). Des mesures d'infiltration, *in situ*, sur cinq sites de textures différentes ont été réalisées au moyen d'un infiltromètre à disque, selon la méthode multipotentiel d'Ankeny en appliquant successivement les succions -10, -6, -3, -1 et -0.5 cm. L'infiltration cumulative ainsi mesurée associée aux humidités initiales et finales a servi comme donnée dans l'inversion numérique au moyen du logiciel Hydrus-2D. Ceci a permis d'estimer les paramètres du modèle de Mualem-van Genuchten (MVG), pour lequel on a opté dans le cadre de la présente étude. En outre de l'inversion numérique, des courbes $K(h)$ et $\theta(h)$ ont été également tracées selon les méthodes analytiques de Wooding et d'Ankeny et à partir des mesures au laboratoire sur le bac à sable. L'effet de la variabilité spatiale de l'humidité initiale a été examiné en prenant en considération pour chaque essai, l'humidité minimale, moyenne et maximale mesurées. Les résultats ainsi obtenus montrent une parfaite corrélation entre les infiltrations cumulatives mesurées et optimisées avec un coefficient de corrélation très proche de 1 ($R^2 > 0.993$), et des intervalles de variation très réduits des paramètres optimisés. Les courbes $\theta(h)$ issues de la simulation et au laboratoire sont presque identiques, cependant en ce qui concerne les courbes $K(h)$, une différence est constatée aux voisinages de la saturation, entre les résultats de la simulation et ceux des méthodes analytiques. On a remarqué que l'hétérogénéité de l'humidité initiale a un impact sur les paramètres du modèle (MVG) optimisés, notamment sur la conductivité hydraulique à la saturation K_s , qui présente des coefficients de variations très élevés, dont la valeur maximale est de l'ordre de 60%.

MOTS-CLÉS : paramètre hydrodynamique, variabilité spatiale, infiltration, Hydrus, oued Sébaou, Algérie.

ABSTRACT: Agricultural Valley of High Sebaou is located in the region of Tizi-Ouzou in northern Algeria, it is Mediterranean climate. She has considerable reserves of groundwater in the form of an unconfined aquifer whose recharge and water quality are directly related to transfers of water and solutes from the soil surface. The study of these transfers requires, first, knowledge of hydrodynamic parameters of the unsaturated zone near the soil surface and the establishment of the characteristic curves $K(h)$ et $\theta(h)$ reflecting the evolution of the hydraulic conductivity (K) and the water retention (θ) in terms of pressure heads (h). Measurements of infiltration, *in situ*, on five sites with different textures were made using a disc infiltrometer, using the multipotential method of ANKENY *et al.*, by applying the succions: -10, -6, -3, -1 and -0.5 cm successively. The measured cumulative infiltration $I(t)$ associated with initial and final humidity has served as data in the numerical inversion with Hydrus-2D software to estimate the parameters of the Mualem-van Genuchten model (MVG) used in this study. In addition to the numerical inversion, curves $K(h)$ and $\theta(h)$ were also established with the analytical methods (of Wooding and of Ankeny and al.) and from laboratory measurements on the sandbox. The effect of spatial variability of the initial moisture was examined by considering, for each test, the minimum, maximum and average measured values of the humidity. The results thus obtained show a perfect correlation between the measured and optimized cumulative infiltration with correlation coefficient very close to 1 ($R^2 > 0.993$) and with variations intervals very small of the optimized parameters. The curves $\theta(h)$ obtained from the simulation and the laboratory are almost identical. However, as regards the curves $K(h)$, a difference is found in the vicinities of saturation between the simulated and analytical methods. Besides, the spatial heterogeneity of the initial moisture has an impact on the optimized parameters of the MVG model, especially on hydraulic conductivity at saturation (K_s), which has very high coefficients of variation, with a maximum of the order of 60 %.

KEY-WORDS: hydrodynamic parameter, spatial variability, infiltration, Hydrus software, Sebaou wadi, Algeria.