

Université Abdelhamid Ibn Badis de Mostaganem
كلية العلوم الطبيعة و الحياة
Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie
قسم العلوم الزراعية
Département des Sciences Agronomiques
Filière : Sciences Agronomiques
Option : Sol, Eau et Environnement

Thèse présentée en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat en sciences

Présenté par : FETTOUCH Dalila

Thème

**Etude des transferts hydrodynamiques dans un sol cultivé de
la plaine du Bas-Chélif : Application à un modèle de caractérisation hydrodynamique**

Composition du jury de soutenance

Nom et prénom	Grade	Qualité	Structure
Mr. LARID Mohamed	Prof.	Président	Université de Mostaganem
Mr. BENKHELIFA Mohammed	Prof.	Directeur de thèse	Université de Mostaganem
Mr. RHEINHEIMER DOS SANTOS Danilo	Prof.	Co-directeur de thèse	Université Santa Maria UFSM Bresil
Mr. NEMMICHE Saïd	Prof.	Examineur	Université de Mostaganem
Mr. MORSLI Boutkhil	MCA	Examineur	INRF Tlemcen
Mr. BENSLIMANE Mohammed	Prof.	Examineur	Université de Mascara

Remerciements

Au terme de ce travail, il m'est agréable d'exprimer mes remerciements à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce mémoire.

Mes remerciements vont tout particulièrement à Monsieur BENKHELIFA Mohammed, Professeur à l'université Abdelhamid Ibn Badis de Mostaganem, qui a bien voulu assurer mon encadrement, c'est un très grand honneur pour moi qu'il ait accepté d'être mon directeur de mémoire. Je le remercie pour les longs moments qu'il m'a consacré, ses conseils et les efforts qu'il a déployés pour la réalisation de ce travail. Ainsi que pour ces corrections approfondies au niveau de la rédaction du mémoire et aussi de l'article.

Je voudrais remercier aussi mon co-directeur de mémoire, Mr. RHEINHHEIMER DOS SANTOS Danilo, Professeur à l'université Fédérale de Santa Maria de Brésil de m'avoir confié ce travail, pour son soutien et l'aide qu'il m'a apportée au cours de ce mémoire sans son appui je n'aurai pu mener à bien ce travail.

Je tiens aussi à remercier Mr. HACHIMI Mustapha, Professeur à l'université Ibn Tofail, pour l'aide précieuse qu'il m'a fournie.

J'adresse mes sincères remerciements à Monsieur M. LARID professeur à l'Université Abdelhamid Ibn Badis de Mostaganem qui m'a fait l'honneur de juger ce travail et de présider le jury.

Je voudrais remercier les membres du jury :

- *Mr. NEMMICHE Saïd, Pr. Université Abdelhamid Ibn Badis de Mostaganem ;*
- *Mr. MORSLI Boutkhil, MCA. INRF Tlemcen ;*
- *Mr. BENSLIMANE Mohammed, Pr. Université de Mascara.*

Pour avoir accepté d'évaluer ce travail et pour toutes leurs remarques.

J'adresse aussi mes remerciements à Monsieur Mohamed GORINE, docteur à l'école supérieure d'Agronomie de Mostaganem pour ses conseils et son aide précieuse, sans oublier Messieurs GACEM Farid et KRADIA Laid du laboratoire Ouest de l'INSID El Matmar - Relizane pour leurs aides et soutiens, ce qui a permis la réalisation de ce modeste travail.

Enfin, Je remercie chaleureusement mes parents et mes frères, un par un, pour leurs aides, compréhension et encouragements.

المخلص

تخضع المناطق المروية في سهل شليف السفلي في شمال غرب الجزائر لملوحة ثانوية تؤثر على جودة التربة وإنتاجها. يتطلب رصد وتشخيص حالة ملوحة التربة المزيد من الابتكار لتحسين إعادة تأهيل المناطق المتضررة. لوصف سلوك الماء والمواد المذابة في التربة والتنبؤ به، من الضروري معرفة الخصائص الهيدروديناميكية للتربة. الهدف من هذا العمل هو تقدير الخصائص الهيدروديناميكية للتربة، من ناحية، بالطريقة المباشرة، ومن ناحية أخرى، بطريقة المحاكاة العددية ثنائية الأبعاد في ظروف التماثل المحوري من نتائج قياسات الخصائص الفيزيائية والهيدروديناميكية للتربة. أجريت تجارب الارتشاح في منطقة الحمادة بمحطة التجارب التابعة للمعهد الوطني للبحوث الزراعية في سهل شليف السفلي، باستخدام مقياس تسلل القرص كجهاز قياس مباشرة في الموقع. تظهر نتائج دراسة الطبقة السطحية للتربة أن 85% من مساحة هذه المنطقة بها نسبة ملوحة أقل من 2 ديسي سيامنس/متر. كشفت النتائج التي تم الحصول عليها أن مشكلة الملوحة للزراعة تمثل عائقا رئيسيا عندما تصل مستويات الملوحة إلى مخاطر عالية للتأثير على المحاصيل الزراعية، واستدامة الأنواع المزروعة. كما كشفت القياسات الميدانية للتوصيل الهيدروليكي للتربة أن 78% من المساحة الكلية لها نفاذية معتدلة، مع معامل توزيع يبلغ 86%. تظهر هذه النتائج أيضا أن قوام التربة ونوع القياسات يؤثران على تقدير الخصائص الهيدروديناميكية. ويمكن أن توفر القياسات الموقعية للتسلل ورسم خرائط الأجزاء الدقيقة (الطين والغضار) ونفاذية التربة قاعدة بيانات قيمة لتحسين إدارة الري والصرف للحد من مخاطر الفيضانات، الملوحة، تدهور التربة وانخفاض مردودية المحاصيل. سمح لنا استخدام نموذج Hydrus2D استنادا إلى معادلة تسلل ريتشاردز في ظل ظروف التناظر المحوري بمتابعة تطور جبهة التسلل كدالة للوقت على عمق 150 سم المرتبط بالضغط h_0 الذي يفرضه مقياس التسلل على سطح الأرض. النتائج التي تم تقديمها قريبة من القياسات التجريبية سيكون رصد تطور النفاذية في منطقة الدراسة أمرا مثيرا للاهتمام للغاية بالنسبة للتحكم في ملوحة التربة عند عتبات ملائمة للإنتاج الزراعي. أظهرت النتائج أن الطريقة العددية لا تزال أبسط طريقة للتطبيق وأقلها تقييدا للظروف الحقلية لتحديد الخصائص الهيدروديناميكية للتربة.

الكلمات المفتاحية: التحويلات الهيدروديناميكية، التربة المزروعة، مقياس تسلل القرص، النموذج الهيدروديناميكي، سهل شليف السفلي

Abstract

The irrigated perimeters of the lower Cheliff plain in north-western Algeria are subject to secondary salinization which impacts soil quality and production. Monitoring and diagnosing the state of soil salinization requires more innovation to optimize the rehabilitation of affected areas. To describe and predict the behavior of water and solutes in soil, knowledge of soil hydrodynamic parameters is essential. The objective of this work is to estimate the hydrodynamic parameters of the soil, on the one hand, by the direct method, and on the other hand, by the two-dimensional numerical simulation method in axisymmetric conditions, from the results of measurements of the physical and hydrodynamic parameters of the soils. The infiltration experiments were carried out in the El-Hmadna area of the experimental station of the National Institute of Agricultural Research of lower Cheliff plain, using the tension infiltrometer as an in situ measuring device. The results of the study of the surface layer of the soil show that 85% of the area of this area has an $EC < 2 \text{ dS m}^{-1}$. The results obtained revealed that the problem of salinity for agriculture presents a major constraint when salinity levels have reached a high risk to affect agricultural yields, and the sustainability of cultivated species. Thus, field measurements of the hydraulic conductivity of the soil revealed that 78% of the total area has moderate permeability, with a CV of 86%. These results also show that soil texture and the type of measurements influence the estimation of hydrodynamic parameters. In situ measurements of infiltration, and mapping of the fine fraction (clay and silt) and soil permeability could provide a valuable database to optimize irrigation and drainage management to limit the risks of flooding, salinization, soil degradation and reduced crop yields. The use of Hydrus 2D model based on Richard's infiltration equation under axisymmetric conditions, allowed us to follow the evolution of the infiltration front as a function of time over a depth of 150 cm associated with the suction h_0 imposed by the infiltrometer on the ground surface. The results that have been presented are close to the experimental measurements. The monitoring of the evolution of the anchorage front in the study area would be very interesting for the control of soil salinity at thresholds favorable to agricultural production. The results show that the numerical method remains the simplest to apply and the least restrictive to field conditions for the identification of soil hydrodynamic parameters.

Keywords: hydrodynamic transfers, cultivated soil, tension infiltrometer; Hydrodynamic model, lower Cheliff plain

Résumé

Les périmètres irrigués de la plaine du Bas-Chéliff au Nord-ouest de l'Algérie sont soumis à une salinisation secondaire qui impacte la qualité des sols et la production. La surveillance et le diagnostic de l'état de salinité des sols nécessitent davantage d'innovation pour optimiser la réhabilitation des zones touchées. Pour décrire et prédire le comportement de l'eau et des solutés dans le sol, la connaissance des paramètres hydrodynamiques du sol est essentielle. L'objectif de ce travail est d'estimer les paramètres hydrodynamiques du sol, d'une part, par la méthode directe, et d'autre part, par la méthode de simulation numérique bidimensionnelle en condition d'axisymétrie, à partir des résultats de mesures des paramètres physiques et hydrodynamiques des sols. Les

expériences d'infiltrations ont été réalisées dans la zone d'El-Hmadna de la station expérimentale de l'institut national de la recherche agronomique de la plaine du Bas-Chélif, en utilisant l'infiltromètre à disque comme appareil de mesure in situ. Les résultats de l'étude de la couche superficielle du sol, montrent que 85% de la superficie de cette zone a une CE < 2 dS m⁻¹. Les résultats obtenus ont révélé que le problème de la salinité pour l'agriculture présente une contrainte majeure lorsque les niveaux de salinité ont atteint un risque élevé pour affecter les rendements agricoles, et la durabilité des espèces cultivées. Ainsi, les mesures de terrain de la conductivité hydraulique du sol ont révélé que 78% de la superficie totale a une perméabilité modérée, avec un CV de 86%. Ces résultats montrent aussi que la texture du sol et le type des mesures influencent sur l'estimation des paramètres hydrodynamiques. Les mesures in situ de l'infiltration, et la cartographie de la fraction fine (argile et limon) et de la perméabilité du sol pourraient fournir une précieuse base de données pour optimiser la gestion de l'irrigation et du drainage afin de limiter les risques d'inondations, de salinisation, de dégradation des sols et de baisse des rendements des cultures. L'utilisation de modèle Hydrus 2D basé sur l'équation d'infiltration de Richards en conditions d'axisymétries, nous a permis de suivre l'évolution du front d'infiltration en fonction du temps sur une profondeur de 150 cm associée à la succion h_0 imposée par l'infiltromètre à la surface du sol. Les résultats qui ont été présentés sont proches aux mesures expérimentales. Le suivi de l'évolution du front de mouillage dans la zone l'étude serait très intéressant pour le contrôle de la salinité des sols à des seuils favorables à la production agricole. Les résultats montrent que la méthode numérique reste la plus simple à appliquer et la moins restrictive aux conditions de terrain pour l'identification des paramètres hydrodynamiques du sol.

Mots clés : *transferts hydrodynamiques, sol cultivé, infiltromètre à disque, Modèle hydrodynamique, Plaine du Bas-Chélif*

Table des matières

Remerciements

المخلص

Abstract

Résumé

Liste des tableaux

Table des figures

Introduction générale..... 12

CHAPITRE I : Généralités sur les transferts hydriques dans les milieux poreux non saturés

1.1 Introduction	16
1.2 Le sol : Généralités	16
1.3 Analyse granulométrique et notion de texture du sol	17
1.4 Les échelles spatiales	18
1.5 Hydrodynamique du milieu poreux	19
1.5.1 Teneur en eau	19
1.5.2 Porosité	20
1.5.3 Masse volumique	20
1.5.4 Pression effective de l'eau	21
1.5.5 Les fonctionnelles des courbes de rétention et de conductivité hydraulique	22
1.5.5.1 Fonction de rétention d'eau $\theta(h)$	22
1.5.5.2 Fonction de conductivité hydraulique $K(h)$	23
1.5.6 Équations d'écoulement de l'eau dans le sol	23
1.5.6.1 Loi de Darcy	24
1.5.6.2 Équation de continuité	24
1.5.6.3 Équation d'écoulement de Richards	25
1.6 Techniques de mesures des caractéristiques hydrodynamiques	26
1.6.1 Mesure de la teneur en eau	26
1.6.2 Mesure de la pression de l'eau du sol	27
1.6.3 Infiltrométrie	27
1.6.4 Mesure de la conductivité hydraulique	28
1.6.5 Influence de la texture et de la structure du sol sur $\theta(h)$ et $K(h)$	28
1.7 Méthodes utilisées pour estimer les paramètres hydrodynamiques du sol	30
1.8 Conclusion	31

CHAPITRE II : Modélisation numérique des écoulements 1D et 2D émanant de l'infiltromètre à disque

2.1 Introduction	33
2.2 Processus d'infiltration	33
2.2.1 Définitions des paramètres descriptifs de l'infiltration	33
2.2.2 Facteurs influençant l'infiltration	34
2.3 Modélisation de l'infiltration	35
2.3.1. Historique	35
2.3.2 Théorie de l'infiltration verticale	36
2.3.2.1 Équation de Green et Ampt	36
2.3.2.2 Équation de Philip	37

2.3.2.3 Équation de Wooding	38
2.3.2.4 Équation de White et Sully	40
2.3.2.5 Équation d'Haverkamp	41
2.4 Conclusion.....	42

CHAPITRE III : La plaine du Bas-Chélif : Propriétés et contraintes de gestion

3.1. Présentation de la plaine du Bas-Chélif	44
3.2. Localisation géographique	44
3.3. Conditions climatiques.....	45
3.3.1. Températures	45
3.3.2. Précipitations	45
3.3.3. Evapotranspiration.....	47
3.4. Caractérisation du milieu	47
3.4.1 Géologie.....	47
3.4.2. Hydrogéologie de Bas-Chélif	48
3.4.3. Pédologie de Bas-Chélif	50
3.5. Les aménagements hydro-agricoles	52
3.5.1. Le réseau d'irrigation	52
3.5.2. Le réseau de drainage	53
3.6. Impacts de la gestion hydro-agricole sur la qualité des sols	54
3.7. Conclusion.....	55

CHAPITRE IV : Etude spatiale de la zone d'étude

4.1. Introduction.....	57
4.2. Présentation de la zone d'étude.....	57
4.3. L'infiltromètre à disque, description et exploitation.....	58
4.3.1 Historique.....	58
4.3.2 Description de l'infiltromètre à disque à charge négative.....	60
4.4. Méthodes d'expérimentations.....	63
4.4.1. Mesure de l'infiltration du sol.....	64
4.4.2. Calcul de la conductivité hydraulique	66
4.4.3 Mesure de l'infiltration cumulative.....	67
4.4.4. Echantillonnage et analyse du sol.....	67
4.4.4.1 Analyse granulométrique.....	68
4.4.4.2 Mesure de la densité apparente du sol.....	68
4.4.4.3 Mesure de la teneur en eau dans le sol.....	68
4.4.4.4 Mesure de pH et de la CE du sol.....	69
4.5 Analyses des résultats.....	69
4.5.1 Analyses statistiques.....	69
4.5.1.1 Analyses statistiques univariées.....	69
4.5.1.2 Analyses statistiques bivariées.....	69
4.5.2 Analyse spatiale.....	70
4.6. Résultats et discussions.....	70
4.6.1. Distribution spatiale de la granulométrie du sol.....	70
4.6.2. Distribution spatiale de la salinité du sol.....	72
4.6.3. Conductivité hydraulique saturée.....	72
4.6.4. Corrélation entre les paramètres du sol.....	73
4.6.5 Discussion des résultats	74
4.7. Conclusion.....	75

CHAPITRE V : Etude des transferts hydrodynamiques et modélisation numérique Bidimensionnelle en milieu poreux non saturé

5.1. Introduction.....	78
5.2. Matériel et méthodes.....	78
5.2.1. Matériel.....	78
5.2.1.1. Zone d'étude.....	78
5.2.1.2 Infiltromètre à disque.....	79
5.2.2. Méthodes.....	79
5.2.2.1. Description des profils pédologiques.....	79
5.2.2.2. Déroulement des mesures in situ.....	80
5.2.2.3. Prélèvement des échantillons du sol et analyse au laboratoire.....	81
5.2.2.4. Caractérisation hydrodynamique du sol.....	82
5.2.2.4.1 <i>Méthode directe</i>	82
5.2.2.4.2. <i>Modélisation bidimensionnelle de l'infiltration en conditions axisymétriques</i>	83
A. <i>Présentation du modèle</i>	83
B. <i>Position du problème</i>	84
C. <i>Equation bidimensionnelle de Richards</i>	84
D. <i>Conditions initiales et conditions aux limites</i>	86
5.2.2.4.3. <i>Résolution numérique de l'équation de Richards 2-D axisymétrique</i>	87
A. <i>Technique de résolution</i>	87
B. <i>Maillage</i>	88
5.2.2.5. Analyses statistiques des paramètres du sol.....	88
5.3. Résultats et discussions.....	89
5.3.1. Description des profils du sol.....	89
5.3.2. Distribution statistique des propriétés du sol.....	89
5.3.2.1. Variabilité spatiale des paramètres des profils pédologiques.....	89
5.3.2.2. Corrélation entre les paramètres du sol.....	90
5.3.3. Caractérisation hydrodynamique du sol par la méthode directe.....	91
5.3.3.1. Courbes d'infiltration.....	91
5.3.3.2. Calcul de la conductivité hydraulique.....	93
5.3.4. Modélisation bidimensionnelle de l'infiltration en conditions axisymétriques.....	95
5.3.4.1 Évolution des profils d'infiltration dans le sol.....	95
5.3.4.2 Teneur en eau du sol.....	98
5.3.4.3 Propriétés hydrodynamiques du sol.....	98
5.4 Conclusion.....	99
Conclusion générale	102
Références bibliographiques	105
Annexes	113

Liste des tableaux

Tableau 1.1:	Répartition des particules minérales selon leur ordre de grandeur	17
Tableau 1.2:	Valeurs moyennes des paramètres du modèle de Van Genuchten estimées par Carsel et Parrish (1988)	31
Tableau 3.1:	Moyennes mensuelles des températures de la station d'El-Hmadna (2000-2022)	45
Tableau 3.2:	Synthèse des sols de la plaine du Bas-Chélif selon la classification de SOGREAH et L'ANRH (INSID, 1998)	52
Tableau 3.3:	Répartition des superficies des classes de salinité des sols de la plaine du Bas-Chélif estimées par télédétection (Douaoui et Lipinard, 2010)	55
Tableau 4.1:	Classification de la variabilité des sols Selon le CV (Warrick et Nilson, 1980)	69
Tableau 4.2:	Statistiques des paramètres du sol dans la zone d'étude	71
Tableau 4.3:	Corrélation entre les paramètres du sol	74
Tableau 5.1:	Epaisseur des horizons des profils du sol	89
Tableau 5.2:	Variabilité spatiale des paramètres des profils du sol	90
Tableau 5.3:	Corrélation des paramètres des profils du sol	91
Tableau 5.4:	Les paramètres physique, hydriques et hydrodynamiques du sol	95
Tableau 5.5:	Epaisseur des horizons de profil moyen du sol	96

Liste des figures

Figure 1.1	Représentation schématique de la constitution d'un volume de sol	16
Figure 1.2	Triangle de textures du Département d'Agriculture des Etats Unis (USDA)	18
Figure 1.3	Cycle d'hystérésis de rétention d'eau dans le sol	22
Figure 1.4	Appareil TDR	26
Figure 1.5	Profil des courbes d'infiltration cumulée et du flux d'infiltration	28
Figure 1.6	Influence de la texture (a) et de la structure (b) du sol sur la fonction $h(\theta)$	29
Figure 1.7	Effet d'hystérésis sur la fonction $h(\theta)$	29
Figure 2.1	Calcul des paramètres K_s et α de la relation de Gardner (1958)	40
Figure 2.2	Principe d'estimation de la sorptivité $S(\theta_0, \theta_i)$	41
Figure 2.3	Principe d'estimation de flux d'infiltration q^∞ en régime permanent	41
Figure 3.1	Localisation de la plaine du Bas-Chélif	45
Figure 3.2	Variations annuelles de la pluviométrie enregistrée dans la station d'El-Hmadna (2000-2022)	46
Figure 3.3	Diagramme des variations des moyennes mensuelles des précipitations et les températures de la station d'El-Hmadna (2000 -2022)	47
Figure 3.4	Carte géologique de la plaine du Bas-Chélif	48
Figure 3.5	Cartes des nappes et piézométrie de la plaine du Bas-Chélif	49
Figure 3.6	Carte pédologique du Bas-Chélif (Boulaine 1957)	51
Figure 3.7	Etat du réseau d'irrigation du périmètre du Bas-Chélif (Bradaï et <i>al.</i> 2012)	53
Figure 3.8	Carte de la salinité des sols de la plaine du Bas-Chélif en 2006 établie par télédétection (Douaoui et Lipinard, 2010)	55
Figure 4.1	Localisation de la zone d'étude	57
Figure 4.2	Occupation du sol de la zone expérimentale	58
Figure 4.3	Représentation schématique de l'infiltromètre de Dirksen (1975)	59
Figure 4.4	L'infiltromètre de Clothier et White (1981)	59
Figure 4.5	L'infiltromètre à disque de Perroux et White (1988)	60
Figure 4.6	Infiltromètre à disque (photo Fettouch D.)	61
Figure 4.7	Infiltromètre à disque	62
Figure 4.8	Localisation des points de mesure in situ et de l'échantillonnage	64
Figure 4.9	Texture du sol dans la zone expérimentale : (a) répartition spatiale des classes de texture du sol et (b) répartition en pourcentage de la texture du sol	71
Figure 4.10	Salinité des sols dans la zone expérimentale ; a) Répartition spatiale de la salinité des sols par classes ; (b) répartition de la salinité du sol en pourcentage	72

Figure 4.11	Variabilité spatiale de la conductivité hydraulique (cm h^{-1}) dans la zone expérimentale ; (a) Répartition spatiale, (b) Répartition en pourcentage	73
Figure 4.12	CE (dS m^{-1}) en fonction de la profondeur du profil du sol (cm) dans la zone expérimentale	75
Figure 5.1	Localisation de la zone d'étude et des profils pédologiques du sol	78
Figure 5.2	Représentation schématique de l'infiltromètre à disque	79
Figure 5.3	Géométrie du domaine modélisé	87
Figure 5.4	Discrétisation du domaine d'étude	88
Figure 5.5	Exemple des courbes d'infiltration cumulative mesurée (A) et du flux d'infiltration (B) pour les pressions $h_0=0$, $h_0=-1$	92
Figure 5.6	Estimation des paramètres S et A par une régression linéaire des points expérimentaux de $dI(t)/d\sqrt{t}$ pour un essai d'infiltration	94
Figure 5.7	Comparaison des profils du front d'infiltration simulées pour $h_0 = -1\text{ cm}$ à différents temps T	97
Figure 5.8	Variation de la teneur en eau du profil de sol	98
Figure 5.9	Variation de la conductivité hydraulique du profil de sol	98
Figure 5.10	Variation de la capacité capillaire et la sorptivité du profil de sol	99

Introduction générale

Introduction générale

Dans les régions arides et semi-arides où l'irrigation est une nécessité, la gestion des ressources en eau souterraines, sensibles à toutes sortes de contamination, est devenue d'une grande importance pour leur utilisation rentable dans notre agriculture, notre développement économique, ainsi que notre environnement. Contrairement à l'idée générale que l'eau est contaminée essentiellement au niveau des réserves visibles en eau, telles que les rivières, les fleuves, et les lacs ... etc, ce sont les eaux souterraines qui en souffrent plus (Bradai, 2017 ; Hachimi, 2021). Devant cette situation critique, il est devenu important d'étudier les processus de transferts hydrodynamiques dans les sols.

Une des régions de l'Algérie où les problèmes liés à la dégradation de la qualité des sols et des eaux est la plaine du Bas-Chéliff, située au Nord-ouest du pays (Douaoui et al., 2004 ; Bradai et al., 2011). Dans cette région, les échanges entre la surface du sol et les ressources en eau souterraines sont particulièrement intenses. Pour prédire de tels problèmes, il est important de bien maîtriser les processus de transferts de soluté provenant généralement de la surface du sol et passant par la zone non saturée. A ce niveau, il est important de quantifier les propriétés hydrodynamiques du sol, pour la détermination des fonctions de la rétention $\theta(h)$, caractérisant la quantité de l'eau dans le sol et la conductivité hydraulique $K(h)$ qui caractérise la cinétique de l'eau dans le sol suivant la pression h ou la teneur en eau θ (Ankeny et al., 1991 ; Hachimi et Maslouhi, 2015; Gorine, 2021 ; Hachimi, 2021).

Dans ce contexte, notre étude expérimentale se concentre sur la caractérisation des propriétés physiques, hydriques et hydrodynamiques des sols, qui constitue une étape fondamentale dans l'utilisation des modèles de simulations du transfert de l'eau et des solutés dans le sol. C'est dans ce cadre que ce travail a été réalisé, qui propose des outils appropriés pour la prédiction et la compréhension des mécanismes de transferts hydriques et de solutés dans les sols (Tamoh et Maslouhi, 2004 ; Gorine, 2021 ; Hachimi, 2021 ; Xuezheng et al., 2023).

L'identification des paramètres hydrodynamiques a connu ces dernières années une évolution importante et une sophistication croissante des méthodes utilisées. Parmi ces techniques, on trouve la méthode directe d'infiltrométrie, qui se distingue par sa complexité de mise en œuvre, surtout lorsqu'on envisage des études qui demandent de nombreuses répétitions des essais sur terrain. Par ailleurs, on dispose aussi de la méthode inverse qui présente beaucoup d'avantages, sa mise en œuvre, est facile et permet d'obtenir des résultats d'une manière simple et rapide (Reynolds et Elrick, 1991 ; Eijkelkamp, 2010; Schneider, 2010 ; Gorine, 2021 ; Hachimi, 2021 ; Xuezheng et al., 2023).

Introduction générale

L'objectif de ce travail est d'identifier tous les paramètres hydriques et hydrodynamiques du sol, par deux approches différentes, directe et inverse, à partir des expériences réalisées in situ dans la plaine du Bas-Chélif. Pour l'approche directe, nous avons utilisé l'infiltromètre à disque comme étant un moyen de caractérisation hydrodynamique des sols. Nous présentons ensuite ses avantages, son mode de fonctionnement et les résultats qu'on peut obtenir avec ce dispositif. Pour l'approche inverse, nous avons utilisé, dans un premier temps un modèle bidimensionnelle d'infiltration basé sur l'équation de Richards (2D). L'utilité de l'étude bidimensionnelle est, d'une part, d'effectuer une étude globale du problème d'identification des paramètres à différentes échelles, selon le type des observations obtenues (données d'infiltration cumulée mesurées, données de teneurs en eau mesurées et des données de pressions). D'autres part, de mettre en évidence l'importance et les effets de la quantité des informations apportées par les mesures sur la validité d'estimation des paramètres hydrodynamiques. Par ailleurs, l'addition de d'informations supplémentaires associées aux observations permet d'optimiser les modèles recherchés. Cette caractérisation des sols constitue une étape essentielle pour toute étude de transferts hydriques et de solutés dans la zone non saturée, notamment pour modéliser les transferts d'eau de la surface du sol jusqu'à la nappe (Vandervaere, 1995 ; Simunek et *al.*, 1996 ; Soria, 2003 ; Tamoh et Maslouhi, 2004 ; Simunek et *al.*, 2009 ; Gorine, 2021 ; Hachimi, 2021).

Au vu de toutes ces considérations, le présent travail vise à réaliser une étude sur les méthodes d'estimation des paramètres hydrodynamiques du sol. Combinant les éléments de base théoriques avec les données pratiques sur le terrain, il est possible d'estimer valablement les processus de transfert hydrique et l'interpréter les observations. Pour ce faire, on s'appuie sur les résultats expérimentaux obtenus in situ et sur des modèles numériques disponibles de transfert hydrique dans le sol (Hachimi, 2021 ; Xuezheng et *al.*, 2023). Ce projet de thèse de doctorat, rentre dans le cadre d'une collaboration scientifique et technique entre l'Université Abdelhamid Benbadis de Mostaganem (UMAB) et l'Université Fédérale de Santa Maria (UFMS) du Brésil.

Le document de thèse est organisé en cinq chapitres : Les deux premiers chapitres sont consacrés à une revue bibliographique portant sur les notions courantes relatives aux phénomènes de transfert d'eau dans un milieu poreux non saturé. Aussi, ces chapitres présents, les variables de bases caractérisant les transferts de l'eau dans ces milieux, et les équations d'écoulement de l'eau dans le sol à partir de l'infiltromètre à disque. On présente également les méthodes les plus utilisées de mesure de grandeurs utilisées dans ce travail.

Le chapitre III est consacré à la présentation de la plaine du Bas-Chélif, et dont les choix sont discutés.

Introduction générale

Le chapitre IV est consacré à la présentation du site choisie, El-Hmadna. Ensuite, nous décrivons l'infiltromètre à disque qui a été utilisé comme un dispositif expérimental, et à son application aux sols étudiés pour l'estimation des paramètres hydrodynamiques. Enfin, on discutera des méthodes d'expérimentations comme l'analyse granulométrique, la mesure de la conductivité électrique, de la teneur en eau et la mesure de la lame d'eau infiltrée.

Le chapitre V s'intéresse à la modélisation numérique bidimensionnelle de l'écoulement émanant de l'infiltromètre à disque, à la présentation des résultats et à leurs discussions. Afin d'appréhender le processus d'infiltration, nous avons défini les principaux paramètres utilisés dans la modélisation des écoulements. L'analyse s'étend à la résolution de l'équation de Richards en deux dimensions 2D de l'écoulement axisymétrique.

Enfin, on termine ce mémoire par une conclusion de ce travail de thèse qui synthétise les principaux résultats obtenus suivie de quelques suggestions.

Chapitre I : Généralités sur les transferts hydriques dans les milieux poreux non saturés

1.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de présenter brièvement un rappel de quelques concepts et définitions qui constituent les éléments de base de l'étude développée dans ce mémoire. Notamment, les équations de transfert et les différents formalismes mathématiques décrivant le processus de l'écoulement de l'eau dans le sol. Nous mettons l'accent sur la description des propriétés hydrodynamiques des sols non saturés et de présenter quelques approches utilisées dans la littérature permettant de les déterminer. L'étude bibliographique présentée dans cette partie n'est évidemment pas exhaustive, mais s'attache plutôt à identifier les points essentiels pour la compréhension du mécanisme d'infiltration de l'eau dans le sol.

1.2 Le sol : Généralités

Le sol est un milieu poreux, perméable, apte à transporter des liquides et des gaz. La variété des phénomènes de transport y est très importante (Bruckler, 1998). Le sol est en permanence soumis à des flux hydriques qui s'y infiltrent plus ou moins profondément. Ces mouvements se font latéralement mais aussi verticalement sous l'effet de la gravité, de la capillarité, de l'évapotranspiration . . . etc. L'évaluation, la description et la prévention de ces flux à une importance considérable dans de nombreux domaines, parmi eux ceux qui concerne la gestion rationnelle et la protection des eaux souterraines.

En science de la physique du sol, le sol est considéré comme un milieu poreux triphasique, c'est-à-dire qu'à une matrice solide rigide s'ajoutent une phase gazeuse (air) et une phase liquide (eau). La phase solide est représentée par les particules des sols, la phase liquide par l'eau du sol (ou solution du sol du fait des substances dissoutes qu'elle contient) et la phase gazeuse par l'air du sol (Fig.1.1).

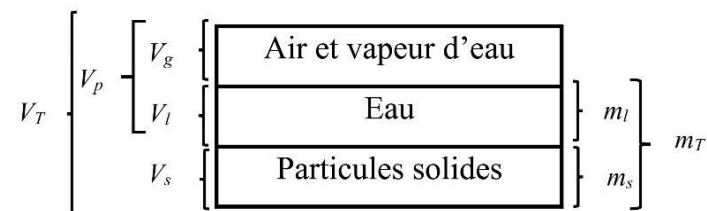


Figure 1.1. Représentation schématique de la constitution d'un volume de sol (Musy et Soutter, 1991)

Avec ;

V_g , V_l , V_s : Volume de la phase gazeuse, liquide et solide, respectivement.

V_T : Volume totale apparent.

V_p : Volume des pores.

m_l , m_s : masse de la phase liquide et la phase solide, respectivement.

m_T : masse totale

Le terme sol se réfère dans le langage courant à la fine couche extérieure de la surface terrestre, soumise à l'action des processus physiques et chimiques et d'une activité biologique importante (Hillel, 1980). Un sol naturel est un milieu poreux présentant une grande complexité géométrique, texturale et structurale. L'étude de son fonctionnement global est d'autant plus complexe et problématique que le sol est souvent mal caractérisé (soit parce qu'il est représenté par des paramètres mal adaptés, soit parce que ces paramètres sont mal appréhendés). Le sol peut agir à la fois comme un puits et/ou comme une source de polluants.

La science du sol s'interroge depuis longtemps sur la genèse, le fonctionnement et l'évolution du sol en réponse à des préoccupations sociales très importantes notamment en matière de fertilité des zones agricoles et de protection des ressources en eaux (Sposito, 1998). La recherche en science du sol consiste à faire communiquer les différents champs (physique, mathématique, chimie, hydrologie...etc.) dans le but de répondre à une problématique donnée. La physique du sol sera pour nous associée à l'aspect quantitatif de l'infiltration des eaux dans le sol. Pour comprendre et représenter le fonctionnement du sol, il est nécessaire de caractériser la texture du sol et la structure (Musy et Soutter, 1991).

1.3 Analyse granulométrique et notion de texture du sol

L'analyse granulométrique a pour but de quantifier la texture ou la composition granulométrique des sols. La manière dont sont associés ces différents constituants élémentaires définit la structure du sol. L'analyse granulométrique consiste à déterminer la distribution de la taille des particules, ou composition granulométrique du sol. La méthode généralement utilisée est celle de la pipette Robinson. Cette méthode est basée sur la vitesse de sédimentation des particules. En effet, on distingue cinq fractions granulométriques suivant la taille des particules (Tab.1.1).

Tableau 1.1. Répartition des particules minérales selon leur ordre de grandeur, d'Après les normes internationales (ISO 11277 : 1998)

Particules minérales	Diamètre, en millimètre (mm)
Argile	< 0.002
Limon fin	0.002 à 0.02
Limon grossier	0.02 à 0.05
Sable fin	0.05 à 0.2
Sable grossier	0.2 à 2

L'arrangement des particules définit la structure du sol, contrairement à la texture, elle est une caractéristique "dynamique" du sol, dans le temps et l'espace. La texture du sol décrit les proportions relatives de diverses tailles de particules d'un sol donné. L'analyse granulométrique permet de distinguer trois catégories de tailles ou classes texturales : sable, limon, argile. Il existe plusieurs types de classification texturales des sols (Lee Daniels et Haering, 2014). La figure 1.2 donne les différentes textures des sols, selon les normes internationales.

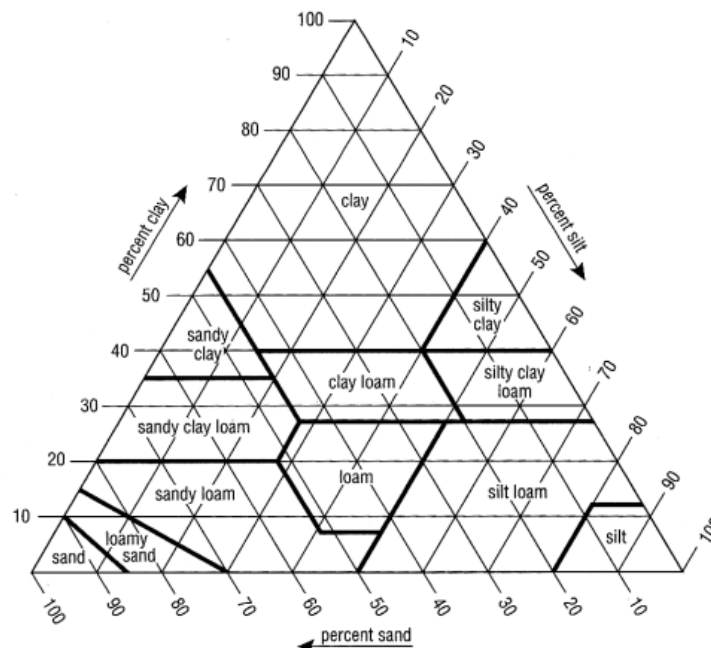


Figure 1.2. Triangle de textures du Département d'Agriculture des Etats Unis (Lee Daniels et Haering, 2014)

1.4 Les échelles spatiales

Le nombre et la disparité des processus qui se déroulent dans le sol, lors de l'infiltration de l'eau, nous ont amené à définir plusieurs échelles de représentation. On distingue généralement trois échelles spatiales :

- L'échelle microscopique, correspondant à l'échelle du grain ou du pore.
- L'échelle macroscopique, du cm^3 au m^3 (suivant la taille des particules), pour laquelle le sol peut être considéré comme un milieu homogène et correctement décrit par des variables d'état moyennes.
- L'échelle mégascopique, correspondant à l'échelle du champ. Cette échelle correspond à une représentation globale d'un groupe de phénomènes, principalement ceux liés à l'hydraulique (Musy et Soutter, 1991).

À la suite de travaux de nombreux auteurs (Quadri, 1993), on adopte ici le point de vue macroscopique dans le traitement des problèmes relatifs aux phénomènes de transfert d'eau. En conséquence, on cherchera plutôt à développer une modélisation macroscopique valable pour un milieu poreux homogénéisé. La modélisation macroscopique passe par la définition d'un volume élémentaire représentatif (V.E.R), suffisamment grand pour filtrer les hétérogénéités microscopiques, mais assez petit pour être considéré comme local à l'échelle macroscopique. Ce volume, développé par Bear (1972), est la plus petite unité de volume du sol, pour laquelle les variables d'état deviennent stationnaires et représentatives. Le volume respectant ces conditions est défini comme le V.E.R relatif au domaine en question. Les différentes approches théoriques permettant le développement d'une modélisation macroscopique des transferts de l'eau et plus particulièrement l'infiltration sont présentées dans ce mémoire.

Dans ce travail, pour la modélisation des écoulements dans la zone non-saturée, le sol est considéré comme un milieu homogène à une échelle dite macroscopique. À cette échelle, toute propriété physique et hydrodynamique qui nous intéresse est définie en moyenne sur un V.E.R.

1.5 Hydrodynamique du milieu poreux

Pour la caractérisation et la description du comportement hydrodynamique de la zone non-saturée, nous donnons les définitions de quelques propriétés du sol.

1.5.1 Teneur en eau

C'est le paramètre le plus utilisé dans le processus de transfert d'eau. Elle exprime la quantité d'eau contenue dans le milieu poreux (sol). Elle peut être exprimée en différente manière (Musy et Soutter, 1991). On distingue :

— La teneur volumique en eau $\theta [L^3 L^{-3}]$ exprime le rapport du volume d'eau V_l contenue dans un V.E.R relatif au domaine en question :

$$\theta = \frac{V_l}{V_T} \quad (1.1)$$

— La teneur massique en eau w est définie par :

$$w = \frac{m_l}{m_s} \quad (1.2)$$

— Le degré de saturation S_r exprime le volume d'eau V_l présente dans le sol par rapport au volume des pores $V_p = V_l + V_g$. S_r varie de 0 dans un sol sec et 1 dans un sol complètement saturé.

$$S_r = \frac{V_l}{V_p} \quad (1.3)$$

La teneur en eau à saturation θ_s représente la valeur maximale de la teneur en eau θ quand le milieu poreux considéré est saturé. La teneur en eau résiduelle θ_r est la valeur minimale de la teneur en eau θ pour une succion h_0 infiniment grande (Musy et Soutter, 1991). Nous retrouverons ces deux notions dans les expressions permettant de décrire les relations entre les variables du milieu poreux non saturé et surtout dans l'étude des transferts d'eau dans le sol.

1.5.2 Porosité

La porosité est un indice du volume représentant les pores dans le sol. Ces pores sont occupés soit par l'air, soit par l'eau ou par les deux. Elle est définie comme étant le rapport du volume relatif des pores du sol V_p par le volume total V_T (Musy et Soutter, 1991):

$$P = \frac{V_p}{V_T} \quad (1.4)$$

La porosité constitue une valeur maximale pour la teneur en eau θ . Quand $P = \theta_s$, on dit qu'il y a saturation totale du milieu poreux.

1.5.3 Masse volumique

La masse volumique des solides, qui représente la densité moyenne des particules, est définie comme étant la masse de solides par unité de volume des grains solides (Musy et Soutter, 1991):

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s} \quad (1.5)$$

La masse volumique sèche est :

$$\rho_d = \frac{m_s}{V_T} \quad (1.6)$$

La masse volumique sèche du solide prend le plus souvent une valeur proche de 2,56 g/cm³.

La masse volumique de l'eau (liquide) :

$$\rho_l = \frac{m_l}{V_l} \quad (1.7)$$

La masse volumique de l'aire (gaz) :

$$\rho_g = \frac{m_g}{V_g} \quad (1.8)$$

1.5.4 Pression effective de l'eau

Le déplacement de l'eau dans les sols est lié à la notion énergétique du potentiel hydrique et à celle de la conductivité hydrodynamique du milieu poreux. L'eau se déplace dans le sol en allant du point où son énergie potentiel est la plus élevée vers le point où cette énergie est la plus faible. Les mouvements de la phase liquide au sein de la matrice solide seront considérés suffisamment lents pour que les écoulements dans les réseaux poreux soient laminaires et que la dissipation d'énergie puisse être négligée. Pour la même raison, l'énergie cinétique de l'eau est négligeable par rapport à son énergie totale.

L'interaction entre les phases gazeuse, liquide et solide présentes dans un milieu poreux génère une différence de pression au niveau de l'interface liquide - gaz. La différence entre la pression de la phase gazeuse et celle de la phase liquide est appelée pression capillaire, p_c , donner par :

$$p_c = p_{atm} - p_e \quad (1.9)$$

Où, p_{atm} et p_e représentent respectivement la pression atmosphérique et la pression de l'eau. La pression effective de la phase liquide est souvent exprimée en termes de hauteur colonne d'eau, h [L], par :

$$h = - \frac{P_c}{\rho_e \cdot g} \quad (1.10)$$

Avec; ρ_e [M.L⁻³], la masse volumique de l'eau et g [L.T⁻²], l'accélération de la pesanteur. Cette pression est appelée également suction. En milieu non saturé, $p_e < p_{atm}$. Dans ce cas, h est négative et est directement liée aux effets capillaires. En milieu saturé, h est positive.

La grandeur h , à l'échelle macroscopique, dépend directement de la teneur volumique en eau θ . La relation $h(\theta)$ est spécifique au milieu poreux considéré et normalement n'est pas univoque vis-à-vis du phénomène d'hystérésis et des effets dynamiques (Thony, 1970 ; Vauclin, 1971). Dans l'étude présente, on suppose que cette relation est biunivoque, ce qui conduit à négliger ces deux effets. On notera également que les effets thermiques sur l'écoulement sont négligés dans notre analyse.

1.5.5 Les fonctionnelles des courbes de rétention et de conductivité hydraulique

Pour pouvoir résoudre les problèmes liés au transport de l'eau et de solutés dans le sol et la détermination des paramètres hydrodynamiques, la connaissance des fonctions de rétention de l'eau $\theta(h)$ et de conductivité hydraulique $K(h)$ est essentiel. Il existe plusieurs formulations mathématiques décrivant les fonctions $\theta(h)$ et $K(h)$.

1.5.5.1 Fonction de rétention d'eau $\theta(h)$

Dans un sol, la teneur en eau θ et la pression de l'eau h varient simultanément. Cette relation est très importante pour la description hydrodynamique de la phase liquide. Elle exprime les variations d'intensité des forces capillaires et d'adsorption en fonction de la teneur en eau. Les forces de capillarité et d'adsorption dépendent respectivement de l'organisation de l'espace poral du sol et de la surface spécifique de ses particules constitutives. Néanmoins, cette courbe n'est pas unique, elle peut montrer un comportement hystérétique (Fig.1.3) et dépend aussi de l'histoire des infiltrations et exfiltrations (Haverkamp et *al.*, 2002). Dans cette étude, seulement la courbe d'humectation qui sera considérée.

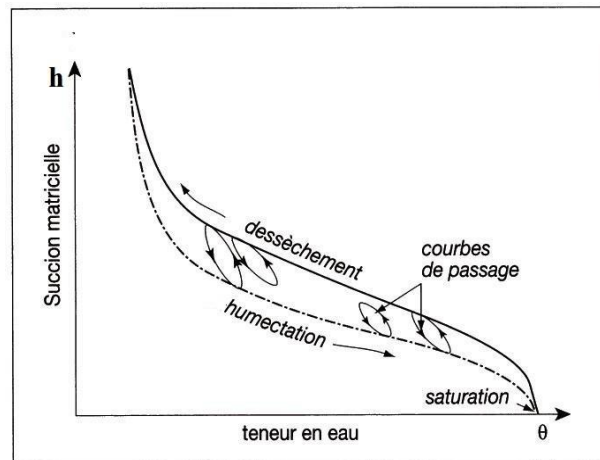


Figure 1.3. Cycle d'hystérésis de rétention d'eau dans le sol (Croney, 1952 ; Musy et Soutter, 1991)

Différentes expressions mathématiques ont été développées pour représenter la courbe caractéristique de rétention de l'eau. La plus utilisée dans la littérature est :

• **Modèle de BC (Brooks Corey, 1964) :**

$$\begin{cases} \theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{h_{bc}}{h} \right)^\lambda & \text{pour } h \leq h_{bc} \\ \theta(h) = \theta_s & \text{pour } h_{bc} \leq h \leq 0 \end{cases} \quad (1.11)$$

• *Modèle de VGM (Mualem, 1976; Van Genuchten, 1980) :*

$$\begin{cases} \theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(1 + |\alpha h|^n)^{-m} & \text{pour } h < 0 \\ \theta(h) = \theta_s & \text{pour } h \geq 0 \end{cases} \quad (1.12)$$

La capacité capillaire $C(h)$ est obtenue en dérivant par rapport à h l'équation (1.12), soit :

$$C(h) = -\frac{\alpha m n (\theta_s - \theta_r) |\alpha h|^{n-1}}{(1 + |\alpha h|^n)^{1+m}} \quad (1.13)$$

avec $\theta_r[L^3.L^{-3}]$ et $\theta_s[L^3.L^{-3}]$ sont respectivement les teneurs en eau résiduelle et saturée et $n[-]$, $m[-]$, $\alpha[L^{-1}]$ sont des paramètres de forme du modèle. Avec $m = 1-1/n$ (Mualem, 1976).

1.5.5.2 Fonction de conductivité hydraulique $K(h)$

La conductivité hydraulique est une fonction des propriétés du fluide et du milieu, et de la teneur volumique en eau. Elle peut être exprimée en fonction, soit de θ , soit de h . Plusieurs modèles ont été développés pour déterminer la conductivité hydraulique d'un sol, parmi eux :

• *Modèle de VGM (Mualem, 1976; Van Genuchten, 1980) :*

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (1.14)$$

$$K(h) = \frac{K_s [1 - |\alpha h|^{n-1} + (1 + |\alpha h|^n)^{-m}]^2}{[1 + |\alpha h|^n]^{m/2}} \quad (1.15)$$

• *Modèle de BC (Brooks et Corey, 1964) :*

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (1.16)$$

Avec, $K_s[L.T^{-1}]$ est la conductivité hydraulique saturée et $\eta[-]$ est un paramètre de forme du modèle.

1.5.6 Équations d'écoulement de l'eau dans le sol

La modélisation numérique des transferts d'eau et de solutés dans le sol joue un rôle primordial en science du sol et les études de gestions de l'eau. Elle constitue un outil pour

résoudre un problème numérique et ainsi pour analyser, comprendre, et par conséquent prévenir les mécanismes de dégradation des sols et des eaux souterraines. Elle est basée sur des modèles mathématiques qui décrivent les processus physiques mise en jeu. Le développement de ces méthodes est relativement récent, car s'étant effectué parallèlement à celui des techniques informatiques (Musy et Soutter, 1991).

Nous citons ainsi quelques modèles mathématiques généralement utilisés dans la description de l'écoulement de l'eau dans le sol.

1.5.6.1 Loi de Darcy

La mesure de l'écoulement de l'eau dans le sol est très délicate du fait de la complexité des milieux poreux (interconnexions, tortuosité, ...). Pour un milieu poreux homogène et un écoulement uniforme, Darcy (1856) propose une loi phénoménologique (équation dynamique) dans sa forme généralisée (Musy et Soutter, 1991):

$$\vec{q} = -K(h)\vec{\nabla}(H) \quad (1.17)$$

Où \vec{q} [$L.T^{-1}$] est le vecteur densité de flux. Le terme $K(h)$, de dimension [$L.T^{-1}$], est un tenseur donnant la conductivité hydraulique du milieu poreux en fonction de la charge matricielle h . Le terme H est appelé charge hydraulique totale et représente le potentiel total de l'écoulement d'eau. Elle est égale à la somme des charges matricielles h_m (capillarité donnée par h) et gravitationnelles h_g . Ainsi, en adoptant l'orientation de l'axe z , positive vers le bas, on écrit :

$$H = h_m + h_g \quad (1.18)$$

$h_g = -z$: si l'axe Oz est orienté positivement vers le bas [L].

z : Coordonnée vertical [L]

$h_m = h$: La pression effective de l'eau.

1.5.6.2 Équation de continuité

L'équation de continuité ou bien de conservation pour l'eau incompressible et dans un milieu indéformable s'écrit (Musy et Soutter, 1991) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{q}) \quad (1.19)$$

Où θ [$L^3.L^{-3}$] est la teneur en eau volumique et t [T] est le temps.

1.5.6.3. Équation d'écoulement de Richards

Les lois intervenant dans la description des transferts d'eau dans les milieux poreux sont : la loi de Darcy et le principe de conservation de la masse. L'introduction de l'équation (1.17) dans l'équation (1.19), en considérant l'équation (1.18), conduit à la formulation de Richards :

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot (K(h) \nabla h) - \frac{\partial K(h)}{\partial z}$$

Avec :

(1.20)

$$C(h) = \frac{\partial \theta(h)}{\partial h}.$$
(1.21)

Dans le cas où θ est la variable descriptive, on obtient la formulation connue sous le nom de Fokker-Planck :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot (D(\theta) \nabla \theta) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z}$$

Avec :

(1.22)

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{C(h)}.$$
(1.23)

Les coefficients $C(h)$ et $D(\theta)$ sont appelés capacité capillaire [L^{-1}] et diffusivité capillaire [$L^2.T^{-1}$], respectivement.

Afin de donner au modèle un caractère plus général, il est préférable d'utiliser la formulation de Richards (Eq. (1.20)) et celle de Fokker-Planck (Eq. (1.22)). En effet, cette dernière met en jeu la diffusivité hydraulique qui prend une valeur infinie lorsque θ tend vers θ_s , avec certaines expressions caractéristiques pour la courbe de rétention $h(\theta)$ et pour la conductivité hydraulique $K(\theta)$. De plus, l'utilisation de la variable pression effective h , (Eq. (1.20)), donne la possibilité de traiter le cas des pressions positives dans le milieu (par exemple, l'infiltromètre à charge positive). Il faut remarquer aussi que la variable descriptive pression qui est toujours continue dans le milieu permet l'étude des milieux stratifiés (continuité de la pression aux interfaces de deux strates) (Musy et Soutter, 1991).

1.6 Techniques de mesures des caractéristiques hydrodynamiques

1.6.1 Mesure de la teneur en eau

On désigne par teneur en eau la quantité d'eau contenue dans un échantillon de sol, cette information est importante dans l'estimation des paramètres hydrodynamiques. Le calcul de la teneur en eau, peut se faire par différentes méthodes (Musy et Soutter, 1991).

- **Méthode gravimétrique (laboratoire) :**

Par cette méthode, la teneur en eau peut être mesurée directement en suivant les trois étapes :

1. Prélèvement d'un échantillon du sol et la détermination de son poids humide : m_h
2. Séchage de l'échantillon dans une étuve pour faire évaporer l'eau et pour déterminer le poids sec de l'échantillon : m_s
3. Calcul de la teneur en eau massique (notée w) de l'échantillon en utilisant la formule appropriée :

$$w = \frac{m_h - m_s}{m_s} \quad (1.24)$$

Puis, on convertit la teneur en eau massique w en teneur en eau volumique θ par :

$$\theta = \frac{\rho_d}{\rho_e} \quad (1.25)$$

Avec, ρ_e [M.L⁻³] la masse volumique de l'eau et ρ_d [M.L⁻³] la masse volumique sèche.

- **Méthode in-situ (terrain) :**

Par cette méthode, on mesure directement la teneur en eau à l'aide d'un humidimètre. Un humidimètre TDR (Time Domain Reflectometry) (Fig.1.4) est un dispositif non destructif qui permet de mesurer de manière indirecte l'humidité (ou teneur en eau) d'un sol par réflectométrie temporelle (Rejiba et *al.*, 2005 ; Hachimi, 2021). On introduit la sonde dans le sol en plantant les tiges métalliques le long desquelles une impulsion électromagnétique est émise. On analyse le temps d'aller / retour de l'impulsion en bout de tiges. Ce temps de parcours est proportionnel à la racine carrée de la permittivité relative du milieu environnant. Le signal est traité pour déterminer la permittivité électrique s , et ainsi estimer la teneur en eau et à la suite d'un étalonnage de la sonde.



Figure 1.4. Appareil TDR (Hachimi, 2021)

1.6.2 Mesure de la pression de l'eau du sol

La pression de l'eau dans le sol est souvent mesurée à l'aide d'un tensiomètre. Le tensiomètre est constitué d'une bougie en céramique poreuse à une extrémité et d'un manomètre à l'autre. Cet appareil est enfoncé dans le sol à la profondeur souhaitée et associée à un capteur de pression par un tube en plexiglas. Les tensiomètres sont installés dans un endroit précis pour une durée de temps choisie. Les mesures de tensiomètres sont facilement interprétables et la salinité du sol n'a aucune influence sur celles-ci. Ils nécessitent un entretien rigoureux, notamment lorsque le sol est sec.

1.6.3 Infiltrométrie

Une des méthodes la plus fréquemment utilisée pour déterminer les paramètres hydrodynamiques est celle dite infiltrométrie : il s'agit de suivre la cinétique de redistribution de l'eau en différents horizons dans le sol. Des études expérimentales concernant l'infiltration multidirectionnelle ont été effectuées au long de ces dernières années. Les essais d'infiltration de terrain ont pour objectif la détermination des paramètres hydrodynamiques à l'aide d'instruments de mesure comme les infiltromètres. Ces essais permettent d'estimer in situ les propriétés hydrodynamiques des couches superficielles du sol telles que : la conductivité hydraulique à saturation (K_s), la sorptivité (S) et la teneur en eau à saturation (θ_s). Pendant les essais d'infiltration, des courbes d'infiltration cumulée I [L] sont mesurées en fonction du temps. Dans la figure 1.5 une courbe d'infiltration est illustrée de même que le flux d'infiltration $q = dI/dt$. Théoriquement, pour le temps $t = 0$, $q \rightarrow +\infty$ et pour le temps $t \rightarrow +\infty$, $q \rightarrow K$, où K est une conductivité qui dépend des conditions de charge hydraulique à la surface (e.g. si la charge à la surface $h_0 = 0$ alors $K = K_s$). En général, les essais d'infiltration sont analysés à l'aide de fonctions analytiques qui supposent un milieu semi-infini avec les conditions initiale et aux limites suivantes :

$$\begin{aligned} h &= h_0 \text{ pour } z = 0 \text{ et } t > 0 \\ \theta &= \theta_i \text{ pour } z > 0 \text{ et } t = 0 \end{aligned} \quad (1.26)$$

Différents instruments ont été conçus pour réaliser des expériences d'infiltrations. Une liste des principaux types d'appareils est donnée par Stephens (1995). Dans ce travail nous nous sommes intéressés à l'appareil infiltromètre à disque. Le principe de fonctionnement de cet appareil sera décrit dans le chapitre IV.

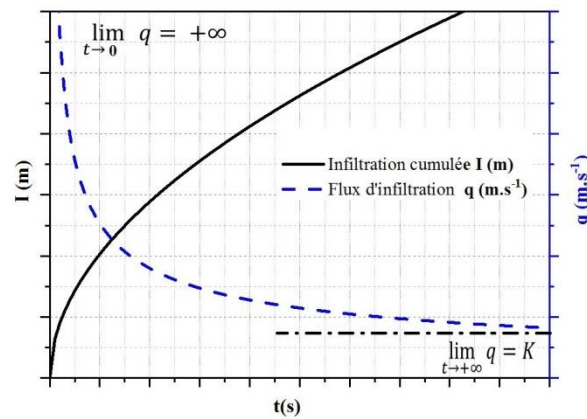


Figure 1.5. Profil des courbes d'infiltration cumulée et du flux d'infiltration

1.6.4 Mesure de la conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique est une caractéristique du sol qui ne peut pas être mesurée directement comme la courbe de rétention (propriété quasi-statique). C'est une fonction liée au mouvement de l'eau durant l'infiltration ou le drainage. Les mouvements transitoires et permanent de l'eau dans la zone non saturée des sols dépendent du squelette poreux résultant de l'assemblage des particules et des agrégats du sol (Leij, 1996). Parmi les méthodes largement utilisées in situ pour l'estimation de la conductivité hydraulique non saturée du sol est la méthode d'infiltrométrie (Vandervaere, 1995 ; Hachimi, 2021).

1.6.5 Influence de la texture et de la structure du sol sur $\theta(h)$ et $K(h)$

La teneur en eau θ , correspondant à une succion donnée h , dépend essentiellement dans le premier cas de la géométrie des pores, soit de la structure du sol, et dans le second cas de la surface spécifique des particules solides, soit de sa texture. Pour un sol sableux, la forme de $h(\theta)$ est caractérisée par une forme rétrécie, alors qu'elle est plus étroite pour un sol argileux (Fig.1.6). Pour une même succion h , on note toujours des valeurs de teneur volumique en eau θ supérieures pour une argile que pour un sable (Vachaud et Thony, 1971 ; Mermoud, 2006).

Le phénomène d'hystérésis de $h(\theta)$ est moins important pour les argiles que pour les sables. Les expériences réalisées au laboratoire ont montré que l'effet d'hystérésis se manifeste clairement pour des infiltrations dans des sols ayant des profils hydriques initiaux non uniformes et secs (Vachaud et Thony, 1971). Néanmoins, son influence en conditions naturelles de terrain est négligeable devant l'hétérogénéité et la variabilité spatiale.

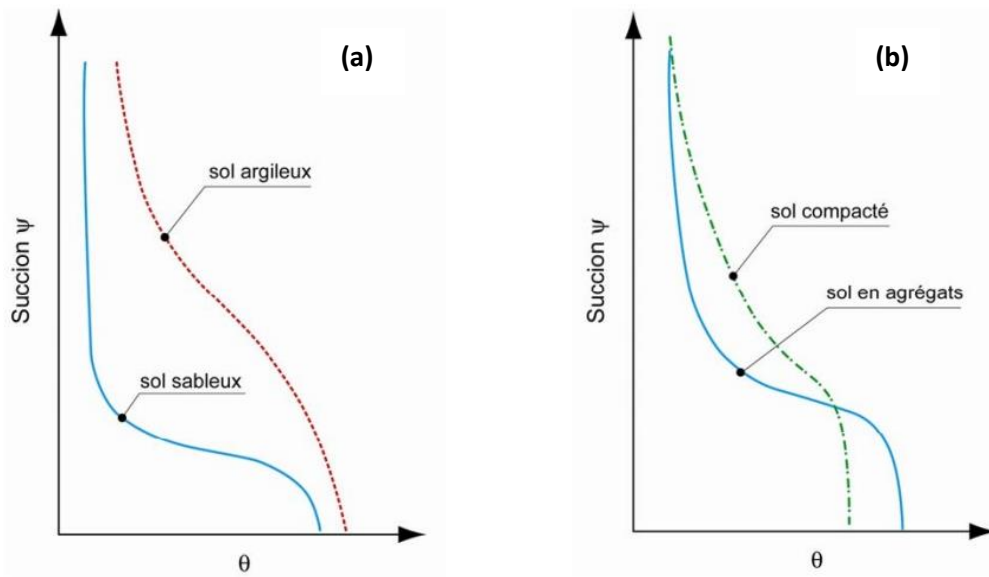


Figure 1.6. Influence de la texture (a) et de la structure (b) du sol sur la fonction $h(\theta)$ (Mermoud, 2006)

Les variations de la relation $h(\theta)$ dues à l'hystérésis sont représentées par un domaine limité par deux courbes uniques principales appelées courbes de drainage (dessèchement) et d'humidification (Fig.1.7). La première est obtenue en desséchant le sol à partir de son état saturé, et la deuxième en le mouillant à partir de son état sec. Tout autre état du sol est représenté par une courbe intermédiaire qui dépend de l'histoire hydrique qu'il a subie. Cependant, le phénomène d'hystérésis est souvent négligé dans la description analytique de la relation entre θ et h .

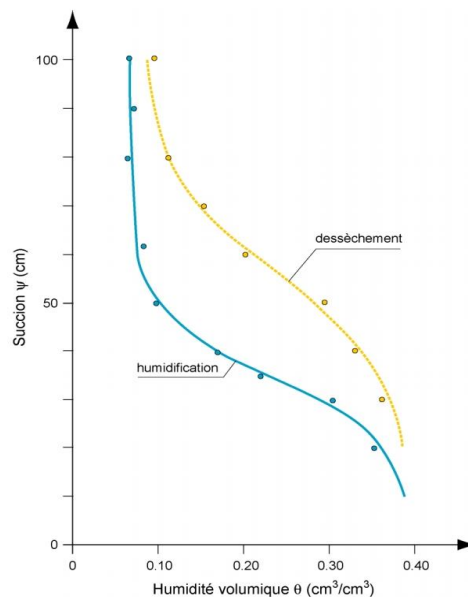


Figure 1.7. Effet d'hystérésis sur la fonction $h(\theta)$ (Mermoud, 2006)

1.7 Méthodes utilisées pour estimer les paramètres hydrodynamiques du sol

Il existe de nombreuses méthodes d'estimation des paramètres hydrodynamiques des sols (θ_r ; θ_s ; n ; α ; K_s). Mis à part l'approche qui utilise des fonctions de pédotransfert, ou utilise les méthodes directe et inverse.

Les méthodes d'estimation des paramètres hydrodynamiques des sols qui utilisent des fonctions de pédotransfert ont connu de nombreux développements depuis leurs débuts. Il s'agit des fonctions mathématiques permettant d'estimer les courbes de rétention $\theta(h)$ et de conductivité hydraulique $K(h)$ à partir de mesures de granulométrie, de porosimétrie par intrusion de mercure, de teneur en matière organique ou encore de masse volumique apparente (Bastet *et al.*, 1998 ; Leij et Schaap, 2001). Dans le même ordre d'idée, Haverkamp *et al.* (2005) proposent un index de forme pour prédire l'allure de la courbe de rétention à partir des propriétés du sol.

En particulier, la relation entre les paramètres hydrodynamiques peut être trouvée à partir des fonctions de pédotransfert (FPT). Dans la pratique, certaines de ces fonctions ont montré des résultats relativement bons pour la prédiction des paramètres hydrodynamiques (Wösten *et al.*, 2001).

La méthode directe d'estimation des paramètres hydrodynamiques des sols est basée sur un calage manuel des fonctions $\theta(h)$ et $K(h)$ sur les données expérimentales. Parmi les désavantages de cette méthode, c'est qu'elle prend beaucoup de temps pour son application.

La méthode inverse, quant à elle, implique des mesures réalisées soit sur le terrain soit en laboratoire : il s'agit par exemple de mesures de teneur en eau θ ou de mesures de flux d'eau à partir d'infiltromètre à disque. L'avantage de cette nouvelle méthode est multiple : les expériences sont plus courtes, le choix de type d'expérimentation est large et peu coûteux. De plus le fait d'opérer au champ permet d'éviter les mesures de laboratoire qui peuvent être non représentatives des conditions de terrain (Hachimi, 2021).

Il est évident que les résultats de modélisations-prédictions de transfert d'eau et de soluté sont dépendants des modèles choisis (expressions mathématiques des fonctions $\theta(h)$ et $K(h)$) et des paramètres associés. L'estimation des paramètres est un préliminaire crucial à la modélisation et par conséquent le choix de la méthode d'estimation est capital.

Des questions d'échelles sont aussi au cœur du problème de la modélisation numérique des transferts d'eau et plus particulièrement l'estimation des paramètres. Il serait difficile de ne

pas parler des questions de représentativité spatiale des paramètres hydrodynamiques. En effet comment utiliser une mesure ponctuelle (sur quelques cm^3 de sol par exemple) pour estimer la valeur d'un paramètre qui représentera le sol sur une parcelle (plusieurs m^2) ? Comment effectuer le transfert d'échelle? Peut-on mesurer en plusieurs endroits une variable et calculer une moyenne qui est censée représenter la variable en question à l'échelle de la parcelle (Mertens et *al.*, 2002) ? Ces questions cruciales sont traitées par Vereecken et *al.* (2007) qui exposent les différentes méthodes utiles au transfert des propriétés hydrodynamiques du sol mesurées localement à une échelle supérieure (Hachimi, 2021).

Le tableau 1.2 présente les valeurs moyennes des paramètres hydrodynamiques trouvés par Carsel et Parrish (1988) qui ont réalisé une analyse sur un nombre important de sols, selon la classification de l'U.S. Department of Agriculture, pour estimer les paramètres du modèle de Van Genuchten.

Tableau 1.2. Valeurs moyennes des paramètres du modèle de Van Genuchten estimées par Carsel et Parrish (1988)

	<i>Texture</i>	$K_s(\text{cm/h})$	θ_s	θ_r	$\alpha(\text{cm}^{-1})$	n
Sable	Sand	29.70	0.43	0.045	0.145	2.68
	Loamy sand	14.59	0.41	0.057	0.124	2.28
	Sandy Loam	4.42	0.41	0.065	0.075	1.89
Limon	Loam	1.04	0.43	0.078	0.036	1.56
	Silt	0.25	0.46	0.034	0.016	1.37
	Silt loam	0.45	0.45	0.067	0.020	1.41
	Sandy clay loam	1.31	0.39	0.100	0.059	1.48
	Clay loam	0.26	0.41	0.095	0.019	1.31
	Silty clay loam	0.07	0.43	0.089	0.010	1.23
	Sandy clay	0.12	0.38	0.100	0.027	1.23
	Silty clay	0.02	0.36	0.070	0.005	1.09
Argile	Clay	0.20	0.38	0.068	0.008	1.09

1.8 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté les fondements théoriques et expérimentaux de la physique des sols. Une attention particulière a été donnée aux relations $\theta(h)$ et $K(h)$ dans lesquelles interviennent les paramètres hydrodynamiques recherchés caractérisant l'écoulement en milieux poreux non saturé (sol). Le nombre de ces paramètres est variable suivant la formulation utilisée. Par la suite, certains formalismes mathématiques seront utilisés pour l'élaboration d'un modèle numérique permettant d'estimer des propriétés hydrauliques du sol (θ_r ; θ_s ; n ; α ; K_s).

**Chapitre II : Modélisation
numérique des écoulements 1D et 2D
émanant de l'infiltromètre à disque**

2.1 Introduction

Lors des essais in situ d'infiltrations par l'infiltromètre à disque, il est difficile de décrire l'écoulement de l'eau émanant à travers le disque de l'infiltromètre dans l'espace du sol. De ce fait, dans la présente étude, nous nous proposons de montrer quelques modèles mathématiques simulant l'infiltration de l'eau dans le sol à partir de l'infiltromètre à disque soumis à une succion nulle ou négative h_0 constante. Si le modèle mathématique décrivant l'écoulement est complet, il est nécessaire de connaître les conditions initiales et aux limites, afin d'obtenir une solution du problème correspondant à une situation particulière. Ces conditions seront discutées ultérieurement, lors de la modélisation numérique du phénomène d'infiltration.

2.2 Processus d'infiltration

2.2.1 Définitions des paramètres descriptifs de l'infiltration

Les écoulements représentent une partie essentielle du cycle hydrologique. Dans le premier chapitre, on a déjà vu que la pluie précipitée sur un bassin versant va se répartir en eau interceptée, évaporée, écoulée et infiltrée. L'infiltration qualifie le transfert de l'eau de la surface du sol à l'intérieur de celui-ci. 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'estimation du processus d'infiltration revêt une grande importance pour modéliser plusieurs processus en hydrologie, comme le transport des polluants dans le sol, la recharge des nappes souterraines, ...etc (Musy et Soutter, 1991).

Afin d'appréhender le processus d'infiltration, il est important d'expliquer les principaux paramètres utilisés dans la description et dans la modélisation du processus d'infiltration :

— **Taux d'infiltration $q(t)$** : Désigne le flux d'eau qui s'infiltré dans le sol par unité de temps. Généralement, exprimé en (mm/h). Le taux d'infiltration dépend avant tout du régime d'alimentation (pluie, irrigation), de l'état d'humidité et des propriétés du sol.

— **Infiltration cumulative $I(t)$ (Lame infiltrée)**: C'est le volume d'eau infiltrée dans le sol pendant une période de temps donnée, exprimé en (mm). Elle est égale à l'intégrale dans le temps du taux d'infiltration:
$$I(t) = \int_0^t q(t) dt \quad (2.1)$$

— **Capacité d'infiltration (i_{\max})** : ou bien la capacité d'absorption, elle représente le taux maximum d'infiltration que le sol est capable d'absorber à travers sa surface. Elle dépend, par

le biais de la conductivité hydraulique, de la texture et de la structure du sol, mais également des conditions aux limites, c'est-à-dire, la teneur en eau initiale et finale du sol.

— **Conductivité hydraulique à saturation (K_s)** : C'est un paramètre essentiel d'infiltration.

La conductivité hydraulique représente la valeur maximale du taux d'infiltration, si le sol est saturé et homogène. Ce paramètre entre dans nombreuses équations d'infiltration.

— **Percolation** : Désigne l'écoulement plutôt vertical de l'eau dans le sol (milieu poreux non saturé) en direction de la nappe, sous la seule influence de la gravité. Ce processus suit l'infiltration et conditionne directement l'alimentation en eau des nappes souterraines.

2.2.2 Facteurs influençant l'infiltration

Le processus d'infiltration de l'eau dans le sol est conditionné par les principaux facteurs ci-dessous (Musy et Soutter, 1991) :

— **Type de sol (structure, texture, porosité)** : Les caractéristiques physiques et chimiques de la matrice du sol influencent les forces de capillarité et d'adsorption dont résultent les forces de succion, qui elles-mêmes, régissent en partie l'infiltration.

— **Compaction de la surface du sol** due à l'impact des gouttes de pluie (battance) ou à d'autres effets (anthropiques et thermiques), ainsi l'utilisation des machines agricoles lourdes dans les champs, et surtout sur des sols humides peut avoir par conséquence la dégradation de la structure de la couche de surface du sol et la formation d'une croûte dense et imperméable à une certaine profondeur. Ceci influence le régime d'infiltration au cours du temps, selon le type de sol.

— **Couverture du sol** : La végétation influence positivement l'infiltration en ralentissant l'écoulement de l'eau à la surface, lui donnant ainsi plus de temps pour pénétrer dans le sol. D'autre part, le système racinaire améliore la perméabilité du sol.

— **Topographie et morphologie** : La pente par exemple agit à l'opposé de la végétation. En effet, une forte pente favorise les écoulements d'eau infiltrés dans le sol.

— **Débit d'alimentation** : Comme l'intensité de la précipitation, le débit d'irrigation ...etc.

— **Teneur en eau initiale du sol** : L'humidité du sol est un facteur essentiel du régime d'infiltration, car les forces de succion sont aussi dépendantes de la teneur en eau initiale du sol, qui représente le taux d'humidité du sol. Le régime d'infiltration au cours du temps évolue

différemment, selon que le sol est initialement sec ou humide. L'humidité d'un sol est influencée généralement sur le profil d'infiltration.

Finalement, les facteurs les plus influents, pour une même topographie, sont le type de sol, sa couverture et son taux initial d'humidité. Les principales forces qui influencent le processus d'infiltration sont la gravité et la capillarité. La gravité agit principalement sur l'eau libre qui se trouve principalement dans les macropores et qui agit vers le bas. La capillarité ou les forces de tension agissent principalement au niveau de l'eau capillaire contenue principalement au niveau des micropores. Ces dernières forces agissent dans toutes les directions (Musy et Soutter, 1991).

2.3 Modélisation de l'infiltration

2.3.1. Historique

Les premiers essais d'infiltration in situ, avec condition de potentiel hydrique imposé à la surface du sol, ont été réalisés au moyen d'un dispositif simple appelé « anneau de Muntz ». La mesure consiste à observer l'infiltration de l'eau à l'intérieur d'une enceinte étanche, l'eau n'ayant d'autre possibilité que de s'infiltrer dans le sol (Roche, 1963). On utilise un cylindre en tôle, enfoncé dans le sol de 5 cm environ, dans lequel on maintient un niveau d'eau h_0 constant. L'alimentation se fait avec un réservoir gradué et les volumes apportés sont notés à intervalles réguliers jusqu'à l'obtention d'un régime quasi-permanent. Quand celui-ci est atteint, le gradient de charge dans les couches imbibées est voisin du gradient unitaire dû à la seule gravité et le flux peut être assimilé à la conductivité hydraulique. La méthode ainsi appliquée conduit à une surestimation de la conductivité hydraulique due à la quantité d'eau absorbée par le sol par capillarité à l'extérieur de l'anneau.

Pour pallier cette difficulté, on peut installer deux anneaux concentriques, de taille sensiblement différente, dans lesquels le même niveau h_0 est maintenu tandis que la mesure de l'alimentation n'est effectuée que pour l'anneau intérieur. Les études de Touma (1984) ont montré que l'importance du terme latéral de l'infiltration dépendait de la taille du cylindre extérieur plus que du rapport des deux diamètres. A moins d'utiliser un cylindre extérieur de très grande taille (et de consommer beaucoup d'eau), on ne peut donc être certain d'avoir affaire à un phénomène raisonnablement proche de l'infiltration monodirectionnelle. Aussi, le besoin d'une description analytique de l'infiltration en conditions axisymétriques s'est-il fait sentir. C'est sur une suggestion de Philip (1957a) que Wooding (1968) s'est penché sur le problème ainsi posé. L'intérêt de l'expérimentateur était de pouvoir analyser le régime permanent d'infiltration qu'il

est de toute façon nécessaire d'atteindre pour que le flux monodimensionnel puisse être identifié à la conductivité hydraulique.

2.3.2 Théorie de l'infiltration verticale

Les premières descriptions du phénomène d'infiltration de l'eau dans les sols ont été réalisées par Green et Ampt (1911). D'autres formulations, le plus souvent empiriques, sont apparues par la suite. La première solution quasi-analytique de l'équation de Fokker-Plank, (Eq. (1.22)), a été présentée par Philip (1957a). Des équations plus complexes, souvent implicites, ont été proposées par la suite, avec les travaux de Parlange et Hogarth (1985) et Haverkamp et *al.* (1990). Nous nous proposons de rappeler ici, les équations d'infiltration qui seront utilisées dans la suite de cette étude.

2.3.2.1 Équation de Green et Ampt

Si $I(m)$ désigne la quantité d'eau infiltrée par unité de surface de sol (lame infiltrée) au cours d'une durée Δt , le flux d'infiltration q est obtenue par une simple dérivation de la lame infiltrée par rapport au temps :

$$q(t) = \frac{dI}{dt} \quad (2.2)$$

Pour la validité des équations d'infiltration présentées par la suite, on va considérer que l'écoulement est vertical à travers un sol homogène et semi-infini. La condition initiale est :

$$\theta(z,t) = \theta_i \quad \text{pour} \quad z \geq 0 \quad \text{et} \quad t = 0 \quad (2.3)$$

et la condition à la limite supérieure de type Dirichlet est :

$$\begin{aligned} \theta(z,t) = \theta_0 \quad \text{pour} \quad z = 0 \quad \text{et} \quad t \geq 0 \\ h(z,t) = h_0 \quad \text{pour} \quad z = 0 \quad \text{et} \quad t \geq 0 \end{aligned} \quad (2.4)$$

La pression h_0 peut être négative, positive ou nulle. Pour une infiltration à charge positive ou nulle ($h_1 = h_{\text{sur}} \geq 0$), θ_0 représente la teneur volumique en eau à la surface du sol.

Green et Ampt ont considéré qu'il existe, à chaque instant, un front d'humidification définie par profondeur z_F et par un potentiel matriciel de front h_F qui ne dépend ni du temps ni de la position du front z_F . En amont de ce front, le sol est entièrement saturé et sa conductivité est égale à K_s . En aval du front, l'humidité du sol est uniformément égale à la teneur volumique

en eau initial θ_i . Pour une condition limite de pression h_0 à la surface, l'application de la loi de Darcy entre les profondeurs 0 et z_F permet d'écrire :

$$q(t) = -K_s \left(\frac{h_F - h_0 - z_F}{z_F} \right) \quad (2.5)$$

La lame infiltrée correspondante est définie par :

$$I(t) = z_F \Delta\theta \quad (2.6)$$

avec $\Delta\theta = \theta_s - \theta_i$. La combinaison des équations (2.2) et (2.6) fournit la loi d'infiltration :

$$I(t) = K_s t - \Delta\theta (h_F - h_0) \ln \left(1 - \frac{I(t)}{\Delta\theta (h_F - h_0)} \right) \quad (2.7)$$

En raison de sa simplicité, cette équation a été reprise par de nombreux travaux pour des applications variées. Le problème principal lié à l'emploi de l'équation de Green et Ampt (1911) est de savoir si h_F représente un paramètre ayant un sens physique ou bien comme un paramètre d'ajustement.

2.3.2.2 Équation de Philip

Généralement, il n'existe pas de solution analytique générale à l'équation de Fokker-Plank (Eq. (1.22)). Néanmoins, la solution proposée par Philip (1957a) pour le cas particulier d'un milieu homogène semi-infini dans son extension verticale soumise aux conditions (2.3) et (2.4) est de la forme :

$$Z(\theta, t) = \sum_{i=1}^{\infty} f_i(\theta) t^{i/2} \quad (2.8)$$

où les fonctions $f_i(\theta)$ sont des solutions d'équations différentielles ordinaires. En posant :

$$S_i(\theta_i, \theta_0) = \int_{\theta_i}^{\theta_0} f_i(\theta) d\theta \quad (2.9)$$

par intégration sur tout le profil $z(\theta, t)$, on obtient l'expression de l'infiltration cumulative (I) :

$$I(t) = K_i t + \sum_{i=1}^{\infty} S_i(\theta_i, \theta_0) t^{i/2} \quad (2.10)$$

et le flux d'infiltration q , par une simple dérivation de I par rapport au temps :

$$q(t) = K_i + \sum_{i=1}^{\infty} \frac{i}{2} S_i(\theta_i, \theta_0) t^{\frac{i}{2}-1} \quad (2.11)$$

où K_i est la conductivité hydraulique pour $\theta = \theta_i$. Le coefficient du premier terme de la série,

S_i , est appelé sorptivité capillaire S ($m s^{-1/2}$). Il traduit la capacité d'un sol à absorber l'eau par capillarité. En l'absence de gravité, l'équation (2.10) se réduit à :

$$I(t) = S.t^{1/2} \quad (2.12)$$

Dans le cas de l'infiltration verticale et pour des temps suffisamment courts, Philip (1957b) propose de réduire l'équation (2.10) à une forme tronquée à deux termes :

$$I(t) = S.t^{1/2} + At \quad (2.13)$$

où A est une constante qui rend compte des effets gravitaires. En termes de flux transitoire, la dérivation de l'équation (2.13) par rapport au temps donne le flux d'infiltration :

$$q(t) = \frac{S}{2t^{1/2}} + A \quad (2.14)$$

Les coefficients S et A sont ajustés sur les courbes expérimentales de l'infiltration réalisés in situ par la technique de l'infiltrométrie. Nous reviendrons sur ce point dans la partie consacrée à l'estimation des paramètres hydrodynamique par la méthode directe.

2.3.2.3 Équation de Wooding (Méthodes en régime quasi-permanent)

En 1968, Wooding a établi une solution approchée au calcul de flux d'infiltration de l'eau en régime permanent à partir d'un disque de rayon R [L] posé à la surface du sol :

$$q_{\infty}(h_0) = K(h_0) + \frac{4\Phi(h_0)}{\pi R} \quad (2.15)$$

Où $q_{\infty}(h_0)$ [$L.T^{-1}$] est la densité de flux d'infiltration en régime permanent à la surface du sol, $K(h_0)$, la conductivité hydraulique du sol au potentiel d'infiltration h_0 , et $\Phi(h_0)$, le potentiel d'écoulement [$L^2.T^{-1}$] défini par (Gardner, 1958):

$$\Phi(h_0) = \int_{h_i}^{h_0} K(h) dh \quad (2.16)$$

Avec h_i , potentiel initial de l'eau dans le sol [L]. La solution de Wooding est une solution asymptotique de l'équation de Richards linéarisée appliquée au cas du régime permanent d'infiltration axisymétrique (Pullan, 1990). Pour cette raison, l'équation de Wooding est parfois qualifiée de solution en régime "quasi-permanent" (Vandervaere, 1995). Cette équation est soumise à des conditions d'application :

– Le sol est considéré comme un milieu semi-infini (limité uniquement par sa surface), homogène et isotrope.

–Le potentiel initial h_i de l'eau dans le sol est constant dans tout le sol et tel que :

$$K(h_0) \ll K(h_i).$$

–La relation $K(h)$ est de type exponentiel (Gardner, 1958):

$$K(h) = K_s \exp(\alpha h) \quad (2.17)$$

Avec K_s , conductivité hydraulique à saturation [$L.T^{-1}$] et α , une constante [L^{-1}] caractéristique du sol.

Cette dernière hypothèse permet de linéariser l'équation d'infiltration en simplifiant l'expression du potentiel d'écoulement :

$$\Phi(h_0) = \frac{K(h_0) - K(h_i)}{\alpha} \quad (2.18)$$

Si $K(h_i)$ est négligeable devant $K(h_0)$ (hypothèse 2), on obtient finalement :

$$\Phi(h_0) = \frac{K(h_0)}{\alpha} \quad (2.19)$$

et l'équation de Wooding (2.15) se simplifie en:

$$q_\infty(h_0) = K(h_0) \left(1 + \frac{4}{\pi R \alpha}\right) = K_s \exp(\alpha h_0) \left(1 + \frac{4}{\pi R \alpha}\right) \quad (2.20)$$

- **Méthode multi-potentielle (Ankeny et al., 1991)**

On voit finalement d'après la relation (2.20) que, pour un rayon de disque R et un potentiel d'infiltration h_0 donnés, le flux d'infiltration ne dépend que de deux paramètres : la conductivité hydraulique à saturation K_s et le paramètre α . D'où l'idée d'utiliser deux mesures de $q_\infty(h_0)$ réalisées au même endroit à deux valeurs de h_0 différentes pour en déduire les deux inconnues K_s et α (Reynolds et Elrick, 1991 ; Ankeny et al., 1991). Sous forme logarithmique, s'écrit :

$$\ln(q_\infty(h_0)) = \ln \left[K_s \left[1 + \frac{4}{\pi R \alpha} \right] \right] + \alpha h_0 \quad (2.20)$$

Si l'on représente $\ln(q_\infty(h_0))$ en fonction de h_0 (Fig.2.1), α est alors la pente de la droite passant par les deux points (second terme du membre de droite de (2.20)) et K_s se déduit de l'ordonnée à l'origine (premier terme du membre de droite de (2.20)). Si l'on dispose de plus de deux

couples de mesures ($\ln(q_\infty(h_0))$), α et K_s peuvent être estimés par régression linéaire (Logsdon et Jaynes, 1993). Le problème de cette méthode est que, dans la réalité, la linéarité de l'équation (2.20) est rarement vérifiée : α n'est pas constant mais dépend de h_0 .

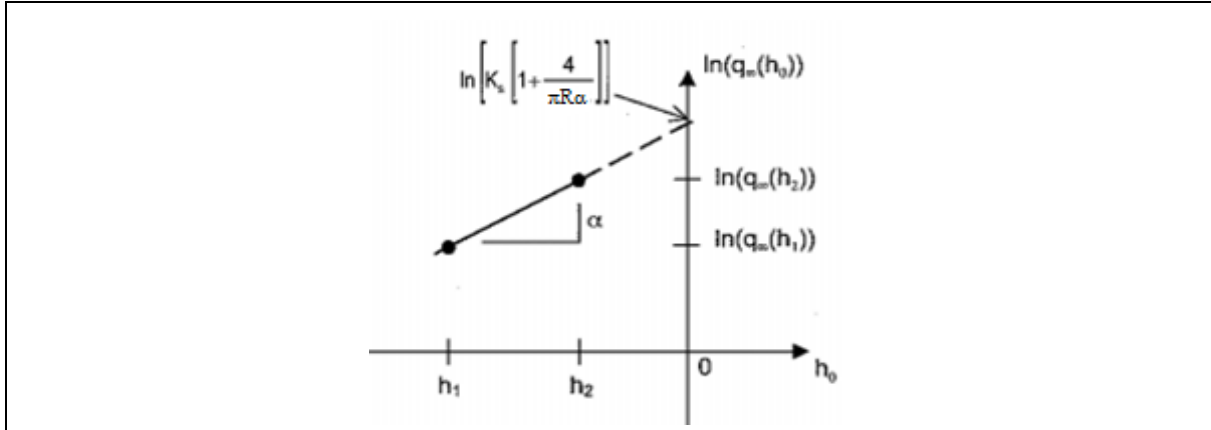


Figure 2.1. Calcul des paramètres K_s et α de la relation de Gardner (1958), $K(h) = K_s \exp(\alpha h)$, à partir de la mesure des flux d'infiltration en régime permanent $q_\infty(h_1)$ et $q_\infty(h_2)$ aux potentiels h_1 et h_2 .

2.3.2.4 Équation de White et Sully (1987)

White et Sully (1987) ont établi une relation entre sorptivité et potentiel d'écoulement :

$$\Phi(h_0) = \frac{bS^2(\theta_0, \theta_i)}{\theta_0 - \theta_i} \quad (2.21)$$

où $S^2(\theta_0, \theta_i)$ est la sorptivité du sol pour des teneurs en eau volumiques initiale θ_i et finale θ_0 , et b , un paramètre dépendant de la forme des relations $K(h)$ et $\theta(h)$. Rappelant que la sorptivité quantifie la capacité du sol à absorber l'eau par capillarité, abstraction faite de tout effet gravitaire, pour des conditions initiales et aux limites précises. Les valeurs théoriques de b sont limitées à l'intervalle $[1/2, \pi/4]$, soit entre 0.5 et 0.8. D'une façon générale, Warrick et Broadbridge (1992), ont pris la valeur $b = 0.55$ qui convient dans la plupart des cas. La combinaison des équations (2.15) et (2.21) donne :

$$q_\infty(h_0) = K(h_0) + \frac{4bS^2(\theta_0, \theta_i)}{\pi R(\theta_0 - \theta_i)} \quad (2.22)$$

La sorptivité $S(\theta_0, \theta_i)$ se déduit du comportement à l'origine de la cinétique d'infiltration cumulée :

$$I(t) = \int_{t_i}^{t_0} q(t) dt \quad (2.23)$$

En effet, l'importance du paramètre de sorptivité, $S(\theta_0, \theta_i)$, réside dans le fait qu'aux premiers moments d'infiltration tridirectionnelle, la capillarité domine le processus, ce qui a amené (Philip, 1969) à poser pour des temps t proches de 0 l'expression suivante :

$$I(t) = S(\theta_0, \theta_i)\sqrt{t} \quad (2.24)$$

Il est donc possible, de caler ce paramètre sur la courbe expérimentale de la lame infiltrée, mais seulement sur la partie initiale d'infiltration en fonction de \sqrt{t} (Fig.2.2).

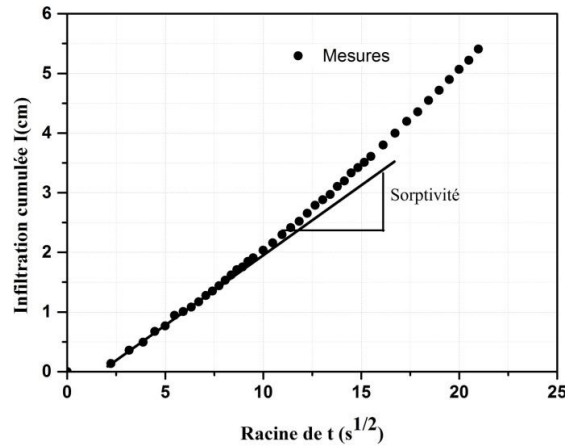


Figure 2.2. Principe d'estimation de la sorptivité $S(\theta_0, \theta_i)$ (White et Sully, 1987)

La figure (2.3) illustre la façon dont on obtient le flux d'infiltration en régime permanent par régression sur la partie finale de la cinétique d'infiltration en fonction de t . L'avantage de cette méthode est qu'elle ne fait intervenir qu'une mesure à un seul potentiel h_0 . Elle est cependant sensible à l'estimation de $S(\theta_0, \theta_i)$ et aux erreurs de mesures sur θ . Néanmoins, cette méthode est imprécise étant donnée les incertitudes de mesure durant les instants initiaux (Quadri, 1993) ; la présence d'une couche de sable de contact sous le disque de l'infiltromètre élargira davantage la marge d'erreurs.

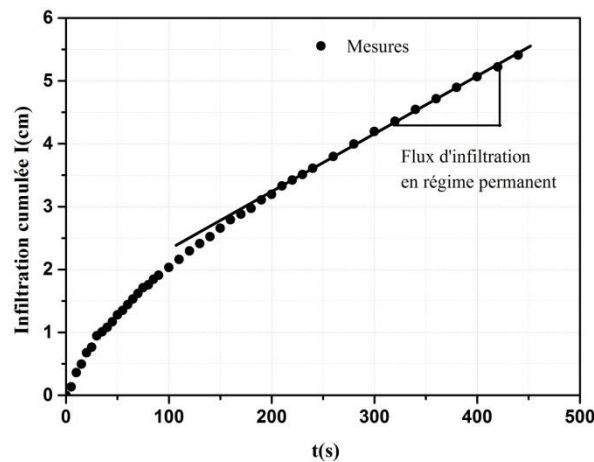


Figure 2.3. Principe d'estimation de flux d'infiltration q_∞ en régime permanent (White et Sully, 1987)

2.3.2.5 Équation d'Haverkamp

Des formes plus développées de l'équation d'infiltration donnent lieu à des expressions de $I(t)$. Parmi ces expressions, on trouve celle proposée par Haverkamp et *al.* (1994) basée sur des considérations physiques. Leur travail a été fondé sur l'existence d'un régime stationnaire de flux émanant de la source. C'est une équation simplifiée à deux termes, valable pour le régime transitoire limité à la cinétique d'infiltration précédant la stabilisation du flux (c'est à dire avant l'établissement du régime permanent), ayant la forme :

$$I(t) = S(\theta_0, \theta_i)\sqrt{t} + At \quad (2.25)$$

Avec :

$$A = \frac{\gamma S^2(\theta_0, \theta_i)}{R(\theta_0 - \theta_i)} + \frac{2-\beta}{3} K(h_0) \quad (2.26)$$

si $K(h_i) \ll K(h_0)$, γ est une constante comprise entre 0.6 et 0.8 du même type que la constante b dans la relation (2.21) (on a la relation $\gamma = 4b/\pi$ et l'on trouve $\gamma = 0.7$ si l'on prend $b = 0.55$). β est un paramètre compris entre 0 et 1, dépendant du type de sol et du potentiel d'infiltration h_0 . L'avantage de cette méthode est qu'elle ne requiert pas d'estimation du flux en régime permanent et demande donc moins de temps. En revanche, elle ne fournit qu'un intervalle de valeurs pour $K(h_0)$, entre K_{\min} pour $\beta = 0$ et K_{\max} pour $\beta = 1$. Vandervaere (1995) propose d'utiliser la valeur médiane $\beta = 0.6$ (supposant une loi de distribution lognormale de K) pour le calcul de $K(h_0)$, qui sera affecté d'un facteur d'incertitude de ± 1.4 . D'autre part, le même auteur propose d'estimer $S(\theta_0, \theta_i)$ et A d'après la relation :

$$\frac{dI}{d\sqrt{t}} = S(\theta_0, \theta_i) + 2A\sqrt{t} \quad (2.27)$$

Plusieurs méthodes d'ajustement de l'équation d'infiltration $I(t)$ (Eq. (2.27)) sur les données expérimentales d'infiltration peuvent être appliquées pour déterminer les valeurs de S et A (Vandervaere et *al.*, 2000).

2.4 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté les approches numériques de résolution de l'équation de Richards utilisée pour l'étude de phénomène de l'infiltration de l'eau dans le sol à partir d'une source circulaire. Le principe de l'infiltrométrie à disque repose sur le phénomène d'infiltration axisymétrique de l'eau dans le sol sous condition de pression h_0 négative ou nulle imposée à la surface du sol.

Chapitre III : La plaine du Bas-Chéliff : Propriétés et contraintes de gestion

3.1. Présentation de la plaine du Bas-Chélif

La plaine du Bas-Chélif est localisée au Nord-ouest de l'Algérie. Cette plaine se caractérise par un climat semi-aride rude et contrasté par des étés chauds, des températures basses en hiver, une longue période de sécheresse, une évapotranspiration annuelle de 1061 mm, avec une pluviométrie annuelle de 307,1 mm insuffisante pour satisfaire les besoins en eau des cultures (INRAA, 2022 ; Bradai, 2017), en plus du déficit pluviométrique, la pénurie d'eau de surface s'est aggravée suite au transfert vers les villes côtières des eaux initialement destinées à l'irrigation.

L'utilisation et la gestion des terres dans les régions arides et semi-arides constituent un énorme défi pour la production durable, surtout avec l'ajout de nouvelles contraintes dues au changement climatique. Les périmètres irrigués sont soumis au phénomène de salinisation secondaire qui impacte la qualité des sols et la production agricole. Ces sont caractérisées par un climat à fort pouvoir évaporant et une salinité des sols sur une vaste étendue sous l'influence de l'irrigation et du drainage des sols (Bradai et *al.*, 2011).

3.2. Localisation géographique

La plaine du Bas-Chélif est située au Nord-ouest de l'Algérie, elle fait partie du bassin versant du Chélif et occupe sa partie ouest. Ce dernier fait partie du grand bassin versant "Chélif-Zahrez", qui couvre une superficie d'environ 56 227 km². La vallée du Chélif que traverse l'oued Chlef se situe dans la partie nord du bassin versant du Chélif. Elle est composée de trois plaines : la plaine du Haut-Chélif, la plaine du Moyen-Chélif et la plaine du Bas-Chélif.

La plaine du Bas-Chélif se trouve entre 0° 40' et 1° 6' 8" de longitude Est et 34° 3' 12" et 36° 5' 57" de latitude Nord (Fig.3.1). Les coordonnées de cette plaine, selon la projection UTM (Universal Transverse Mercator) Algérie fuseau 31N, sont :

$$X = 275\ 649 \text{ m et } 328\ 533 \text{ m}$$

$$Y = 3\ 968\ 469 \text{ m et } 3\ 996\ 812 \text{ m.}$$

La plaine couvre près de 60 000 ha, et elle est limitée par la plaine du Moyen-Chélif à l'Est, la plaine de la Mina à l'Ouest, le massif du Dahra au Nord et le massif de l'Ouarsenis au Sud. Elle fait environ 50 km de longueur sur une largeur variant de 6 Km à l'Est à plus de 20 Km à l'Ouest, avec une surface pratiquement plate d'une altitude moyenne de 70 m (INSID, 1998 ; Bradai, 2017).

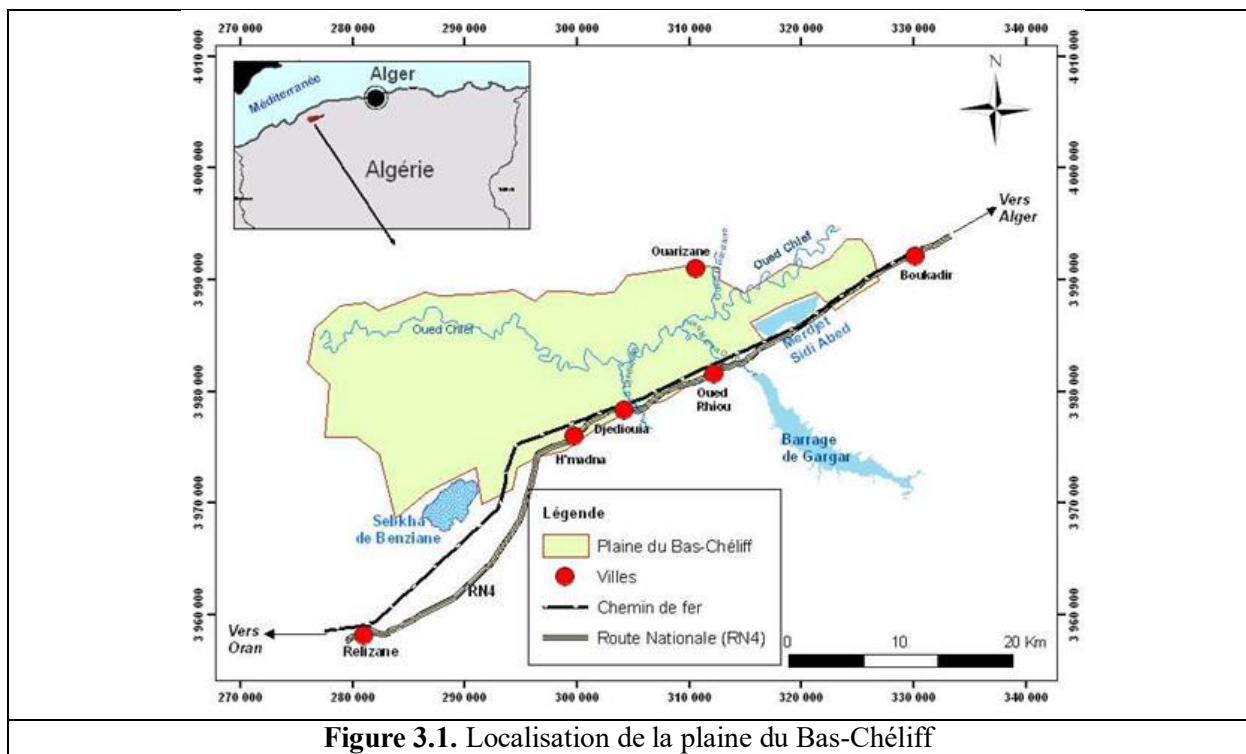


Figure 3.1. Localisation de la plaine du Bas-Chélif

3.3. Conditions climatiques

Le climat de la plaine du Bas-Chélif est spécifique rude et distinct par ses étés chauds, avec des températures basses en hiver (Bradai, 2017 ; INRAA, 2022).

3.3.1. Températures

La moyenne des températures mensuelles de la station météorologique d’El-Hmadna appartenant à la station expérimentale de l’INRAA (institut national de la recherche agronomique d’Algérie), sur une période de 22 ans (2000 – 2022), a montré que la région est caractérisée par des températures élevées en été et relativement basses en hiver. La température la plus élevée est enregistrée durant les mois de juillet et août. Elle atteint 30,46 °C sous abri durant le mois d’août, ce qui correspond à une forte évaporation. Par ailleurs, le mois de janvier est le plus froid avec une température moyenne de 10,82 °C (Tab.3.1).

Tableau 3.1. Moyennes mensuelles des températures de la station d’El-Hmadna (2000-2022)

Mois	Janv	Fév	M	Avr	Mai	J	JL	At	Sep	Oct	Nov	Déc
T (°C)	10,82	12,14	14,68	17,74	22,07	27,33	30,44	30,46	25,94	21,95	15,40	12,02

3.3.2. Précipitations

La plaine du Bas-Chélif se caractérise par des irrégularités intra-annuelles de la pluviométrie. Les précipitations annuelles enregistrées sur une période de 22 ans (2000-2022)

dans la station d'El-Hmadna, donnent une pluviométrie annuelle de l'ordre de 307,1 mm (Fig.3.2).

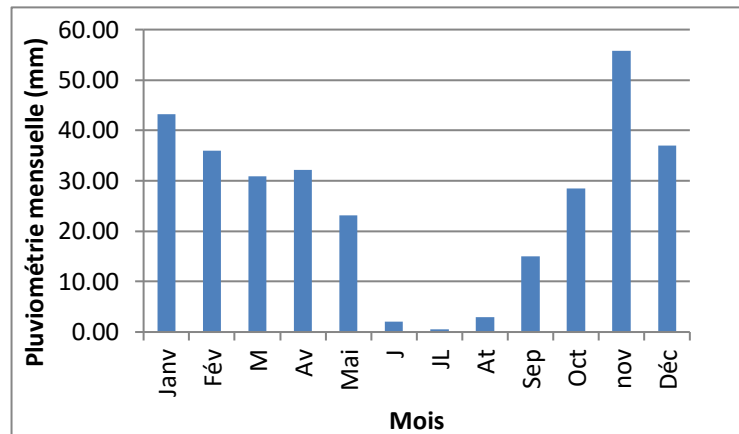


Figure 3.2. Variations annuelles de la pluviométrie enregistrée dans la station d'El-Hmadna (2000-2022)

L'analyse pluviométrique de la plaine du Bas-Chélif est résumée par les points suivants :

- Le mois de novembre est le mois le plus pluvieux (56 mm) sur une moyenne de vingt-deux ans.
- Le mois de juillet enregistre la plus faible pluviosité dans l'année avec une pluviométrie égale à 0,5 mm.
- Les maxima sont enregistrés du début novembre à fin mars, et représentent 66% de la pluviométrie annuelle, avec un cumul de 202 mm.

Le diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausson permet de calculer la durée de la saison sèche et la saison humide. Bagnouls et Gausson (1953), considèrent qu'un mois est sec quand le total des précipitations exprimées en millimètres est inférieur ou égal au double de la température. La figure 3.3 illustre la variation des moyennes mensuelles des températures et des précipitations durant la période allant de 2000 à 2022 de la station d'El-Hmadna qui montre qu'il existe une longue période de sécheresse allant du mois d'avril au mois d'octobre. Cette période se caractérise par une forte évapotranspiration avec des irrigations intense pour satisfaire les besoins en eau des cultures.

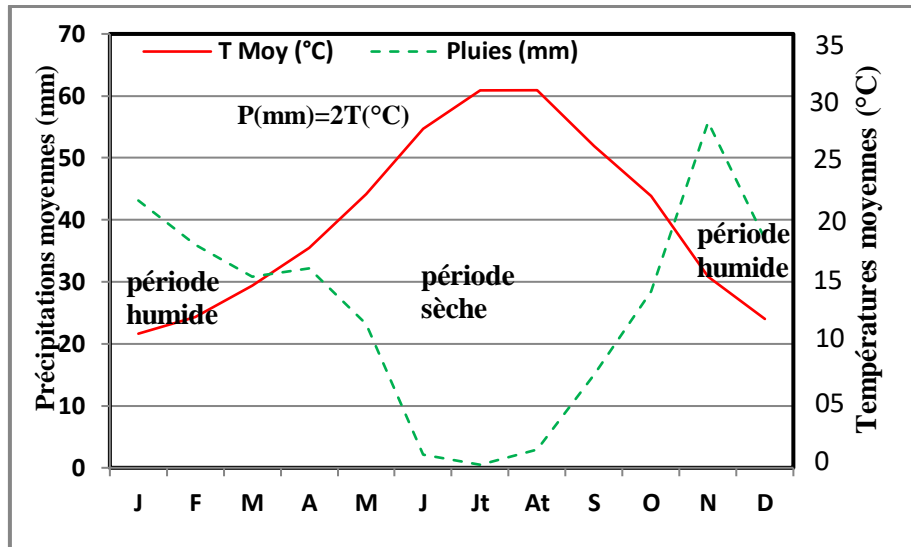


Figure 3.3. Diagramme des variations des moyennes mensuelles des précipitations et les températures de la station d'El-Hmadna (2000 -2022)

3.3.3. Evapotranspiration

Les valeurs de l'évapotranspiration, estimées à partir des données climatologiques sur une période de 22 ans, sont généralement supérieures à la lame d'eau précipitée avec une valeur annuelle de l'évapotranspiration est très considérable, et est de l'ordre de 1061 mm.

3.4. Caractérisation du milieu

3.4.1. Géologie

Le Bas-Chélif traverse une vallée plate d'est en ouest qui est limitée au nord et au sud par des collines formées dans des roches légèrement plissées de l'âge tertiaire (Fig.3.4). Cette vallée coïncide avec une subsidence tectonique, qui a commencé en période du Miocène et dans laquelle une série de sédiments marins et continentaux se sont par la suite accumulés.

La vallée de Bas-Chélif est un synclinal comblé par des sédimentations quaternaires, encadré au Nord et au Sud par des collines de l'âge Miocène-pliocène. En conséquence, les alluvions de la plaine du Bas-Chélif proviennent directement de l'érosion de ces collines.

Au Sud, les collines coupées par Oued Rhiou et oued Djédiouia consistent en des schistes et de Marnes salées, ce qui explique la haute salinité des sols alluviaux de la plaine ainsi que le niveau de la salinité des eaux retenues de Gargar.

Au nord, les collines de Dahra sont composées de Marnes, de Grès et de Limon-argileux qui devient vers l'ouest des sables et des conglomérats plus grossiers. Ces collines sont incisées

par les oueds : Tarhia, Razzaz et Ouarizane, encore une fois, certains de ces lits sont salés (McDonald et BNEDER, 1990 ; INSID, 1998).

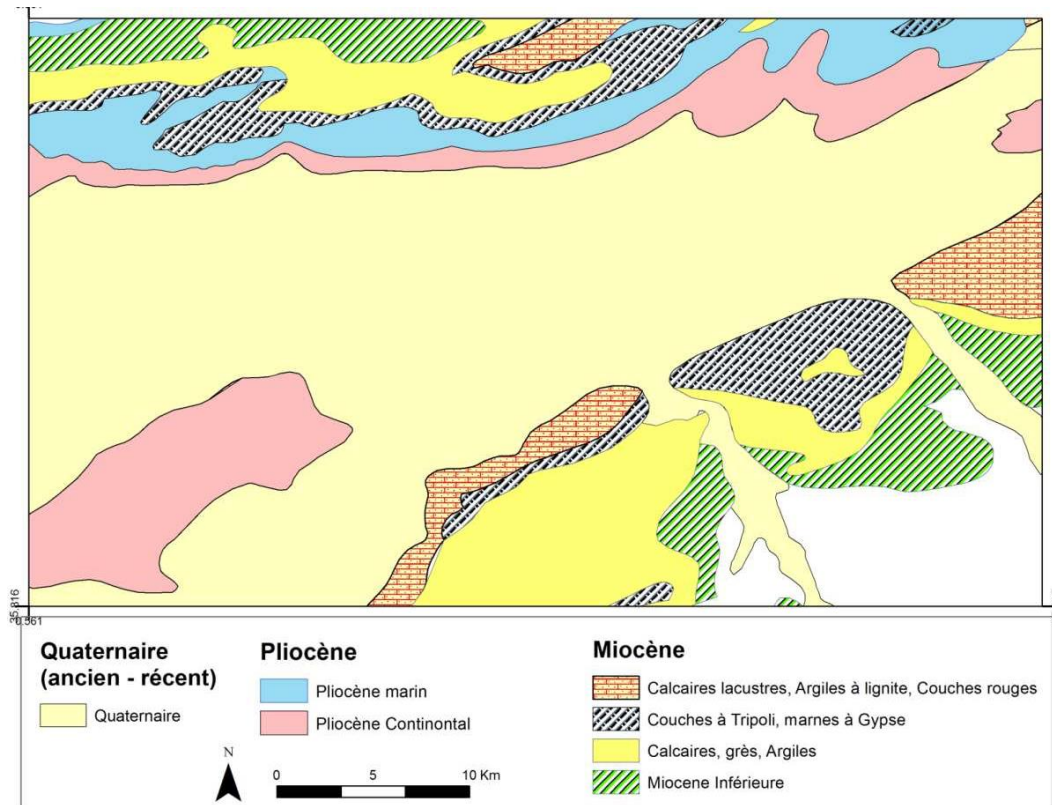


Figure 3.4. Carte géologique de la plaine du Bas-Chélif

3.4.2. Hydrogéologique de Bas-Chélif

Selon l'institut national des sols, de l'irrigation et du drainage (INSID,1998), trois principaux aquifères existent dans la plaine du Bas-Chélif, il s'agit de :

- Les calcaires du Miocène affleurent le long de la limite sud de la vallée avec un pendage peu accusé Nord et Nord-ouest. L'observation des affleurements et des données de forages, suggèrent la présence d'espaces vides et des fissures internes ouvertes provoquées par dissolution des carbonates sous l'influence de l'infiltration de l'eau de pluie, particulièrement le long des surfaces de contact.

Les descriptions lithologiques établies à partir des forages qui traversent les calcaires du Miocène sur le côté sud de la vallée, indiquent des zones de fractures productives à des cotes comprises entre 37 m et 60 m dans la zone d'Oued Rhiou et le barrage de Gargar.

- Pliocène Marin Composée d'une suite d'argile et de marnes, avec des couches minces de grès. Ce pliocène affleure au nord de la vallée du Chélif, mais il n'a pas été identifié sur la vallée. Des forages peu profonds traversent les couches de grès du Pliocène Marin sur la partie nord

de la vallée, mais c'est sur la partie sud et à des profondeurs beaucoup plus grandes que d'autres forages ont traversé ces mêmes couches de grès (plus de 400 m de profondeur dans la région de Sebkhet Benziane).

Les grès sont généralement à granulométrie fine à moyenne, et peuvent être classés comme étant un profil argileux ou calcaireux à tendance gréseuse pour les deux.

- Quaternaire-Pliocène Continental (Nappe alluviale) ; Des sédiments détritiques d'âge sub-Pliocène à Quaternaire forment le remblai de la vallée. Ces sédiments incluent des argiles et marnes épaisses avec des lits de sable, de graviers et de conglomérats (Douaoui, 2005).

Les descriptions lithologiques indiquent que plus de 20% des matériaux traversés sont décrits comme étant des sables, des graviers ou des grès. Ces données montrent également une gamme de profondeurs de forages qui va de 12 à 300 m, avec une profondeur moyenne de 66 m.

La nappe alluviale constitue la ressource en eau souterraine la plus importante du Bas-Chélif. Les relevés piézométriques effectués par l'ANRH (Agence nationale des ressources hydrique) dans la plaine indiquent qu'il existe un écoulement orienté Nord-Ouest et que l'oued Chlef constitue l'axe de drainage de la nappe alluviale (Fig.3.5).

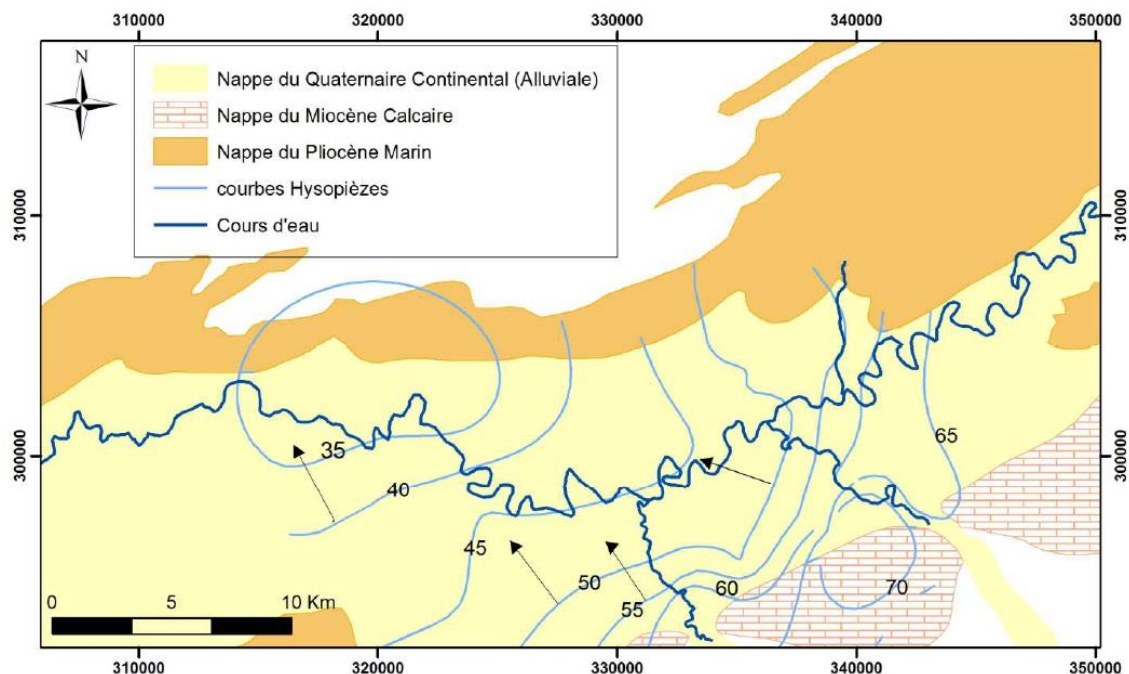


Figure 3.5. Cartes des nappes et piézométrie de la plaine du Bas-Chélif

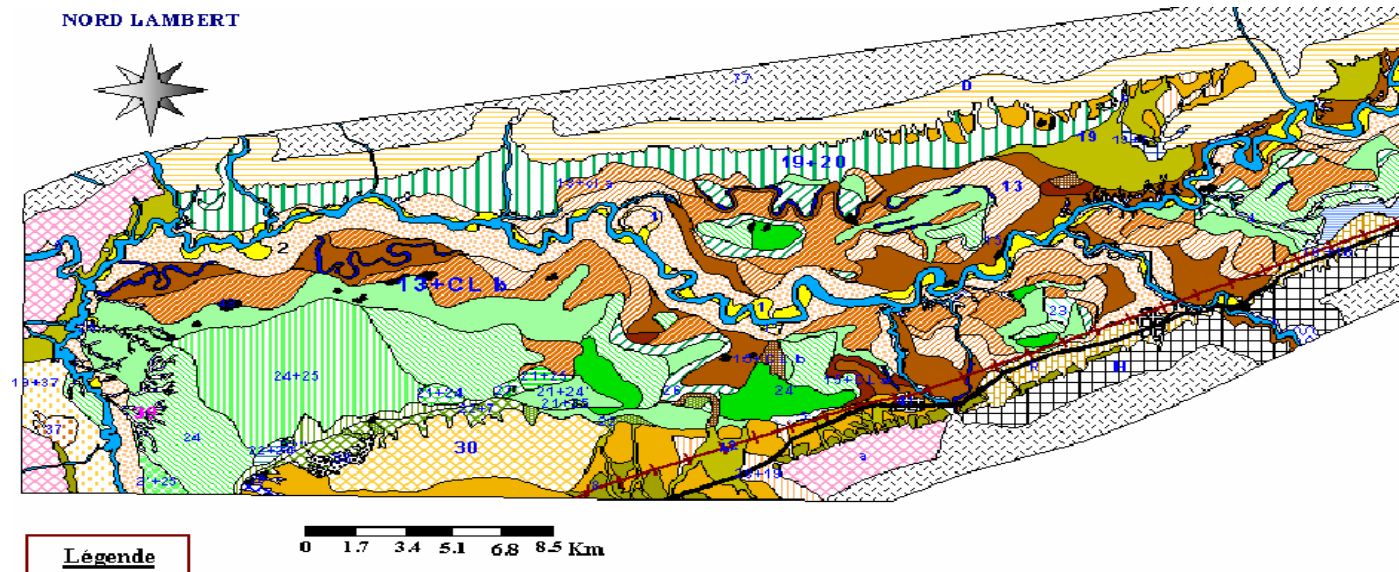
3.4.3. Pédologie de Bas-Chélif

Boulaine (1957), distingue deux grandes divisions des sols dans la plaine du Bas-Chélif :

A. Les sols des bordures des plaines : ces sols sont formés par des associations de sols plus ou moins érodés, qui peuvent évoluer sur du calcaire dur ou tendre, des grès, des marnes ou des croûtes calcaires. Lorsque la roche n'affleure pas à la surface, ce sont des sols généralement calcimagnésiques, le plus souvent rendziniiformes.

B. les sols de la plaine proprement dite : cinq classes ont été décrites : les sols salés, les sols hydromorphes, les vertisols, les sols peu évolués alluviaux et colluviaux et les sols calcimagnésiques. Dans la classe des sols salés, il distingue les Solontchaks inertes avec accumulation des sels en surface ou en profondeur, les Solontchaks vifs (horizon de surface à structure micropolyédrique en pseudo-sables durant l'été) pouvant être parfois hydromorphes, les Solontchaks vifs défloculés (dispersés en surface), les Hyposolontchaks et les Eosolonetz des lunettes érodées.

La carte des sols établie par McDonald et BNEDER (1990), montre l'existence des mêmes types de sols dans la plaine décrite par Boulaine, (1957) (Fig.3.6). Le tableau 3.2 donne la synthèse de la description des sols de la plaine du Bas-Chélif selon la classification adoptée par SOGREAH et l'ANRH, en sept (07) classes.



- 1** : Sols alluviaux évolués des dépôts sableux des lits majeurs desoueds
- 1'** : Fréquemment inondés
- 1''** : Salés par Ruissèlement latéral
- 2** : Sols alluviaux non évolués des dépôts sableux des bourreletsdes oueds.
- 2'** : Peu épais
- 3** : Sols hydromorphes non salés
- 4** : Sols hydromorphes permanents
- 5** : Sols hydromorphes temporaires, à nappes phréatiques nonsalées
- 7** : Sol hydromorphes à inondations temporaires hivernales
- 8** : sols calciques formés carapace calcaire
- 13** : Sols alluviaux complexes à horizon d'accumulation des sulfates
- 13+cla** : sols alluviaux complexes à horizon d'accumulation des sulfates et chlorures
- 13+clb** : Sols alluviaux complexes à horizons d'accumulation des sulfates + chlorures en profondeur (>0,18 %)
- 15** : Sols alluviaux complexes évolués
- 15+cla** : sols alluviaux complexes+ accumulation des chloruresen profondeur (<0,18%)
- 15+clb** : sols alluviaux complexes accumulation des chlorures en profondeur (>0,18%)
- 18+18'** : sols colluviaux provenant des massifs calcaires, penteassez forte
- 19** : sols colluviaux provenant des massifs gréseux et desformations quaternaires anciennes.
- 20** : sols colluviaux et alluviaux provenant des massifs marneuxet argileux
- 21** : Solantchaks lessivés et solonetz par ablation éolienne (solsde dayas des zones salés)
- 22** : Solontchaks vifs
- 22''** : Solontchaks vifs défloclés
- 23** : Solontchaks internes avec plus de 0,18% et moins de de0,5% de chlore en surface
- 24** : Solontchaks internes avec plus de 0,18% de chlore en
- 25** Hyposolontchaks avec 0,07 à 0,18 de Cl en surface +accumulation de Chlore en profondeur
- 26** : Hyposolontchaks avec 0,07 à 0,18 de Cl en surface
- 27'** : Eosolonetz de lunettes érodées
- 28** : sols partiellement décalcifiés à accumulation progressive de calcaire
- 30** : sols particulièrement décalcifiés à accumulation brusquedu calcaire
- 37** : sols dunaires rouges décalcifiés
- 38** : sols dunaires de la bordure nord de l'aurole de la sebkhadde Benziane
- 39** Griffes d'érosion
- 42** : Voie ferrée
- 43** : agglomérations
- 77** : Massif (Dahra, Ouanchariss)
- a** : association des sols carapace calcaire
- D** : Association des sols jeunes formés de grès et marnes
- H** : Association des sols formés sur calcaires tendre
- R** : Routes nationale N°4

Figure 3.6. Carte pédologique du Bas-Chélif (Boulaine 1957)

Tableau 3.2. Synthèse des sols de la plaine du Bas-Chélif selon la classification de SOGREAH et l'ANRH (INSID, 1998)

Type de sol	Caractéristiques
Sols peu évolués	Des sols alluviaux récents et colluviaux, ils comportent les caractéristiques qui permettent de les classer comme sols hydromorphes ou halomorphes.
Les Vertisols	Des sols riches en argiles lourdes gonflantes, ils ont une texture extrêmement fine avec 60% d'argiles, et grumeleuse superposée à structure moyenne polyédrique.
Les sols Calcimagnésiques	Ce sont des sols qui se sont développés sur une roche mère riche en calcaire, et sont caractérisés par un taux élevé en calcaire total et actif ainsi que par un encroûtement calcaire, de concrétions et d'amas de calcaire à une profondeur relativement faible. Ce sont des sols bien drainés, peu profonds, à profonds de texture fine et parfois argileuse.
Les sols iso-humiques	Ces sols sont presque identiques aux sols Calcimagnésiques, mais leurs teneurs en calcaire actif est inférieure dans les horizons superficiels. Ils sont généralement profonds avec des niveaux de concrétions et d'amas calcaire en profondeur ; ils ont une texture moyenne et sont bien drainés.
Les sols hydromorphes	Le facteur essentiel qui caractérise la formation des sols hydromorphes est l'action de la nappe phréatique et la formation des sols à gley et pseudo-gley au niveau des horizons inférieurs.
Les sols halomorphes	C'est la classe des sols la plus répandus au niveau du Bas-Chélif, ces sols sont généralement profonds, avec un mauvais ou parfaits drainage ; ils sont souvent mal structurés en profondeur et comportent une pellicule poudreuse de sels de surface ; ils sont également sodiques avec des niveaux du SAR supérieur à 15%.
Les sols minéraux bruts	Il s'agit des sols à profil A/C, formés au dépend de matériaux apportés par l'eau, ils se rencontrent à proximité des lits d'oueds du Chélif et d'Oued Rhiou. Ce sont des sols d'apport alluvial.

3.5. Les aménagements hydro-agricoles

3.5.1. Le réseau d'irrigation

L'ancien réseau d'irrigation, datant de l'époque coloniale, est à ciel ouvert constitué par des canaux semi-circulaires en béton, il a été rénové mais son efficacité est restée insuffisante (INSID, 1998). Il était muni à 75 % en système gravitaire direct, le reste étant alimenté par gravité depuis des bassins surélevés remplis par pompage (SOGREAH, 1985). Il était composé d'un canal tronc commun de 22 km qui se partagée en deux canaux principaux (CPRG/CPRD) de 65 km :

- **Le canal principal Rive Gauche (CPRG)** qui desserve de la rive gauche de l'oued Chlef, il se

divise en deux autres canaux : Rive Gauche Sud (RGS) qui alimente la partie sud de la rive de l'oued, et Rive Gauche Latérale (RGL) qui alimente la partie latérale de la rive gauche de l'oued parallèlement à l'écoulement de ce dernier.

- **Le canal principal rive droite (CPRD)** desservant la rive droite de l'oued Chlef, partie nord du périmètre, et il se divise en deux canaux principaux qui sont : Rive Droite Latérale (RDL) qui alimente la partie latérale de la rive droite, et Rive Droite Nord (RDN) qui alimente la partie nord de la rive droite.

Actuellement, il existe des problèmes de fonctionnement du réseau du fait de la détérioration des canaux d'irrigation. En effet, la carte établie par Bradai *et al.* (2012), illustre bien ces endommagements sur le réseau (Fig.3.7). Les dégâts sont enregistrés sur différents endroits dans le réseau et il existe même des canaux qui ont parfois entièrement disparu comme le canal qui alimentait le réseau à partir du barrage de Boukadir en amont. Les dommages les plus marqués sont ceux du sous périmètre d'El-Hmadna (Bradai, 2017).

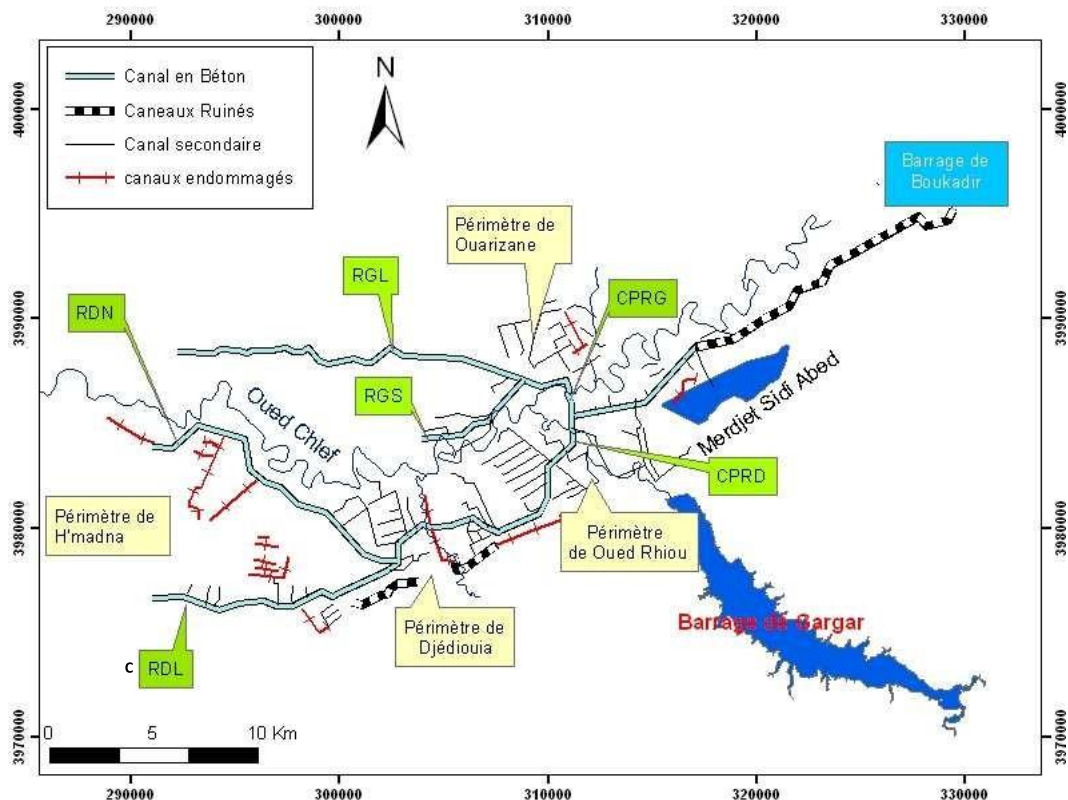


Figure 3.7. Etat du réseau d'irrigation du périmètre du Bas-Chélif (Bradai *et al.*, 2012)

3.5.2. Le réseau de drainage

Le réseau de drainage du Bas-Chélif est constitué par des fosses superficielles qui

permettent le maintien de l'équilibre hydrologique et d'éviter l'hydromorphie des sols lourds caractérisés par une faible infiltrabilité (Douaoui, 2005). Les fosses à ciel ouvert de drainage qui existent dans le périmètre dans la rive droite de l'oued Chlef sont généralement correctement implantées et suffisamment dimensionnées pour permettre l'écoulement des eaux de surface, alors que ceux de la rive gauche, leurs sections est insuffisantes (SOGREAH, 1985 ; Ouled Chikh, 2007). Alors que, le drainage à la parcelle n'est pratiquement pas réalisé, exception faite pour la partie Nord-est du périmètre où des fossés assez uniformes peuvent être rencontrés. En 1990, un projet de réseau souterrain a été réalisé en particulier dans le sous-périmètre d'Ouarizane, les drains sont mal entretenus voire même abandonnés ou parfois utilisés comme des bassins de stockage d'eau pour l'irrigation.

3.6. Impacts de la gestion hydro-agricole sur la qualité des sols

La salinité des sols est présente dans la plupart des périmètres d'irrigation à travers tout le monde sous l'effet conjugué d'une mauvaise qualité des eaux d'irrigation, de l'aridité du climat et d'un drainage insuffisant du sol (Marlet et *al.*, 2005). En Effet, ces trois facteurs sont présents dans la plaine du Bas-Chélif qui se distingue par la présence de nombreux sols salés (Douaoui et *al.* 2004 ; Douaoui, 2005). Cette salinité détermine les états de surface des sols soit par accumulation des sels à la surface soit par son intervention sur la qualité des sols et la végétation (Douaoui, 2005).

Douaoui et Lipinard (2010), ont établi la carte de la salinité des couches de surface des sols de la plaine sur un échantillonnage effectué en 2006. Cette carte, réalisée par assemblage entre SIG et télédétection, a donné des résultats satisfaisants dans la précision selon la même étude (Fig.3.8). Ainsi, cette étude montre que 12,02 % (6 393 ha) seulement sont des sols non salés (Tab. 3.3), ce qui reste d'une superficie totale qui dépasse les 53000 ha de l'étude sont des sols salés répartis comme suit : sols modérément salins 35,89 % ; sols fortement salins 37,01 % ; sols très fortement salins 15,07%.

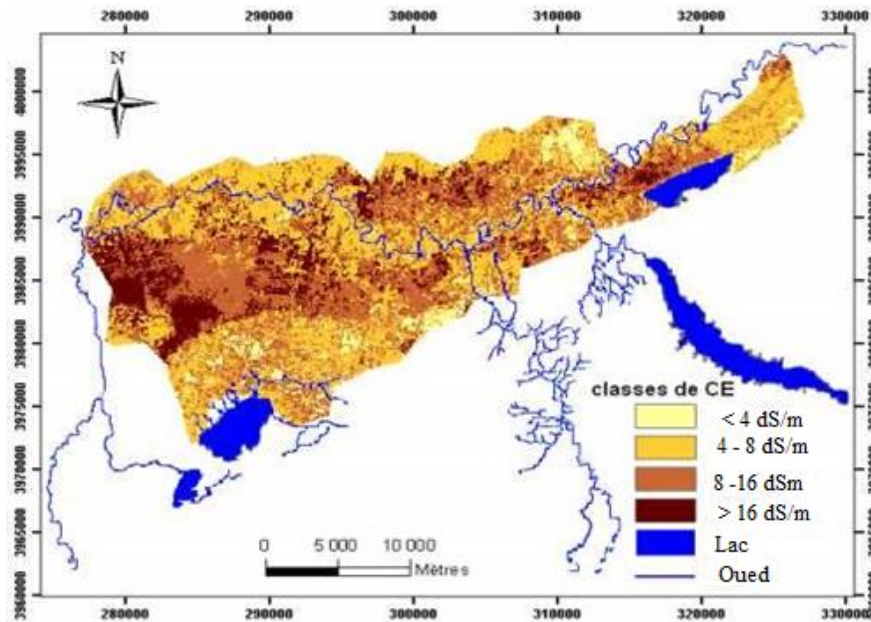


Figure 3.8. Carte de la salinité des sols de la plaine du Bas-Chélif en 2006 établie par télédétection (Douaoui et Lipinard, 2010)

Tableau 3.3. Répartition des superficies des classes de salinité des sols de la plaine du Bas-Chélif estimées par télédétection (Douaoui et Lipinard, 2010)

Sols	Classe CE (dS/m)				Total
	<4 Non salin	4-8 Modérément salin	8-16 Fortement salin	>16 Hyper salin	
Superficie (ha)	6393	19082	19681	8013	53169
Pourcentage (%)	12,02	35,89	37,01	15,07	100

Des études similaires à cette étude ont malheureusement détecté une augmentation de la salinité des sols. Cette expansion est la conséquence directe de l'irrigation par les eaux souterraines souvent chargées en sels, le mauvais drainage et l'aridité du climat (Douaoui et Hartani, 2007 ; Douaoui et Lipinard, 2010 ; Bradai *et al.*, 2011 ; Yahiaoui *et al.*, 2015).

3.7. Conclusion

La situation de la plaine du Bas-Chélif dans le Nord-ouest de l'Algérie lui offre un climat particulier avec une faible pluviométrie annuelle et une évapotranspiration très élevée. Dans ces conditions, le recourt à l'irrigation est nécessaire pour la survie de l'agriculture.

L'irrigation se trouve confrontée à des énormes difficultés dans la plaine du Bas-Chélif. Ces difficultés sont liées d'une part à la mobilisation et la gestion des eaux d'irrigation et, d'autre part, à la vétusté des réseaux d'irrigation et de drainage. Cet état a appuyé la vulnérabilité des sols au risque de la salinisation.

Chapitre IV : Etude spatiale de la zone d'étude

4.1. Introduction

La caractérisation hydrodynamique in situ des sols constitue une étape essentielle pour étudier les transferts hydriques dans le sol, et dans le souci d'une agriculture durable, il est nécessaire de pouvoir analyser, comprendre, prévenir et par conséquent gérer l'évolution des sols (Zeraoui, 1992). La plaine du Bas-Chélif est située au Nord-ouest de l'Algérie, caractérisée par un climat semi-aride et une forte évapotranspiration (INRAA, 2022), le recours à l'irrigation de la majorité des cultures est indispensable. La connaissance de l'infiltration et du niveau de salinité du sol peut permettre une bonne gestion des terres agricoles à travers la maîtrise de l'irrigation, le drainage, le choix de la culture, l'amélioration de la productivité agricole et contribuer à la durabilité de l'agriculture dans cette zone. L'objectif de ce chapitre est de caractériser la totalité des sols de la zone d'étude, d'évaluer et de cartographier la perméabilité du sol et le niveau actuel de la salinité de cette zone. Cet objectif est basé sur la mesure de l'infiltration in situ du sol par un infiltromètre à disque, l'échantillonnage du sol et analyses au laboratoire, le traitement statistiques des données, et enfin la cartographie de la perméabilité et le niveau de la salinité du sol.

4.2 Présentation de la zone d'étude

La zone d'étude d'une superficie de 24 hectares fait partie de la station expérimentale de l'institut national de la recherche agronomique d'Algérie à El-Hmadna (INRAA El-Hmadna). La station de l'INRAA El-Hmadna est implantée dans un vaste étendu de la plaine du Bas-Chélif. Cette plaine est située au Nord-ouest de l'Algérie (Fig. 4.1).

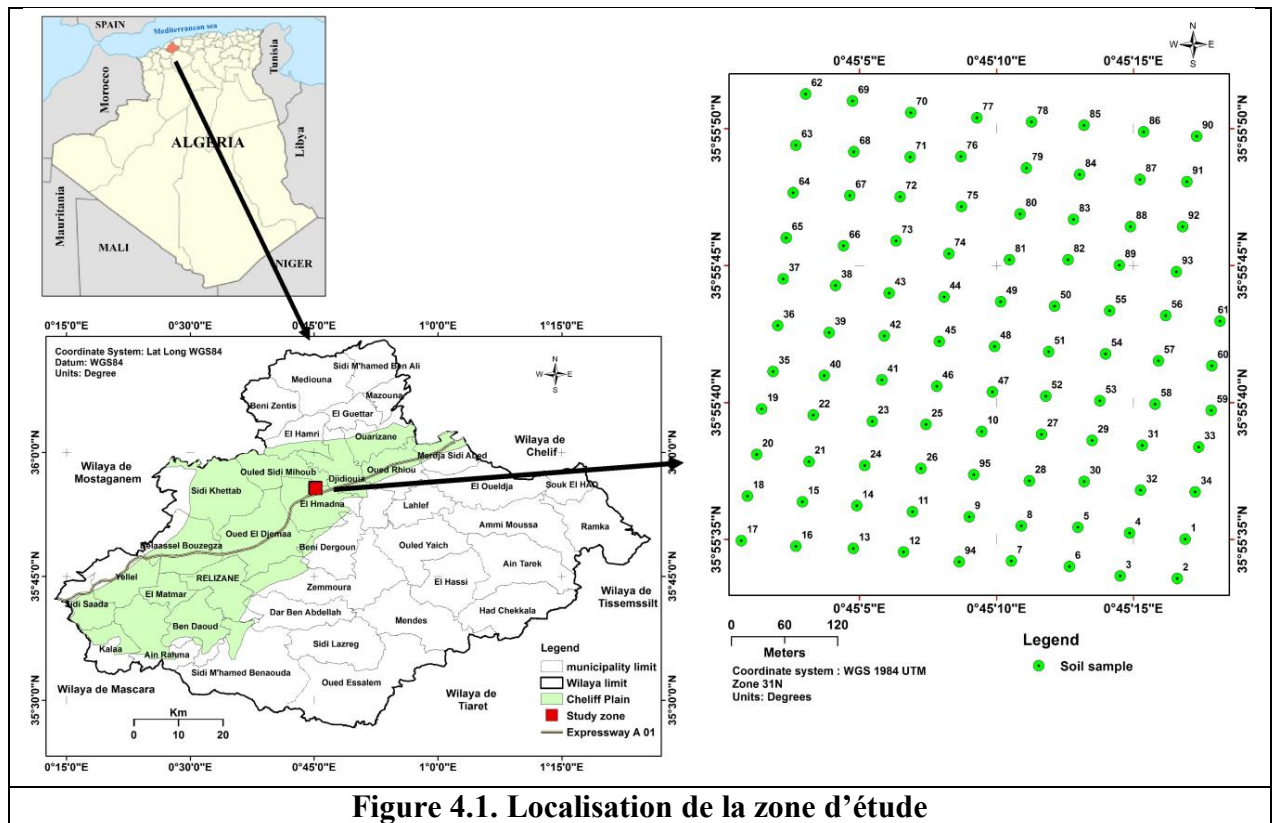


Figure 4.1. Localisation de la zone d'étude

Cette zone a connu une dynamique variable de l'occupation du sol et du choix des cultures liée directement aux facteurs climatiques, la disponibilité de l'eau, la salinité des sols ainsi que l'évolution des contextes de la recherche agronomiques. Les cultures pratiquées sont essentiellement des céréales. Pendant la période de l'expérimentation (2016-2018), la zone est occupée par les différents types de végétation naturelle (Sol en jachère) (Fig. 4.2) et les principales espèces végétales observées au sommet de la partie Sud-ouest sont l'*Atriplex halimus*, la *Salsola sp.* et la *Sueda fructosa*, espèces indicatrices de la salinité des sols.

*Atriplex halimus**Salsola sp.**Sueda fructosa*

Figure 4.2. Occupation du sol de la zone expérimentale

4.3 L'infiltromètre à disque, description et exploitation

4.3.1 Historique

De nombreuses études expérimentales concernant l'infiltration multidirectionnelle ont été effectuées au long de ces dernières années. Dans ce contexte, les techniques d'infiltrométrie à disque ont été développées, notamment pour estimer in situ, les propriétés hydrodynamiques du sol. Les premiers équipements de surface employés pour faire des mesures d'infiltrations in situ ont été fondés sur l'infiltromètre de type Müntz.

Dirksen (1975), à la suite des travaux de Smiles et Harvey (1973), développa un système permettant d'effectuer des mesures sous conditions de succion. Son dispositif est montré dans la figure 4.3. L'eau provenant d'un réservoir de Mariotte (type burette) est fournie au sol à travers une plaque céramique poreuse. La pression d'eau, communiquée au niveau de l'interface plaque-sol, exprimée en hauteur colonne d'eau, par rapport à la propriété hydrodynamique, est :

$$h_1 = h_z - h_{r1} - h_{r2} \quad (4.1)$$

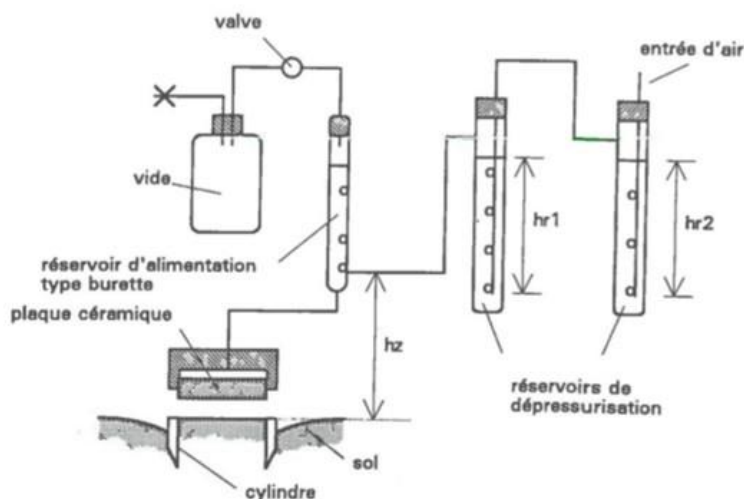


Figure 4.3. Représentation schématique de l'infiltromètre de Dirksen (1975)

Malgré les éléments nouveaux et assez attractifs introduits par ce dispositif, il lui manquait une certaine facilité et rapidité d'emploi au terrain. Clothier et White (1981) ont présenté un dispositif différent tout en gardant les principes de celui proposé par Dirksen. Ce nouveau système, appelé infiltromètre à tube, de conception plus simple que le précédent, est schématisé dans la figure 4.4.

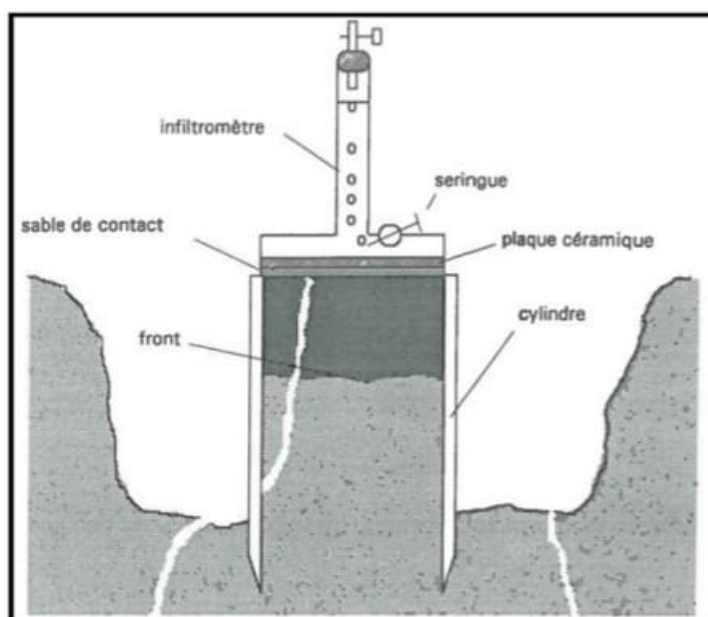


Figure 4.4. L'infiltromètre de Clothier et White (1981)

Perroux et White (1988) proposent des modifications qui vont conduire à l'infiltromètre à disque (Fig. 4.5). Le changement qui a contribué grandement à la versatilité de l'infiltromètre est l'adoption d'une membrane en nylon perméable à la place de la plaque poreuse en céramique. Cette membrane est tendue et fixée à l'aide d'une bande en caoutchouc sur l'embase

constituée par le disque. Ce disque présente une grille en acier sur laquelle la membrane repose de façon à ne pas se déformer. Ainsi, une fois saturée, la membrane assure la transmission de la pression de l'eau au sol. Avec ce système, il est possible d'atteindre facilement des succions de $h_0 = -25$ cm ou même plus.

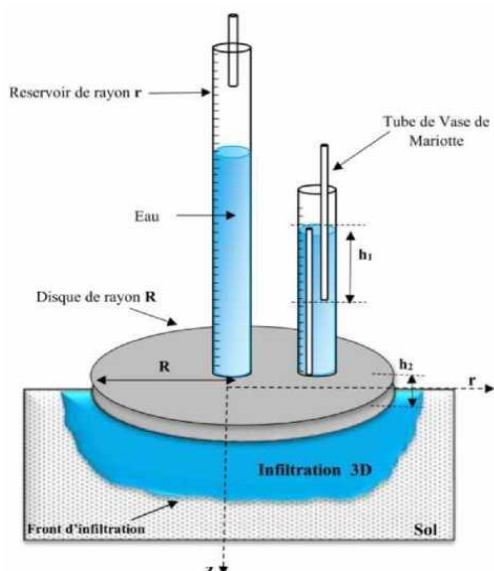


Figure 4.5. L'infiltromètre à disque de Perroux et White (1988)

4.3.2 Description de l'infiltromètre à disque à charge négative

Afin de donner une idée de l'intérêt de l'infiltromètre à disque et de justifier du choix de son utilisation dans nos expériences, il convient maintenant de décrire l'appareil et son fonctionnement avant d'indiquer les usages qui lui sont habituellement réservés.

Nous avons utilisé un infiltromètre à disque pour la mesure in situ de l'infiltration, tel que celui présenté par la figure 4.6. Cet infiltromètre présente un réservoir principal dont le diamètre intérieur est de 4,45 cm et un disque de 20 cm de diamètre.

Cette taille de disque est compatible avec les dimensions du modèle physique et avec les caractéristiques hydrodynamiques du sol, comme nous allons le montrer dans la suite du travail. Les infiltromètres à disque sont des appareils de terrain qui permettent d'obtenir des mesures globales (toutes directions ; x, y, z) de la conductivité hydraulique. La gamme de potentiel qui peut être explorée se situe entre -25 et 0 cm de hauteur colonne d'eau, soit entre -2,5 et 0 kPa. Le potentiel de l'eau h_0 (succion) à l'interface disque/sol est déterminé et contrôlé par l'utilisateur.



Figure 4.6. Infiltromètre à disque (photo Fettouch D.)

L'infiltromètre à disque est un appareil qui permet de contrôler la quantité d'eau infiltrée dans un sol sous une succion imposée à ce dernier. Comme le montre la figure 4.7, l'infiltromètre à disque ou à succion est constitué de trois parties :

- Un réservoir principal gradué, qui se vide en fonction du flux d'eau s'écoulant dans le sol ;
- Un réservoir secondaire appelé vase de Mariotte (VM) qui contrôle la tension à la surface du sol ;
- Un disque d'infiltration, qui établit la continuité hydraulique avec le sol.

L'appareil est constitué d'un disque creux muni d'une membrane(E) à sa base en contact avec le sol. Le disque est alimenté en eau par un réservoir gradué, amovible et fermé à sa partie supérieure par une pince de Mohr. L'entrée de l'air dans le réservoir d'alimentation se fait par un tube (CD) relié à un vase de Mariotte (VM) permettant de régler le potentiel de l'eau au niveau de la surface du sol. La pression imposée à la surface du sol est assurée par le vase de Mariotte suivant le schéma de Perroux et White(1988) (Alric R., 2006, Eijkelkamp, 2010).

L'air entre en A par le tube capillaire AB à la pression atmosphérique p_A et ressort en B à la pression p_B . Il transite ensuite à travers le tube capillaire CD d'où il ressort en D à la pression p_D . Les bulles d'air formées à la base du tube AB remontent dans le vase de Mariotte et rejoignent le volume d'air contenu dans celui-ci. Compte tenu de la charge hydrostatique H_1 (en cm) existant entre la base du tube AB et la surface de l'eau contenue dans le vase de Mariotte. Les pressions en A et B, d'une part, en C et D, d'autre part étant identiques (on néglige

la masse volumique de l'air devant celle de l'eau), un calcul simple permet d'exprimer la pression de l'eau p_E à la sortie du disque de l'infiltromètre en E :

$$p_E = p_A + \rho_w g (H_2 - H_1)$$

$$p_A = p_B \text{ et } p_C = p_D.$$

$$\text{De plus } p_B = p_C + \rho_w \cdot g \cdot H_1 \text{ et } p_E = p_D + \rho_w \cdot g \cdot H_2 \text{ avec } H_2 = DE.$$

Avec :

h_0 : Pression (ou potentiel) imposé en surface du sol, $h_0 = H_2 - H_1$.

p_A = Pression de l'air, l'air entre en A à la pression atmosphérique.

Soit, si l'on exprime les pressions en unité de hauteur de colonne d'eau, On obtient ainsi à la base du disque une succion h_0 exprimée en hauteur d'eau est donc négative si H_1 est supérieure à H_2 . L'expression de cette succion h_0 est égale à $(H_2 - H_1)$ corrigée des pressions capillaires à la sortie des tubes AB et CD. Cette correction qui dépend du diamètre de ces tubes est de l'ordre de 5 à 10 mm. Ainsi la valeur obtenue au laboratoire pour la somme de la correction et de la hauteur H_2 est de 4 cm (facteur d'étalonnage). Dans ces conditions, nous obtenons :

$$h_0 = -H_1 + 4 \quad (4.2)$$

Dans la pratique, on peut régler la hauteur H_1 correspondant à la pression au niveau de la surface du sol $h_0 = 0$ cm, donc il faut glisser le tube AB du vase de Mariotte vers le bas, de sorte que son extrémité inférieure soit à 4 cm sous le niveau d'eau dans le vase de Mariotte. Cela signifie que la première expérience d'infiltrométrie se fait avec un potentiel h_0 égal 0 cm à la surface du sol.

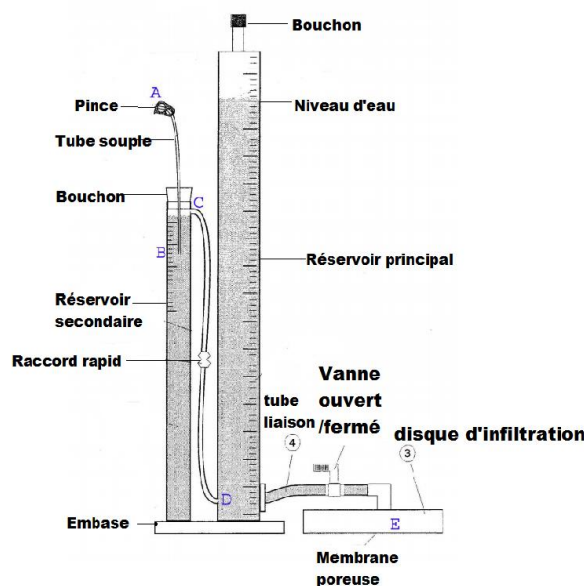


Figure 4.7. Infiltromètre à disque

Le choix de l'infiltromètre à disque résulte de sa capacité à réaliser des infiltrations sous un potentiel négatif maintenu constant (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, en vue d'une caractérisation hydrodynamique des sols étudiés. Les processus de l'infiltration sont la succion exercée sur l'eau par les forces capillaires du sol et la gravité (Hachimi et Maslouhi, 2015). De plus, l'infiltromètre permet de choisir un potentiel d'infiltration avec une bonne précision (± 1 mm).

En faisant référence à la théorie capillaire, on peut relier, via la loi de Jurin, le potentiel de l'eau h à un diamètre maximal équivalent de pore $d_{\text{éq}}$ [L] pouvant être mis en jeu à un potentiel de l'eau donné. On parle de diamètre équivalent car on assimile les pores à des capillaires parfaitement cylindriques. Si h et $d_{\text{éq}}$ sont exprimés en cm, la loi de Jurin s'écrit :

$$d_{\text{éq}} = \frac{0.3}{h} \quad (4.3)$$

Par exemple, pour un potentiel de -1 cm de hauteur colonne d'eau, le diamètre maximal des pores mis en jeu est de 3 mm. L'utilisation d'une gamme de potentiel de l'eau entre -25 et 0 cm correspond à un spectre de pores de diamètre équivalent supérieur ou égal à 0,12 mm (Schneider, 2010).

4.4 Méthodes d'expérimentations

La campagne de mesure in situ de l'infiltration et de l'échantillonnage a été réalisée durant la période de novembre 2016 à février 2017 (saison relativement humide). À l'aide d'un système de positionnement global Garmin (GPS) et avec un pas de 50m selon l'axe des X et des Y, nous avons déterminé les 95 points de mesure in situ de l'infiltration et de l'échantillonnage sur une superficie de 24 hectares (Fig. 4.8).

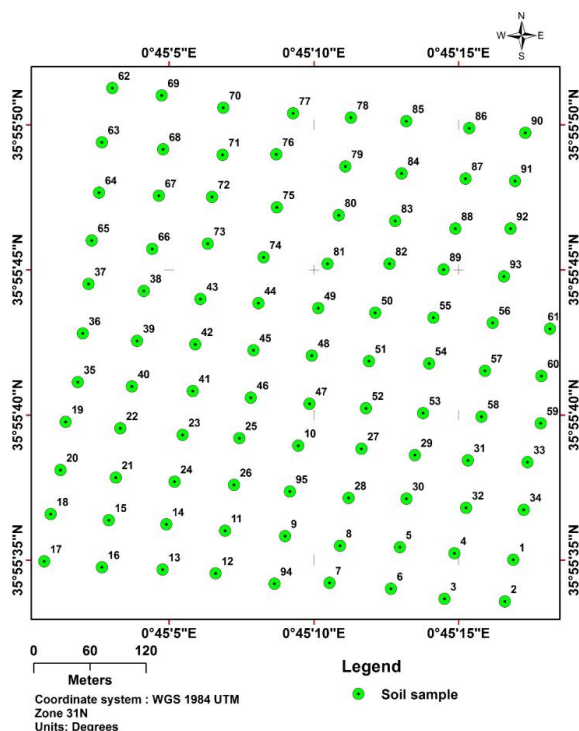


Figure 4.8. Localisation des points de mesure in situ et de l'échantillonnage

4.4.1 Mesure de l'infiltration du sol

La fiabilité de la mesure repose en grande partie sur la qualité du contact entre le sol et la membrane (disque). Lors de la mesure, il est nécessaire de s'assurer d'un contact parfait entre le disque et la surface du sol afin d'éviter les porches d'air. On prépare préalablement le terrain en mettant le sol à nu sur toute la surface où l'appareil sera posé. Elle se fait en enlevant les 2 ou 3 premiers centimètres de sols (croûte sèche) sur un diamètre d'environ 40 cm, à l'aide d'un couteau à lame large ou d'une petite truelle (Alric, 2006 ; Eijkelkamp, 2010). La surface du sol étant rarement plane et horizontale, on élimine ses aspérités en plaçant une couche de sable fin de quelques millimètres entre le sol et la membrane. On procède en étalant soigneusement le sable dans la rugosité du sol, à l'intérieur d'un anneau posé à la surface du sol de même diamètre intérieur que celui du disque. Cette pellicule ne doit pas dépasser la surface de la membrane afin d'éviter que le rayon pris en compte pour calculer le flux d'eau entrant dans le sol ne soit différent de celui de la membrane. Lorsque la surface d'infiltration comporte des ouvertures de macropores, on a utilisé un sable légèrement mouillé dont la cohésion évitera qu'il ne tombe à l'intérieur des macropores et ne crée ainsi un effet de mèche lors de l'infiltration. Il est aussi judicieux de se protéger des effets du vent, celui-ci pouvant ébranler l'appareil et décoller brusquement le disque de la surface d'infiltration (Coquet et *al.*, 2000 ; Eijkelkamp, 2010).

Après préparation de la surface d'infiltration, le niveau initial du réservoir d'alimentation

est noté et l'infiltromètre est posé au temps $t=0$ sur la surface préparée. Le niveau de l'eau dans le réservoir d'alimentation est alors lu à intervalles de temps croissants, car le flux d'infiltration diminue généralement au cours du temps (mais de façon variable selon les types de sol). Les pas de temps sont contrôlés par un chronomètre. Pour obtenir une estimation du flux en régime permanent, il est nécessaire de poursuivre l'infiltration pendant un temps suffisamment long, variable selon le type de sol et son état hydrique, jusqu'à ce que le flux mesuré soit stable et constant au cours du temps.

Cependant pour avoir une bonne infiltration, on a respecté certaines normes :

- Un nettoyage du sable qui pourrait encore se trouver autour de la base du disque d'infiltration en place,
- Avant l'opération, le disque et la membrane doivent être saturés dans l'eau. Cette saturation permet de chasser l'air au niveau des pores.

L'expérimentation sur le terrain s'effectue de la manière suivante :

- L'infiltration doit commencer dès que le disque est installé sur son emplacement.
- Le niveau initial de l'eau dans le réservoir principal, la profondeur du plongeur dans le vase de Mariotte puis la hauteur entre l'entrée du tube capillaire dans le réservoir et la base du disque posé au sol, doivent être notés avant le démarrage des mesures.
- Enlèvement des pinces au niveau du tuyau reliant le réservoir au disque et au niveau du plongeur dont on a mesuré la profondeur.
- Une exécution des mesures en allant des succions ou potentiels hauts vers les potentiels bas, par exemple dans notre cas on a choisi les potentiels 0 et -1 cm.

Compte tenu de la méthode utilisée pour le traitement des données (régime permanent). Il est nécessaire d'atteindre un régime d'infiltration permanent. Ce régime est atteint dès l'apparition dans les mesures d'intervalles de temps réguliers. Le temps nécessaire pour obtenir un état d'équilibre dans les mesures d'infiltration non confinées, et dépend de la teneur initiale en eau du sol (état d'humidité initiale) et des propriétés physiques et hydrauliques du sol. Dans notre étude, les données sont collectées et les taux d'équilibres sont atteints avec des temps de mesure moyenne variant de 20 à 35 minutes pour un seul potentiel dans la plupart des conditions.

Le niveau de l'eau contenue dans le réservoir peut être lu directement sur la règle graduée collée sur ce réservoir. Pour chaque essai, on fixe une valeur de la pression h_0 et, au

cours de l'infiltration, on note le dénivèlement de l'eau dans le réservoir et à fur et à mesure que le niveau d'eau baisse dans le réservoir, on enregistre la hauteur d'eau (Δz) au temps spécifique afin de calculer l'infiltration I [cm] en fonction du temps, exprimé en heure.

4.4.2 Calcul de la conductivité hydraulique

Nous avons appliqué la méthode multi-potentielle en régime permanent pour déterminer la conductivité hydraulique du sol (Wooding, 1968 ; Ankeny et *al.*, 1991 ; Reynolds et Elrick, 1991, Eijkelkamp, 2010). La détermination de la conductivité hydraulique à partir de la solution de Wooding suppose la résolution d'un système de deux équations à deux inconnues (Vandervaere, 1995 ; Eijkelkamp, 2010). Dans le cas de la méthode multi-potentielle, l'opération est répétée au même endroit pour chaque potentiel dans l'ordre décroissant. Cette méthode permet de coupler les flux obtenus en un même point à différents potentiels pour pallier au problème de variabilité spatiale et aussi résoudre l'équation (2.17) où la conductivité hydraulique à saturation K_s et le coefficient α sont les inconnues de cette équation. Cette méthode est adéquate lorsque le profil vertical du sol ne présente pas une hétérogénéité poussée. Elle est appliquée sur notre site pour la détermination du transfert d'eau de 20 à 25 cm de profondeur sur 95 points dans lesquelles deux mesures aux pressions (0) et (-1) cm sont effectuées au niveau de chaque point.

Avec l'infiltromètre à disque, on mesure le volume d'eau (Q) pénétrant dans le sol par unité de temps à travers la membrane poreuse à un minimum de deux tensions h_1 et h_2 .

(2.17) s'applique uniquement pour $h \leq 0$, où K_s est la conductivité hydraulique saturée (cm h^{-1}). Nous faisons alors des mesures de débit Q pour deux potentiels imposés au niveau de la surface du sol h_1 et h_2 , on obtient un système de deux équations $Q = f(h)$ à deux inconnues K_s et α . Pour un sol non saturé, et en remplaçant K dans l'équation (4.4) par $K_s \exp(\alpha h)$, et après substitution de h_1 et h_2 , respectivement pour h dans l'équation combinée on obtient :

$$q(h_1) = \pi R^2 K_s \exp(\alpha h_1) \left[1 + \frac{4}{\pi R \alpha} \right] \quad (4.4)$$

$$q(h_2) = \pi R^2 K_s \exp(\alpha h_2) \left[1 + \frac{4}{\pi R \alpha} \right] \quad (4.5)$$

Avec :

π : constant égal à 3,14.

R : rayon du disque (cm).

Où q est le volume d'eau entrant dans le sol par unité de temps ($\text{cm}^3 \text{h}^{-1}$), K (cm h^{-1}) est la conductivité hydraulique, h (cm) est le potentiel matriciel ou la tension à la source.

En divisant (4.4) par (4.5) et en résolvant pour α , on obtient :

$$\alpha = \frac{\ln[q(h_2)/q(h_1)]}{h_2 - h_1} \quad (4.6)$$

Comme $q(h_1)$ et $q(h_2)$ sont mesurés et que h_1 et h_2 sont connus, α peut être calculé directement à partir de l'équation (4.6), on peut maintenant calculer K_s à partir de l'équation (4.4) ou (4.5).

Les potentiels d'infiltration ont été choisis de façon à ce que l'infiltromètre se vide dans une période de temps convenable, ni trop courte, afin que le temps d'acquisition des mesures soit négligeable par rapport au processus d'infiltration, ni trop longue, afin que l'expérience puisse se dérouler dans la journée (Schneider, 2010). En raison de la faible conductivité hydraulique du sol et lorsque la conductivité hydraulique varie vite avec la pression h_0 , on s'est placé à des potentiels proches de la saturation (0 et -1 cm), pour infiltrer un maximum d'eau, et avoir un bulbe suffisamment développé pour que les mesures soient sensibles à son évolution. A ce niveau, nous n'avons pas effectué de mesures avec des potentiels au-delà de $h_0 = -1$ cm.

La variation de α en fonction de h_0 est due au fait que cette grandeur représente l'importance relative des forces capillaires par rapport aux forces gravitaires pour un sol donné, à un potentiel donné. Or, l'augmentation de h_0 implique que des pores de plus en plus grands sont hydrauliquement fonctionnels (Taslma et Parlange, 1972). Ainsi, Vandervaere (1995) a montré qu'il était préférable de procéder par des Δh petits lorsque la conductivité K varie vite avec la pression h_0 , afin de minimiser l'erreur sur K liée à l'erreur sur α (Alric, 2006).

4.4.3 Mesure de l'infiltration cumulative

L'infiltration cumulative $I(t)$ est déterminée à partir des changements temporels de la hauteur Δz de l'eau dans le réservoir gradué de rayon r et de la surface de disque du rayon R ,

comme :

$$I(t) = \frac{V_{eau}}{A_{disque}} = \frac{\Delta z A_{réservoir}}{A_{disque}} = \frac{\Delta z r^2}{R^2} \quad (4.7)$$

Avec : A : Section (L^2).

4.4.4 Echantillonnage et analyse du sol

L'échantillonnage a été réalisé durant le mois de février 2017. Le prélèvement des échantillons de sol a été effectué sur une superficie de 24 hectares à l'aide d'une tarière manuelle, et avec un pas de 50 m selon l'axe des X et des Y dans les vingt à vingt-cinq premiers centimètres de la couche superficielle du sol (20-25 cm de profondeur). Les 95 échantillons ont été séchés à la température ambiante au laboratoire (20 à 30°C), broyés, et tamisés à l'aide d'un tamis à maille ronde de 2 mm. Les échantillons de terre fine ont été conditionnés dans des

sachets plastiques pour des analyses physico-chimiques. Les paramètres étudiés concernent la granulométrie, le pH, et la conductivité électrique de l'extrait de la pâte saturée. Les différentes analyses sont effectuées au laboratoire de l'institut national de la recherche agronomique d'El-Hmadna (INRAA El-Hmadna).

4.4.4.1 Analyse granulométrique

Nous avons effectué l'analyse granulométrique à l'aide de la méthode de la pipette de Robinson, suivant la méthode normalisée AFNOR NF X31-107. Elle donne la répartition des particules minérales du sol, selon leurs tailles (sable, limon, argile) et permet de déterminer la texture du sol. La classification de la texture des sols a été faite suivant le triangle de texture de l'USDA (Fig.1.2).

4.4.4.2 Mesure de la densité apparente du sol

La densité apparente a été mesurée par la méthode du cylindre. La méthode consiste à prélever un échantillon de sol à l'aide d'un cylindre d'acier biseauté dont le volume est connu avec précision, suivant la méthode normalisée AFNOR NF X31-501. Le sol prélevé est placé dans un sachet hermétique, ramené au laboratoire, pesé, puis séché en étuve à 105 °C durant 24 heures afin d'évaporer toute l'eau présente, et pesé à nouveau. Ainsi, la densité apparente a été calculée à partir de la masse d'échantillon recueilli sur le volume connu du cylindre d'échantillonnage, en utilisant la formule suivante :

$$da = m_s/V_t \quad (4.8)$$

4.4.4.3 Mesure de la teneur en eau dans le sol

Nous avons mesuré la teneur en eau du sol à l'état initial θ_i (au jour de la mesure in situ de l'infiltration) et à l'état de saturation (θ_s), par la méthode gravimétrique. Cette méthode consiste à peser l'échantillon dans son état frais (masse humide) et ensuite, dans son état sec (masse sèche) après passage à l'étuve (Musy et Soutter, 1991). La teneur en eau massique w , est donnée par la formule suivante :

$$w = \frac{M_h - M_s}{M_s} \quad (4.9)$$

Avec, M_h et M_s sont respectivement masse humide et sèche. La teneur en eau volumique θ est calculée par la relation :

$$\theta = \frac{\rho_d}{\rho_e} w \quad (4.10)$$

Avec, ρ_e [M.L⁻³] la masse volumique de l'eau et ρ_d [M.L⁻³] la masse volumique sèche.

4.4.4.4 Mesure de pH et de la CE du sol

Le pHeau a été déterminé suivant la norme internationale NF ISO 10390. La CE a été effectuée par la méthode de l'extrait de la pâte saturé suivant la norme internationale NF ISO 11265. Les résultats d'analyses de sol ont été comparés à des valeurs seuils, à des normes de références ou à des résultats de travaux antérieurs.

4.5 Analyses des résultats

4.5.1 Analyses statistiques

Nous avons procédé à des analyses statistiques univariées et bivariées des paramètres de mesures et des échantillons du sol ont été effectués à l'aide du logiciel IBM SPSS (Statistical Package for the Social Sciences) Base 22.0 avec Excel Microsoft office 2010.

4.5.1.1 Analyses statistiques univariées

En statistique classique, il est possible de décrire la variabilité spatiale d'une propriété mesurée en un grand nombre de points dans un espace à partir de descripteurs tels que le minimum, maximum, moyenne, écart-type et coefficient de variation (rapport de l'écart-type à la moyenne), puis d'évaluer la normalité de la distribution à partir des indicateurs (Gascuel-odoux, 1987). Le CV est souvent utilisé pour comparer l'intensité de la variation des propriétés des sols. Warrick et Nielson (1980) ont proposé un regroupement des propriétés des sols pour décrire la variabilité spatiale à partir d'un coefficient de variation (CV). Les regroupements de propriétés proposés sont empiriques. Cependant, ils donnent une échelle de comparaison très intéressante (Tab. 4.1).

Tableau 4.1. Classification de la variabilité des sols
Selon le CV (Warrick et Nilson, 1980)

Classe	CV (%)
Variations moins importante (Faible)	< 10
Variations intermédiaire	10- 100
Variations plus importante	> 100

4.5.1.2 Analyses statistiques bivariées

Pour les analyses statistiques bivariées, nous avons utilisés le coefficient de Pearson. Le coefficient de Pearson est un indice reflétant une relation linéaire entre deux variables continues. Ce coefficient de corrélation varie entre -1 et +1, 0 reflétant une relation nulle entre les deux variables, une valeur négative (corrélacion négative) signifiant que lorsqu'une des

variables augmente, l'autre diminue ; tandis qu'une valeur positive (corrélation positive) indique que les deux variables varient ensemble dans le même sens.

Pour la corrélation, nous n'avons pas à effectuer de calcul particulier pour connaître la taille d'effet. Nous regardons seulement la valeur du coefficient et nous l'interprétons selon les balises de Cohen (1988) :

Autour de $r = 0,30$ et moins	Faible corrélation
Autour de $r = 0,50$	Corrélation moyenne
Autour de $r = 0,70$ et plus	Forte corrélation

4.5.2 Analyse spatiale

Pour la prédiction spatiale et la cartographie des paramètres du sol, nous avons utilisé la méthode d'interpolation spatiale de krigeage ordinaire (KO) à l'aide du logiciel ArcGis version 10.3. Cette méthode qui consiste à interpoler les résultats de données prises systématiquement et représentant la distribution de différents paramètres du sol (niveau de salinité, distribution de la fraction fine et la perméabilité) (Walter, 1990 ; Burrough et Mc Donnell, 1998 ; Bradai, 2017 ; Berkane et *al.*, 2021).

4.6 Résultats et discussions

4.6.1 Distribution spatiale de la granulométrie du sol

La distribution granulométrique des particules du sol selon le triangle des textures de l'USDA, montre que les textures argileuses et argilo-limoneuse occupe respectivement 63,73 et 13,56% de la superficie de la zone d'étude (Fig. 4.9). La fraction argileuse varie de 4,0 à 72,0% avec une moyenne de 44,0% et la teneur en limon varie de 16,0 à 72,0% avec une moyenne de 32,4% (Tab. 4.2). Avec une teneur moyenne en argile et limon de 76,4 %, il existe un potentiel de colmatage de la porosité, ce qui pourrait réduire la perméabilité à l'eau du sol (Mathieu et Pieltain, 1998 ; Pousset, 2017).

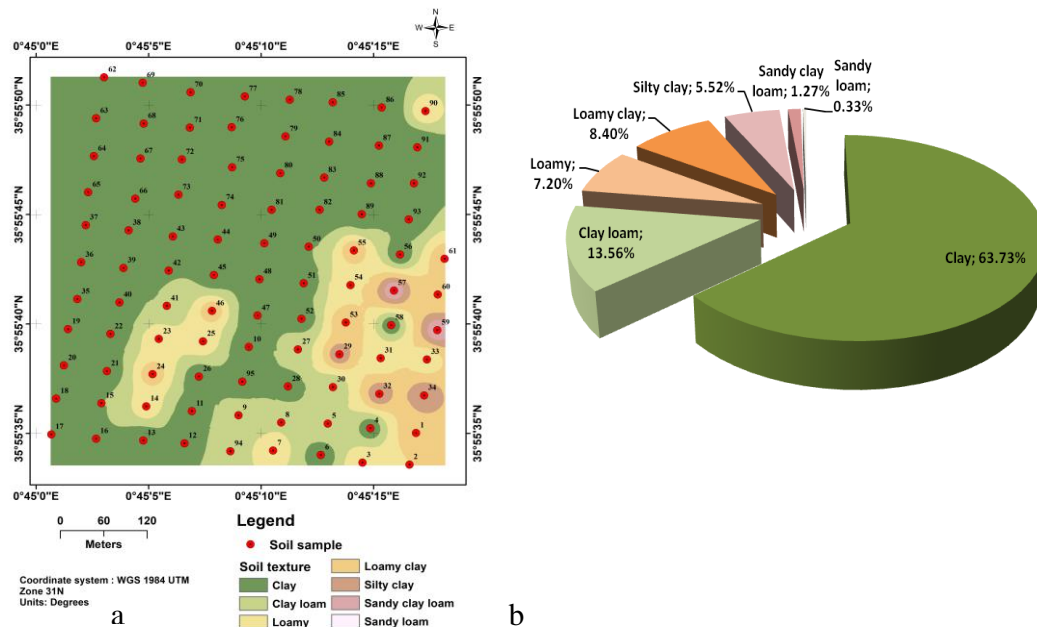


Figure 4.9. Texture du sol dans la zone expérimentale : (a) répartition spatiale des classes de texture du sol et (b) répartition en pourcentage de la texture du sol

Les autres indicateurs de qualité des sols montrent que la zone d'étude est divisée en trois lots en fonction de l'évaluation du coefficient de variation (Tab. 4.2). La méthode de Warrick et Nielson (1980) a été utilisée (Tab. 4.1), basée sur un modèle empirique attribuant une grande échelle de comparaison (Gagnon, 1996).

Le premier lot avec un CV < 10 % couvre les indicateurs suivants : pH et densité apparente. Le deuxième lot avec un CV compris entre 15 et 100 % comprend le contenu en eau initial et à saturation, la conductivité hydraulique et les particules de la texture du sol (argile, limon et sable). Le troisième groupe avec un CV > 100%, concerne uniquement la CE qui varie de 0,23 à 22,40 dS m⁻¹ et se présente comme un indicateur très dispersé spatialement avec un CV de 179,89% (Tab. 4.2).

Tableau 4.2. Statistiques des paramètres du sol de la zone d'étude

Paramètres statistiques	CE (dS m ⁻¹)	pH	Hi (%)	Hs (%)	da (g cm ⁻³)	Ks (cm h ⁻¹)	Argile (%)	Limon (%)	Sable (%)
Nombre	95								
Min	0,23	6,18	3,95	16,02	1,05	0,30	4,00	16,00	4,00
Max	22,40	8,43	35,01	45,72	1,46	16,22	72,00	72,00	56,00
Moyen	1,75	7,77	19,34	34,57	1,26	3,80	44,00	32,40	23,58
Ecart type	3,15	0,34	7,64	5,19	0,08	3,28	13,99	10,06	11,72
Variance	9,90	0,11	58,34	26,90	0,01	10,79	195,74	101,16	137,35
CV (%)	179,89	4,35	39,49	15,00	6,35	86,42	31,80	31,04	49,70

4.6.2 Distribution spatiale de la salinité du sol

La distribution spatiale de la CE est basée sur cinq classes (Fig.4.10), selon l'échelle de salinité établie par l'USSL (USDA, 1954) (Annexe 01). Les classes des sols non salés et peu salés représentent respectivement 85 et 8 % de la superficie de la parcelle d'étude. Le reste de la surface de la parcelle concernée par les sols salés avec une CE supérieure à 4 dS m⁻¹ ne compte que 7%.

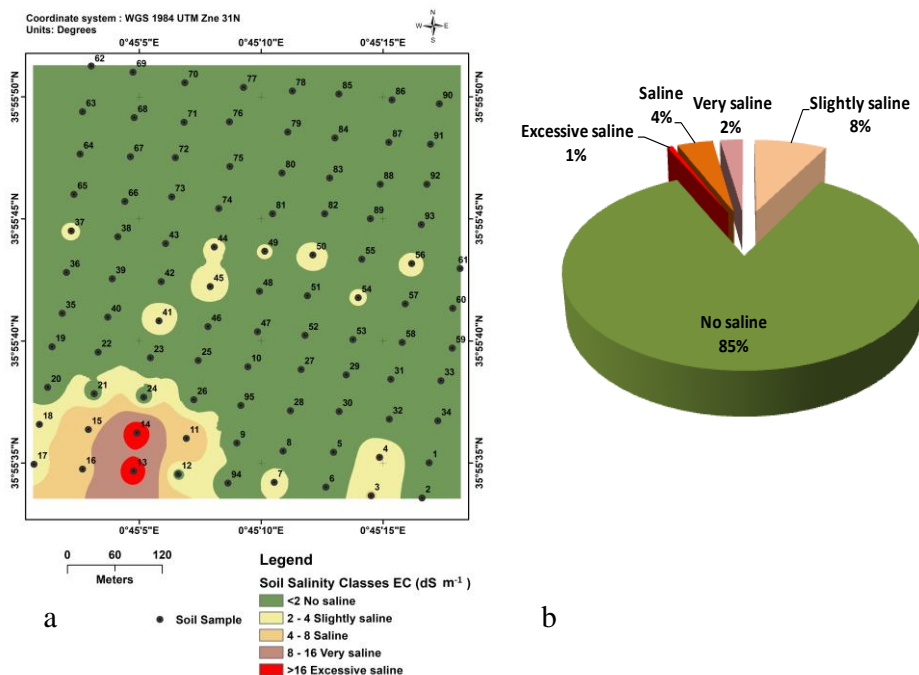


Figure 4.10. Salinité des sols dans la zone expérimentale ; a) Répartition spatiale de la salinité des sols par classes ; (b) répartition de la salinité du sol en pourcentage

Les causes d'augmentation des superficies non salées peuvent être expliquées en grande partie par la période d'échantillonnage qui s'est faite en période humide (pluviométrie de 200 mm durant cette période), où l'accumulation des sels est minimale étant donné un drainage de l'eau facilité par la présence d'un réseau de drainage notamment pour la couche superficielle (20 à 25 cm de profondeur). Les sols avec un taux de salinité supérieur à 2 dS m⁻¹ se localisent essentiellement au sommet de la partie Sud-ouest, et ceci s'explique par un mauvais fonctionnement du réseau de drainage dans cette partie qui se répercute sur le lessivage des sels (Fig. 4.10).

4.6.3 Conductivité hydraulique saturée

Les résultats de mesure in situ de la perméabilité dans le sol révèlent quatre classes (Fig. 4.11). La première classe de Ks modérée occupe 77,97% de la superficie totale de la zone d'étude, la deuxième classe de Ks modérément lente couvre 11,29% de la superficie totale, la

troisième classe de Ks modérément rapide couvre 10,42% de la superficie totale, et la dernière classe de Ks rapide ne couvre que 0,32% de la superficie. La Ks moyenne égale à 3,80 cm h⁻¹ semblent cohérents avec la teneur élevée en fractions fines (argile et limon) de 76,4 % (Mathieu et Pieltain, 1998 ; Tamoh et Maslouhi, 2004 ; INSID, 2008).

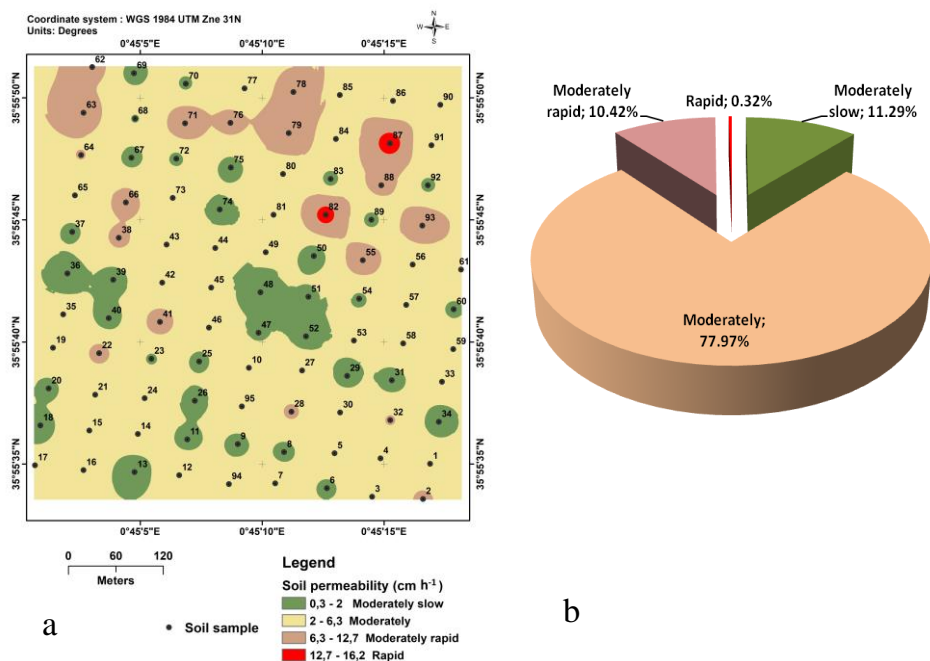


Figure 4.11. Variabilité spatiale de la conductivité hydraulique (cm h⁻¹) dans la zone expérimentale ;
(a) Répartition spatiale, (b) Répartition en pourcentage

4.6.4 Corrélation entre les paramètres du sol

Le résultat de corrélation met en évidence les relations possibles entre les indicateurs de sol mesurés à un seuil de signification $P < 5\%$ (Tab.4.3). Ces résultats révèlent une corrélation positive qui lie l'humidité initiale et de saturation, et des corrélations négatives qui lient le pH du sol avec la CE de l'extrait de la pâte saturée, la teneur en sable avec l'humidité de saturation et la teneur en argile d'une part et la teneur en argile avec la teneur en limon d'autre part.

L'analyse de corrélation démontre que la densité apparente est faiblement liée aux proportions d'argile, de limon et de sable. Ainsi, ces résultats ne montrent aucune corrélation entre la CE et la Ks du sol. De nombreux résultats d'études dans des conditions similaires confirment ces résultats obtenus dans nos travaux (Williams et *al.*, 1987 ; Dewitte et *al.*, 2012 ; Berkane et *al.*, 2021).

Tableau 4.3. Corrélation entre les paramètres du sol

Paramètres	da	CE	pH	Hi	Hs	Ks	Sable	Argile	Limon
da	1.000								
CE	0.178	1.000							
pH	-0.297	-0.674	1.000						
Hi	-0.323	-0.174	0.326	1.000					
Hs	-0.178	-0.001	0.167	0.716	1.000				
Ks	0.053	-0.122	0.237	0.261	0.321	1.000			
Sable	0.254	-0.137	-0.002	-0.382	-0.528	-0.002	1.000		
Argile	-0.228	0.112	0.082	0.470	0.491	0.058	-0.705	1.000	
Limon	0.019	0.004	-0.110	-0.210	-0.067	-0.077	-0.184	-0.567	1.000

4.6.5 Discussion des résultats

La CE du sol variait de 0,23 à 22,40 dS m⁻¹, ces résultats montrent que la CE est le paramètre le plus dispersé dans l'espace avec un CV de 179,89 %, et sont compatibles aux données de nombreux résultats d'études (INSID, 2006 ; Berkane et *al.*, 2021).

Les Ks du sol présentent variabilité spatiale importante avec un coefficient de variation de 86 %, le travail du sol (la scarification et le labourage) du sol rend la variabilité plus importante dans l'horizon de surface. Cette extrême variabilité de l'horizon de surface est souvent rapportée par plusieurs auteurs (Vauclin, 1982 ; Coquet et *al.*, 2000 ; Dewitte et *al.*, 2012 ; Allbed et *al.*, 2014 ; Wang et *al.*, 2017). Sur le terrain, les distributions spatiales des indicateurs mesurés tels que la conductivité hydraulique saturée, l'humidité du sol, la texture et la densité apparente ont fait l'objet de plusieurs études ; il apparaît que les coefficients de variation des indicateurs d'eau du sol sont souvent supérieurs aux indicateurs physiques tels que la texture et la densité apparente (Carsel et Parrish, 1988 ; INSID, 2008 ; Berkane et *al.*, 2021).

Pour mettre en évidence l'état des sels lessivés en profondeur, nous avons identifié la CE des deux horizons inférieurs à travers six profils de sol que nous avons répartis uniformément sur le site d'étude. La concentration de sels augmente avec la profondeur, et ceci confirme le lessivage des sels de la couche superficielle vers les horizons inférieurs (Fig.4.12). Les résultats obtenus avec l'indicateur de Ks, confirment également que la structure n'est pas dégradée puisque 78 % du site d'étude est dans la classe des Ks modérés (2 à 6,3 cm h⁻¹).

Il est important de noter que dans le cadre de cette méthode de diagnostic basée sur les mesures de CE et de Ks, deux situations peuvent se présenter qui détermineront la voie à suivre pour optimiser la gestion de l'irrigation et du drainage : (i) soit la structure du sol n'est pas dégradée, comme c'est le cas de la présente étude, qui nécessite des décisions préventives pour contrôler la salinité par une bonne gestion de l'irrigation et du drainage en ajoutant des exigences de

lessivage profond du sel, (ii) ou la structure du sol est dégradée, ce qui impose des mesures curatives en apportant des amendements calciques pour réhabiliter la structure du sol et une bonne gestion hydro-agricole de l'environnement. Dans tous les cas, le système de drainage en eau profonde doit être parfaitement fonctionnel. Si l'ouvrage n'est pas dégradé, il est donc possible de prévoir le volume d'irrigation qu'il faudra prévoir pour assurer le lessivage des sels en profondeur lors des périodes sèches, qui dans le cas de cette étude peuvent durer de mars à octobre (8 mois).

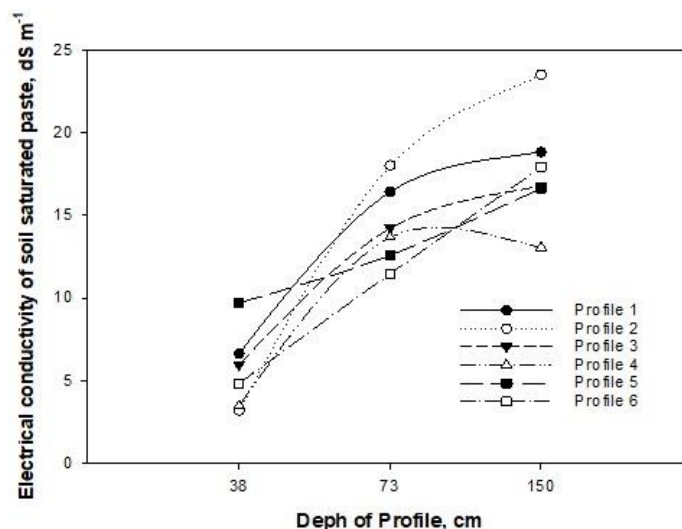


Figure 4.12. CE (dS m⁻¹) en fonction de la profondeur du profil du sol (cm) dans la zone expérimentale

4.7. Conclusion

Ce travail a été réalisé pour mesurer in situ la perméabilité du sol par un infiltromètre à disque, d'évaluer et de cartographier la distribution des particules des sols et le niveau actuel de la salinité du sol d'El-Hmadna au Nord-ouest de l'Algérie. Les analyses granulométriques du sol ont montré que les sols argileux occupent près 64% de la superficie totale et se répartissent globalement au Nord et Nord-ouest de la zone d'étude, et 13.5% des sols avaient une texture argilo-limoneuse.

Les résultats de l'évaluation et de la cartographie de la salinité du sol ont montré que 85 % de la superficie étudiée présente des sols non salins ($CE < 2 \text{ dS m}^{-1}$), un niveau élevé du risque de salinité du sol au sommet de la partie Sud-ouest de cette zone, avec 15 % de la superficie ayant une salinité $CE > 2 \text{ dS m}^{-1}$, dont 7 % ont révélé un niveau salin ($CE > 4 \text{ dS m}^{-1}$) à extrêmement salin ($CE > 16 \text{ dS m}^{-1}$), et ceci dû au mauvais fonctionnement du réseau de drainage dans cette partie. Les résultats obtenus ont révélé que le problème de la salinité pour l'agriculture présente une contrainte majeure lorsque les niveaux de salinité ont atteint un risque

élevé pour affecter les rendements agricoles, et la durabilité des espèces cultivées.

Les résultats de mesure in situ de la conductivité hydraulique du sol à l'aide de l'infiltromètre à disque ont révélé que 78% de la superficie totale a une perméabilité modérée, 11% a une perméabilité modérément lente et 10% a une perméabilité modérément rapide. Ces résultats présentent une variabilité spatiale élevée de la conductivité hydraulique du sol avec un CV de 86%. La méthode multi-potentielle est mieux adaptée à l'étude de la variabilité spatiale de la perméabilité par rapport à l'échelle spatiale de cette zone étude.

La cartographie de la fraction fine (argile et limon) et de la perméabilité du sol pourrait fournir une précieuse base de données pour optimiser la gestion de l'irrigation et du drainage afin de limiter les risques d'inondations, de salinisation, de dégradation des sols et de baisse de rendements des cultures. L'évolution de la conductivité hydraulique saturée dans la zone l'étude serait très intéressante pour le contrôle de la salinité des sols à des seuils favorables à la production agricole.

Chapitre V : Etude des transferts hydrodynamiques et modélisation numérique Bidimensionnelle en milieu poreux non saturé

5.1 Introduction

Ce chapitre est consacré à la description de l'étude des paramètres hydrodynamiques des profils du sol étudié. Les variations des paramètres hydrodynamiques sont présentées graphiquement à l'aide du modèle Hydrus 2D en utilisant les données obtenues par la méthode directe in situ de mesure de la conductivité hydraulique avec l'infiltromètre à disque. Les résultats sont discutés en termes de fiabilité d'importation des données obtenues par la méthode directe vers le modèle d'Hydrus 2D. L'interprétation des résultats est basée non seulement sur l'approche analytique mais aussi sur les résultats de la modélisation 2D qui permettent de diagnostiquer à deux échelles les paramètres hydrodynamiques du sol.

5.2 Matériel et méthodes

5.2.1 Matériel

5.2.1.1 Zone d'étude

La zone d'étude est située dans la station expérimentale de l'Institut National de la Recherche Agronomique d'Algérie (INRAA) à El-Hmadna et s'étend sur une superficie de 24 hectares. Six profils pédologiques ont été creusés à l'aide d'un rétro-chargeur (Fig. 5.1). L'emplacement des profils pédologiques était basé sur une délimitation d'unités géographiques dont l'aspect et les caractéristiques physiques sont relativement homogènes.

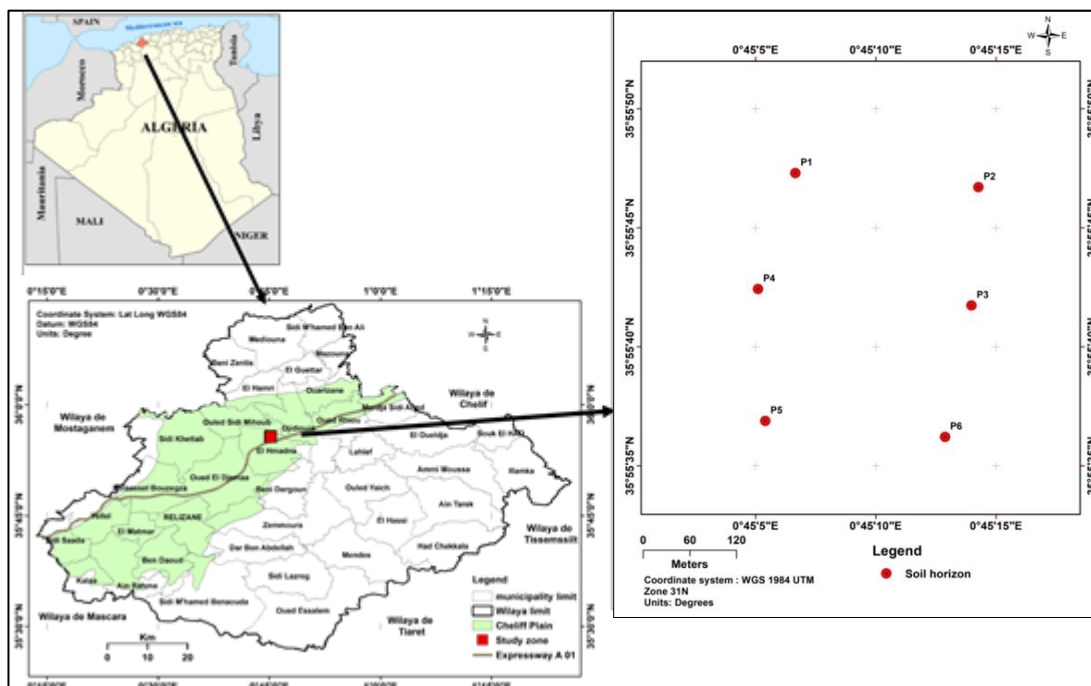


Figure 5.1. Localisation de la zone d'étude et des profils pédologiques du sol

Les six (6) points de creusement des profils pédologiques ont été sélectionnés selon un plan systématique, avec un pas de 150 m à l'aide d'un système de positionnement global (GPS) (Fig.5.1). Les dimensions des six profils pédologiques sont de 2 m de longueur, 1,50 m de largeur et 1,50 m de profondeur. Les profils pédologiques ont fait l'objet d'une description morphologique détaillée et les paramètres mesurés in situ sont : l'infiltration, la densité apparente et la teneur en eau du sol.

5.2.1.2 Infiltromètre à disque

L'appareil de mesure in situ de l'infiltration utilisé pendant l'expérimentation est l'infiltromètre à disque de 20 cm de diamètre avec un réservoir d'alimentation de diamètre 4,45 cm (Fig.5.2). Ce dernier est couramment utilisé pour mesurer la conductivité hydraulique par la méthode multi-potentielle (Ankeny *et al.*, 1991).

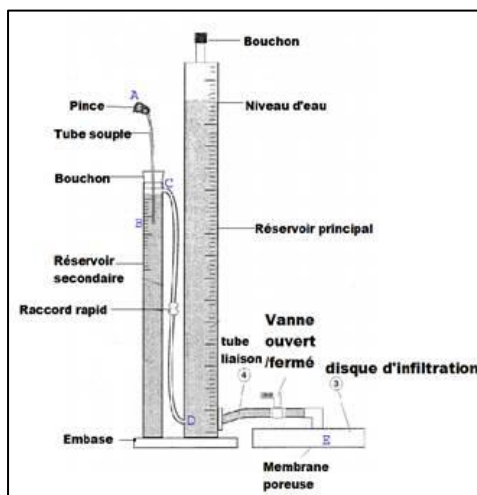


Figure 5.2. Représentation schématique de l'infiltromètre à disque

5.2.2 Méthodes

5.2.2.1 Description des profils pédologiques

A l'aide d'un couteau, nous avons délimité les horizons selon la couleur, la structure et la compacité en remplissant des fiches de description pédologique. La description du sol fait appel à trois séries de données : générales (numéro du profil, localisation, nom de l'observateur, date, conditions atmosphériques...etc.) ; de description du milieu (altitude, relief, pente, système de culture, occupation du sol ou végétation, matériau originel...etc.) ; de description des horizons successifs constituant le profil du sol (limites, épaisseur, couleur et texture des horizons, présence de MO et de calcaire...etc.).

Pour chaque profil pédologique, les prélèvements des échantillons du sol étaient effectués dans chaque horizon et le nombre de prélèvements varie selon les profils. La caractérisation des propriétés du sol concerne les paramètres physico-chimiques, hydriques et hydrodynamiques des horizons de chaque profil. La campagne de creusement des profils du sol, d'échantillonnage et de mesure in situ était réalisée durant la période de novembre 2017 à février 2018.

5.2.2.2 Déroulement des mesures in situ

À l'intérieur de chaque profil du sol, nous avons prévu des marches en escalier pour faciliter l'accès aux horizons afin de prélever les échantillons ou effectuer les mesures in situ. Pour éviter de perturber les mesures d'infiltration de l'eau, nous avons éliminé la présence de résidus de culture, de cailloux et de déchets.

Les mesures d'infiltration étaient effectuées dans chaque horizon du profil en faisant varier les charges négatives h_0 (suction) entre -1 et 0 cm ($-1 \text{ cm} \leq h_0 \leq 0 \text{ cm}$). Dans chaque horizon, nous avons effectué 1 essai à deux potentiels différents afin d'augmenter le nombre de données expérimentales collectées, soit 18 essais au total. Le but de cette approche, est de multiplier le nombre de mesures, pour éviter le maximum d'erreurs de mesures et pour obtenir une estimation fiable des paramètres hydrodynamiques. Le potentiel de l'eau déterminé à l'interface disque/sol (0, -1cm) reste constant durant l'expérimentation.

Au début de l'expérience, nous avons prélevé un échantillon de sol près de l'infiltromètre à l'aide d'un cylindre de Siegrist de volume 98 cm^3 pour l'estimation de la densité apparente ρ_a et de l'humidité pondérale initiale w_i du sol.

Après la préparation de la surface du sol, l'infiltromètre était positionné horizontalement pour assurer une pression h_0 uniforme sur toute la surface du sol en dessous du disque. Cette condition est nécessaire pour que, lors des essais, la surface du disque adhère bien au sol. Pour chaque essai, on fixe la valeur de la pression h_0 à l'aide du vase de Mariotte et on note à $t = 0$, le niveau initial du réservoir d'alimentation. Au cours de l'infiltration, on note dans un tableau, la dénivelée Δz du niveau d'eau dans le réservoir d'alimentation en fonction du temps pour mesurer l'infiltration cumulée I (cm) par l'équation (4.7).

Le pas de temps contrôlé par un chronomètre, est généralement de quelques secondes au début de l'infiltration, car le flux est important. Au fur et à mesure, on augmente le pas de temps lorsque l'infiltration tend vers un régime pseudo permanent puis vers un régime

permanent. Le flux d'infiltration diminue généralement au cours du temps d'une façon variable, selon le type de sol et de son état hydrique. Puisque l'on souhaite obtenir une estimation de flux en régime permanent, il est nécessaire de poursuivre l'infiltration pendant un temps suffisamment long, jusqu'à ce que le flux mesuré soit stable et constant au cours du temps (l'infiltration de l'eau atteint le régime permanent). La durée des essais était en moyenne entre 35 et 45 minutes pour un potentiel. A la fin de l'essai, il est important d'obstruer l'orifice d'entrée d'air du vase de Mariotte avant de retirer l'infiltromètre du sol pour éviter qu'une quantité supplémentaire d'eau n'atteigne la surface du sol et perturbe la mesure de la teneur en eau finale θ_0 , qui sera surestimée. Un échantillon du sol était donc immédiatement prélevé sur place pour mesurer la teneur en eau volumique finale θ_0 associée à la pression imposée h_0 . Pour convertir les teneurs en eau pondérales en teneurs en eau volumiques, la masse volumique apparente du sol doit être mesurée, en utilisant l'équation (1.25).

Enfin, l'infiltration de l'eau dans le sol est généralement caractérisée par trois variables : la teneur volumique en eau θ , qui caractérise la quantité de l'eau dans le sol, la conductivité hydraulique du sol qui traduit la cinétique de l'eau dans le sol et la pression imposée h_0 . Ces trois variables sont liées deux à deux par des fonctions caractérisant le comportement hydraulique du sol : la fonction de rétention $\theta(h)$ et les deux fonctions de conductivité hydraulique $K(h)$ et $K(\theta)$.

5.2.2.3 Prélèvement des échantillons du sol et analyses au laboratoire

Avant chaque essai, des échantillons de sol étaient prélevés pour la détermination de la teneur en eau initiale. Pour déterminer la teneur en eau finale (θ_0), le sol était prélevé immédiatement à la fin de chaque essai par l'infiltromètre à disque. Nous avons mesuré la teneur en eau du sol à l'état résiduel (θ_r) et à l'état de saturation (θ_s), par la méthode gravimétrique. La densité apparente était obtenue par prélèvement de cylindres de sols non remaniés, suivant la méthode normalisée AFNOR NF X31-501.

Des échantillons de chaque horizon du profil étaient prélevés pour les analyses de laboratoire. Tous les horizons rencontrés sur le profil sont prélevés individuellement : soit 18 horizons pédologiques (trois horizons par profil). Les échantillons du sol sont séchés à l'air libre, broyés et tamisés à 2mm, puis analysés au laboratoire de l'institut national de la recherche agronomique d'Algérie à El-Hmadna (INRAA El-Hmadna). Nous avons procédé à la mesure des paramètres du sol suivant : la granulométrie, le pH, et la CE. L'analyse granulométrique était réalisée par la méthode internationale de la pipette de Robinson (AFNOR NF X31-107)

sur la base du triangle de texture de l'USDA (Fig.1.2). Le pH_{eau} et la CE étaient déterminés respectivement selon les normes internationales NF ISO 10390 et NF ISO 11265.

5.2.2.4 Caractérisation hydrodynamique du sol

Dans la littérature, il existe plusieurs méthodes pour estimer les paramètres hydrodynamiques. Parmi ces méthodes, nous avons choisi les deux suivantes :

— **Méthode directe** : cette méthode est basée sur les mesures de la teneur en eau du sol $\theta(h)$ et de la conductivité hydraulique $K(h)$ à des pressions données en vue de déterminer les relations $\theta(h)$ et $K(h)$. Ces mesures sont généralement effectuées in situ ou au laboratoire. Par la suite, les paramètres hydrodynamiques sont déterminés en ajustant, par une régression non linéaire, les mesures aux courbes $\theta(h)$ et $K(h)$ (Angulo-Jaramillo et al., 2000 ; Vandervaere et al., 2000 ; Hachimi, 2021). Les inconvénients de cette méthode sont liés à la durée élevée non seulement pour son montage mais aussi pour l'aboutissement de la mesure elle-même, elle nécessite aussi des conditions initiales et aux limites trop limitatives. En plus, elle ne permet pas de mettre en évidence les fonctions $\theta(h)$ et $K(h)$ à partir d'un même dispositif expérimental.

— **Méthode par simulation numérique** : Cette méthode connaît une utilisation de plus en plus fréquente aujourd'hui pour la détermination des paramètres hydrodynamiques du sol. Plusieurs travaux ont mis au point l'intérêt de cette méthode pour la modélisation des transferts hydriques dans les milieux poreux non saturés (Simunek et al., 1996 ; Gorine, 2021 ; Hachimi, 2021 ; Xuezhen et al., 2023).

5.2.2.4.1 Méthode directe

Dans cette méthode, nous avons effectué l'étude de caractérisation hydrodynamique des sols de la zone d'El-Hmadna par le biais de deux étapes :

— D'une part, l'utilisation de l'infiltromètre à disque, qui permet de mesurer l'infiltration de l'eau dans le sol (Perroux et White, 1988). Ceci nous a permis de réaliser plusieurs points de mesures sur le site expérimental.

— D'autre part, l'utilisation d'un code de calcul basé sur le modèle de Vandervaere et al.(2000) et la réalisation des courbes expérimentaux obtenus à partir des mesures d'infiltrométrie. Cette méthode permet d'identifier les paramètres recherchés.

Ce processus permet de déterminer les paramètres de formes et d'échelles des courbes de rétention $\theta(h)$ et de conductivité hydrauliques $K(h)$ sur toute l'étendue de la zone d'étude,

sachant que cette zone est caractérisée par des profils de sols peu diversifiés. Cette étude n'est qu'une étape préliminaire de caractérisation des sols. Les résultats obtenus serviront de base à une modélisation des transferts hydriques dans le sol. Dans cet essai d'infiltration, nous avons calculé la dérivée de l'infiltration cumulée $I(t)$ par rapport au temps pour obtenir la densité du flux d'infiltration $q = dI/dt$.

Les points obtenus sont représentés dans un repère dans lequel le temps est représenté en abscisse et le débit en ordonnée s'il s'agit du flux d'infiltration, ou de l'infiltration s'il s'agit de l'infiltration cumulée.

5.2.2.4.2 Modélisation bidimensionnelle de l'infiltration en conditions axisymétriques

On présente dans cette section le modèle mathématique pouvant simuler les essais d'infiltrations axisymétrique à la surface du sol à une pression à l'interface disque/sol h_0 constante. Ce modèle est composé de l'équation de Richards. Cette équation a été dérivée de la loi de conservation de masse et de la loi de Darcy (Mishra et al., 1999 ; Ma et al., 2010), et qui conduit le transfert hydrique au cours du temps dans les milieux poreux non saturés en conditions d'axisymétrie, couplé aux conditions initiales et aux limites. Cependant, l'équation de Richards est fortement non linéaire et ne peut pas être résolue analytiquement, en particulier dans des conditions initiales et aux limites complexes (Arampatzis et al., 2001 ; Ma et al., 2010). En effet, jusqu'à présent, aucune solution de ce genre n'a été établie que pour des cas simples. Les méthodes numériques ont prouvé leur efficacité dans la résolution de ce type d'équations (Saâdi et al., 2000 ; Simunek et al., 2009 ; Hachimi, 2021 ; Xuezhen et al., 2023). Le modèle numérique utilisé pour la simulation de l'écoulement de l'eau dans le sol est nommé Hydrus 2D, c'est un logiciel informatique qui peut être utilisé pour simuler le mouvement de l'eau dans des milieux poreux non saturé bidimensionnelles (Simunek et al., 2008).

A. Présentation du modèle

De nombreux modèles mathématiques ont été développés pour évaluer le calcul de l'infiltration et ils peuvent être groupés en modèles physiques, modèles empiriques et semi-empiriques (Mishra et al., 1999 ; Ma et al., 2010). Comparés aux modèles empiriques et semi-empiriques, les modèles physiques peuvent décrire de façon détaillé le processus d'infiltration. Avec le développement de la technologie informatique, les simulations numériques sont devenues des outils efficaces pour résoudre l'équation de Richards. Basé sur la méthode des éléments finis (FEM), le code Hydrus a été développé pour résoudre l'équation de Richards et a été largement utilisé pour simuler le mouvement de l'eau dans des milieux variablement

saturés (Ebrahimian et *al.*, 2012 ; Yao, 2019 ; Xuezheng et *al.*, 2023). Les objectifs de l'étude étaient d'utiliser un modèle d'infiltration d'eau du sol en utilisant Hydrus 2D basé sur les propriétés du sol à différentes profondeurs, et valider le modèle en utilisant les données des essais d'infiltration d'eau à disque sur le terrain.

B. Position du problème

Notre objectif est de modéliser les écoulements de l'eau dans le sol émanant d'une source circulaire (le disque de l'infiltromètre) posée horizontalement à la surface du sol supposé homogène et isotrope. L'infiltration sous le disque est axisymétrique (dans toutes les directions), car l'écoulement présente une symétrie axiale par rapport à l'axe du disque. La modélisation de l'infiltration en condition axisymétrique et sous condition de potentiel, h_0 , à la surface a fait le sujet de plusieurs travaux de recherches (Quadri, 1993 ; Tamoh et Maslouhi, 2004 ; Hachimi, 2021).

L'étude expérimentale des effets bidimensionnels en conditions axisymétriques qui se produisent lors d'une infiltration à partir de l'infiltromètre à disque est assez difficile à réaliser. En effet, pour pouvoir exprimer ces effets d'une manière efficace, il faudrait disposer d'un nombre très important de sondes de mesures de pression h et de teneur en eau θ en différents points de l'espace du front d'infiltration sous le disque. Ainsi, la dimension et la lourdeur assez grande de ces équipements, leur présence dans un domaine restreint de sol sous le disque de l'infiltromètre risque de perturber l'écoulement de l'eau et l'homogénéité du sol à étudier. Pour ces différentes raisons, nous avons choisi d'étudier ce problème par la voie de la simulation numérique.

C. Équation bidimensionnelle de Richards

Cette équation s'obtient en réécrivant l'équation (1.20) en coordonnées cylindriques pour un système qui présente une symétrie axiale autour de l'axe vertical z orienté positivement vers le bas, il s'écrit :

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h(\theta)}{\partial z} - 1 \right) \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r K(h) \frac{\partial h(\theta)}{\partial r} \right) \quad (5.1)$$

Avec $\theta[L^3 \cdot L^{-3}]$ teneur volumique en eau, $t[T]$ est le temps, $z[L]$ est le coordonné verticale prise positive vers le bas, K est la conductivité hydraulique $[L \cdot T^{-1}]$, et r est coordonnée radiale $[L]$. $C(h) = \partial \theta / \partial h$ est la capacité capillaire, (Eq. 1.13).

Comme on le remarque, l'écoulement de l'eau est décrit par une équation aux dérivées partielles de type parabolique. L'équation de Richards est non linéaire, en raison des fonctions $C(h)$ et $K(h)$, faisant intervenir la pression capillaire h , la teneur en eau θ et la conductivité hydraulique K . La complexité de cette équation différentielle fait qu'il n'existe pas de solutions précises, elle ne peut être résolue qu'à l'aide des méthodes numériques (Simunek et *al.*, 1996 ; Hachimi, 2021 ; Xuezheng et *al.*, 2023). Cependant, nous trouvons dans la littérature quelques solutions analytiques ou quasi-analytiques qui ont été étendues pour résoudre l'équation de Richards soumise à des conditions initiales et aux limites et pour des fonctions propres. Mais, ces solutions s'avèrent très contingentes, car l'unicité des solutions n'est pas garantie. Afin d'éviter ce problème, les solutions numériques restent les plus utilisées dans la résolution de ce problème.

Dans cette partie on définit les conditions pour lesquelles le modèle peut être utilisé. Les hypothèses posées sont créées sur des considérations physiques présentes lors des essais expérimentaux.

Pour modéliser les écoulements en milieu poreux non saturé, il est essentiel de considérer un certain nombre d'hypothèses simplificatrices qui permettent de résoudre l'équation de Richards 2D :

- La phase solide (sol) est indéformable, donc elle sera considérée comme un milieu homogène et isotrope.
- La matrice solide est inerte, il n'existe pas d'échanges physico-chimiques dans le sol.
- La phase liquide est constituée d'eau pure incompressible et elle est continue dans tous les milieux poreux. Son état énergétique n'est composé que de deux termes, une pression matricielle et une énergie potentiel gravitaire.
- La phase gazeuse est, continue et sa pression, p_a , est constante et égale à la pression atmosphérique.
- Les écoulements sont isothermes.
- Les concentrations d'eau mise en jeu sont suffisamment importantes et les transferts suffisamment lents pour que ces derniers puissent être correctement décrits par la loi de Darcy.
- Les caractéristiques hydrodynamiques du milieu ne sont pas influencées par le phénomène d'hystérésis.

D. Conditions initiales et conditions aux limites

En raison de la nature des essais d'infiltration, pour résoudre l'équation d'écoulement (Eq.5.1), on ajoute des conditions initiales et aux limites de l'étude expérimentale (Fig. 5.3) :

— Les conditions initiales de teneur en eau et de pression sont définies comme suit :

$$\begin{aligned} \theta(r,z,t=0) &= \theta_i & ; & & 0 \leq r \leq r_{max} & ; & & 0 \leq z \leq z_{max} \\ h(r,z,t=0) &= h_i & ; & & 0 \leq r \leq r_{max} & ; & & 0 \leq z \leq z_{max} \end{aligned} \quad (5.2)$$

— Les conditions aux limites :

- Dans la zone occupée par la source d'eau de rayon R (rayon de disque de l'infiltromètre), la pression est constamment maintenue à une valeur constante indiquée par h_0 (condition de type Dirichlet) :

$$h(r,z,t) = h_0; \quad 0 \leq r \leq R \quad ; \quad z = 0 \quad ; \quad t \geq 0 \quad (5.3)$$

- A la surface dans la région non occupée par la source d'eau (le disque de l'infiltromètre), on suppose que le flux vertical est nul à travers cette frontière :

$$q_z = -K \left(\frac{\partial h(r,z,t)}{\partial z} - 1 \right) = 0; \quad R \leq r \leq r_{max} \quad ; \quad z = 0; \quad t \geq 0 \quad (5.4)$$

- Les frontières latérales et de fond sont étanches :

$$q_r = -K \left(\frac{\partial h(r,z,t)}{\partial r} \right) = 0; \quad 0 \leq z \leq z_{max} \quad ; \quad r = r_{max}; \quad t \geq 0 \quad (5.5)$$

$$q_z = -K \left(\frac{\partial h(r,z,t)}{\partial z} - 1 \right) = 0; \quad 0 \leq r \leq r_{max} \quad ; \quad z = z_{max}; \quad t \geq 0$$

- La géométrie axisymétrique impose un flux radial nul à travers l'axe z :

$$q_r = -K \left(\frac{\partial h(r,z,t)}{\partial r} \right) = 0; \quad 0 \leq z \leq z_{max} \quad ; \quad r = 0; \quad t \geq 0 \quad (5.6)$$

Dans ces expressions r_{max} et z_{max} correspondent aux dimensions limites horizontale et verticale du domaine de modélisation. Ainsi, pour récapituler ces conditions, la géométrie du domaine modélisée est montrée comme suit :

- Le milieu est semi-infini, pour lequel la pression initiale h_i de l'eau est uniforme. Ceci suppose l'absence d'une nappe (milieu non saturé), ou la présence d'une nappe mais très profonde. Nous avons opté par ce choix afin d'éviter l'influence qu'aurait la présence d'une nappe peu profonde sur la configuration bidimensionnelle de l'écoulement à son voisinage.
- On suppose qu'il n'y a ni évaporation, ni infiltration à la surface du sol, à l'extérieur de disque de l'infiltromètre pendant toute la durée d'infiltration.

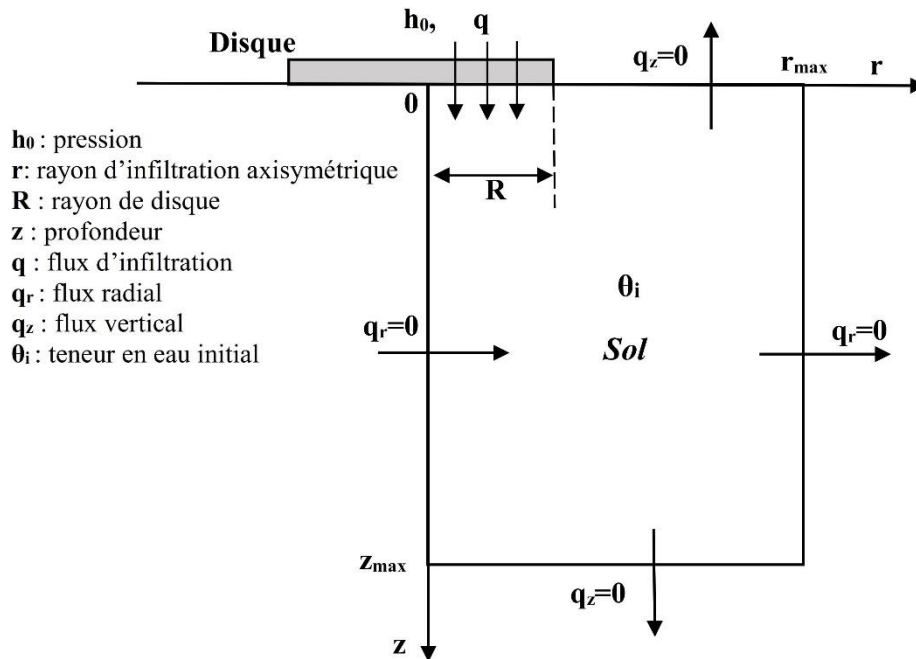


Figure 5.3 – Géométrie du domaine modélisé

5.2.2.4.3 Résolution numérique de l'équation de Richards 2-D axisymétrique

A. Technique de résolution

Vu la simplicité de la géométrie du domaine étudié, nous avons préféré de résoudre l'équation (5.1) par la méthode des différences finies avec schéma implicite assortie des conditions initiales et aux limites. Cette méthode a été choisie pour sa simplicité de mise en œuvre et son adaptabilité aux domaines réguliers. Elle comporte à remplacer le domaine continu de l'écoulement par un domaine discret où l'on tentera de trouver la valeur des variables inconnues dans ces nœuds. Le domaine d'étude est ainsi divisé en un certain nombre d'éléments rectangulaires de dimensions Δz et Δr rangés en M lignes et N colonnes (Fig. 5.4). En chaque nœud $(i ; j)$ du domaine quadrillé, on cherche la valeur discrète de la pression de l'eau $h_{(i ; j)}$ au temps $(t + \Delta t)$, connaissant sa valeur au temps t . Ceci est possible étant donné que la solution initiale $(t = 0)$ est bien connue.

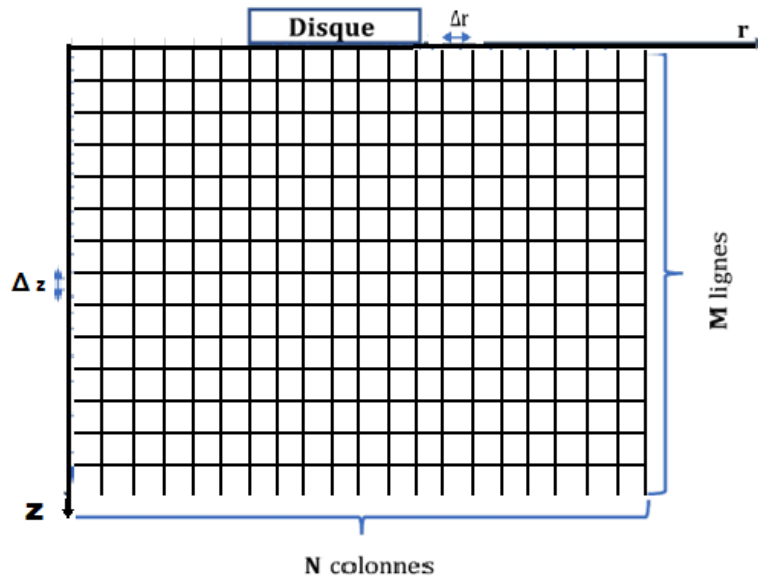


Figure 5.4. Discrétisation du domaine d'étude

Les équations différentielles sont linéarisées en remplaçant les dérivées partielles, temporelles et spatiales, par leurs expressions en évolution tronquée en série de Taylor. La discrétisation a été faite suivant un schéma implicite. Le choix d'un schéma implicite apparaît du fait qu'il est inconditionnellement stable (Tamoh, 2005 ; Hachimi, 2021). L'équation de Richards discrétisée, ainsi ses conditions initiales et aux limites, conduit à un système de $M \times N$ équations à $M \times N$ inconnues.

B. Maillage

Nous avons utilisé un pas d'espace régulier. On a considéré un maillage plus serré afin d'avoir une meilleure précision autour de la source d'eau qui présente une singularité. Effectivement, la cinétique d'infiltration connaît de grands changements au temps initiaux à cause du gradient de pression entre la source et le sol.

En ce qui concerne la cinétique d'infiltration, on utilise aussi un pas de temps variable, minimal en début d'exécution, il augmente avec le temps au fur et à mesure que l'infiltration progresse.

5.2.2.5 Analyses statistiques des paramètres du sol

Nous avons effectué des analyses statistiques de la variance à un et deux critères de classification à l'aide du logiciel IBM SPSS (Statistical Package for the Social Sciences) Base 22.0 via Excel Microsoft Office 2010.

5.3. Résultats et discussions

5.3.1. Description des profils du sol

A la lumière des résultats d'étude descriptive des profils pédologiques, il ressort que la texture des sols du site expérimental est fine. Le sol se développe sur un matériel alluvial représentant d'argile et de limon correspondant aux différents cycles de dépôts alluviaux avec une structure grumeleuse en surface (horizon 1), polyédrique en subsurface (horizon 2) et massive dans le troisième horizon. La description détaillée des horizons des profils est présentée en annexe 02. Les épaisseurs des horizons sont présentées pour les six profils pédologiques réalisés (Tab. 5.1).

Tableau 5.1. Epaisseur des horizons des profils du sol

Numéro de l'horizon	Epaisseur de l'horizon (cm)					
	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆
H ₁	38	30	30	37	37	40
H ₂	35	53	50	23	23	50
H ₃	77	67	70	90	90	60

5.3.2 Distribution statistique des propriétés du sol

L'étude a porté sur la variabilité spatiale des propriétés physiques et hydrauliques intrinsèques des sols. Des tendances générales peuvent être établies à propos des types de distributions statistiques rencontrés pour différentes propriétés. En général, il est admis que les propriétés mesurées exprimant des capacités (teneur en eau, densité, granulométrie) et des flux (vitesse d'infiltration) sont distribuées normalement.

5.3.2.1. Variabilité spatiale des caractéristiques des profils pédologiques

Les résultats montrent qu'il y a deux regroupements des propriétés du sol à partir du coefficient de variation (CV) d'après les recommandations de Warrick et Nielson (1980). Le premier groupe (CV < 10%) est composé de cinq attributs : la da, le pH, l'Hs, la teneur en argile et en limon ; le second (CV entre 10 et 100%) englobe la CE, l'humidité initiale, la Ks et la teneur en sable. La conductivité hydraulique de profil du sol présente une variabilité spatiale assez élevée, avec un coefficient de variation de 68%, est compatible avec la variation obtenue par Bashan et Wolowelsky (1987) ; Carsel et Parrish (1988). Les résultats des profils pédologiques montrent que le coefficient de variation de la conductivité hydraulique est beaucoup supérieur à ceux des propriétés physiques, comme la texture (argile, sable, limon) et la densité apparente.

Tableau 5.2. Variabilité spatiale des paramètres des profils du sol

Paramètres	da, g cm ⁻³	CE, dS m ⁻¹	pH	Hi, %	Hs, %	Ks, cm h ⁻¹	Sable, %	Argile, %	Limon, %
Min	1,457	10,073	7,537	14,019	46,636	0,448	2,693	64,307	26,990
Max	1,563	14,900	7,780	24,925	56,044	2,456	6,917	69,090	31,970
Moy	1,519	12,609	7,674	21,340	51,258	1,179	4,049	66,104	29,845
Ecart type	0,038	1,742	0,098	3,996	3,013	0,801	1,584	1,696	1,899
Variance	0,001	3,034	0,010	15,969	9,080	0,642	2,509	2,878	3,605
CV%	2,468	13,814	1,271	18,726	5,879	67,957	39,120	2,566	6,362

De même, nos résultats montrent que le sol est très salé en profondeur (Fig.4.12), la CE variait de 10,07 à 14,90 dS m⁻¹, avec une moyenne de 12,61 dS m⁻¹, ce paramètre est faiblement variable dans l'espace avec un CV de 13,81 %.

Le taux d'argile varie entre 64,31 et 69,09 % avec un taux moyen de 66,10%, le taux de limon varie de 27 à 32% avec un moyen de 29,84% (Tab.5.2). Pousset (2017) a considéré que la teneur d'argile est élevée, si elle dépasse 25%, et la teneur de limon est élevée pour un taux moyen de 30 %. L'abondance de limon dans le sol provoque le colmatage de la porosité du sol et réduit la perméabilité par la présence d'une croûte de battance (Mathieu et Pieltain, 1998). Le taux de sable varie entre 2,70 et 6,92 % avec un taux moyen de 4,05%, cette teneur est faible dans le sol avec une variabilité spatiale élevée, avec un CV égal à 39,12%.

5.3.2.2 Corrélation entre les paramètres du sol

La détermination de corrélations entre certaines propriétés intrinsèques est souvent significative étant donnée la variabilité rencontrée dans les sols. Cette corrélation met en évidence les relations possibles entre deux paramètres du sol à un seuil de signification $P < 5$ %. Les résultats de corrélation sont présentés dans le tableau 5.3. La matrice de corrélation révèle la présence d'une forte corrélation entre les variables suivantes :

- La da avec la Ks, et la teneur en sable.
- La CE avec le pH, l'H_i et la conductivité hydraulique.
- Le pH avec l'H_i et la teneur en argile.
- L'H_i avec la Ks et la teneur en sable.
- La Ks avec le pourcentage de sable.

La forte corrélation négative observée entre la CE et la K_s , explique l'influence de la variation de la salinité du sol sur la conductivité hydraulique et la diminution de la conductivité hydraulique vers la profondeur avec l'augmentation de la salinité du sol (une salinité ascendante vers la profondeur). Des études dans des conditions similaires confirment ces résultats obtenus dans nos travaux (Russo et Bresler, 1981 ; Bresler et *al.*, 1984 ; Wagenet et *al.*, 1984 ; INSID, 2006).

Les corrélations observées lors de cette étude sont rarement généralisables mais, quoiqu'il en soit, les résultats de cette étude peuvent indiquer des tendances à vérifier, par exemple la variabilité des propriétés hydrauliques est décrite par une variable à deux caractéristiques ; la moyenne et l'écart type. Cette approche néglige les corrélations qui peuvent être importantes entre la conductivité hydraulique et la structure du sol.

Tableau 5.3. Corrélation des paramètres des profils du sol

Paramètre	da	CE	pH	H _i	H _s	K _s	Sable	Argile	Limon
da	1	,428	-,578	-,570	-,109	-,757	-,937	,522	,316
CE		1	-,849	-,843	-,630	-,839	-,614	,416	,142
pH			1	,895	,466	,673	,632	-,717	,112
H _i				1	,213	,747	,718	-,428	-,217
H _s					1	,404	,104	-,590	,440
K _s						1	,907	-,285	-,502
Sable							1	-,331	-,539
Argile								1	-,616
Limon									1

5.3.3 Caractérisation hydrodynamique du sol par la méthode directe

5.3.3.1 Courbes d'infiltration

Les données d'infiltrométrie nous permettent de calculer l'infiltration cumulative de l'eau dans le sol. La figure 5.5 schématise à titre d'exemple les évolutions de l'infiltration cumulative $I(t)$ mesurées en fonctions du temps aux différentes pressions h_0 (A) et les courbes de flux d'infiltration $q(t)$ (B) du site expérimental. Ces deux types de courbes, nous serviront, plus tard, à calculer la conductivité hydraulique K_0 associée à chaque pression h_0 imposée et la sorptivité S du sol. La sorptivité S est un paramètre primordial pour la description de

l'infiltration de l'eau dans le sol, elle reflète les effets de la capillarité sur l'infiltration. Sur la figure A, on discerne clairement deux régimes d'infiltrations :

— Régime transitoire caractérisé par des flux d'eau très importants dû au gradient de pression h_0 entre le disque de l'infiltromètre et le sol.

— Régime pseudo permanent caractérisé par un flux presque constant où la pression, imposée par l'infiltromètre, régnant dans le sol sous le disque est uniforme. Ainsi, la figure montre que pour la méthode multi-potentielle, les infiltrations cumulées atteignent plus rapidement le régime permanent pour un potentiel h_0 de -1cm que de h_0 nul, ceci explique les fortes corrélations qu'il existe entre l'humidité initiale et la conductivité hydraulique des sols (Tab. 5.3).

Les courbes du flux d'infiltration $q(t)$ ($q = dI/dt$) sont illustrées dans la figure 5.5 (B), où l'on remarque l'aspect transitoire de l'infiltration. Les résultats (B) montrent que, au début de l'infiltration (avant l'apparition d'un front d'infiltration), le taux d'infiltration est élevé en raison de l'importance de charge d'eau appliqué à la surface, notamment lorsque le sol est relativement sec. Il tend ensuite à diminuer jusqu'à une valeur constante de flux, et l'infiltration de l'eau atteint le régime permanent. Cette valeur constante de flux d'infiltration égale à la conductivité hydraulique saturée (K_s). Ainsi, les résultats montrent une diminution assez importante de flux d'infiltration avec la variation du potentiel h_0 exposé à l'interface disque/sol. L'accroissement du flux d'infiltration dans le sol, lorsque le potentiel d'infiltration h_0 croît, est dû à la mise en fonctionnement de pores de taille de plus en plus grand, au fur et à mesure que le sol se rapproche de la saturation. De nombreux résultats d'études dans des conditions similaires confirment ces résultats obtenus dans nos travaux (Hillel, 1980 ; Miyazaki, 2006 ; Hachimi et Maslouhi, 2016 ; Hachimi, 2021).

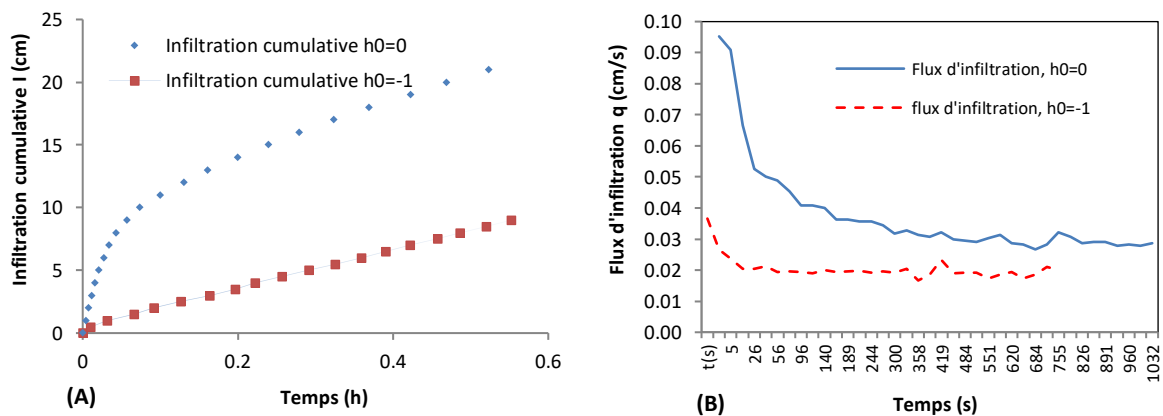


Figure 5.5. Exemple des courbes d'infiltration cumulative mesurée (A) et du flux d'infiltration (B) pour les pressions $h_0=0$, $h_0=-1$

5.3.3.2 Calcul de la conductivité hydraulique

Plusieurs modèles mathématiques ont été développés pour exposer les courbes d'infiltration. Vandervaere et *al.* (2000) ont montré que l'infiltration axisymétrique émanant de l'infiltromètre peut être décrite par une équation d'infiltration avec des expressions explicites de $I(t)$ à deux termes ayant la forme :

$$I(t) = S\sqrt{t} + A.t \quad (5.7)$$

Avec ; $I(t)$ représente la lame d'eau infiltrée, S est la sorptivité capillaire, et qui représente la capacité du sol à absorber l'eau par capillarité.

A : est un paramètre défini par l'expression de Haverkamp et *al.* (1994) basée sur des considérations physiques :

$$A = \frac{\gamma S^2}{R(\theta_0 - \theta_i)} + \frac{2-\beta}{3} K(h_0) \quad (5.8)$$

— γ : paramètre compris entre 0.6 et 0.8.

— β : paramètre de forme compris entre 0 et 1 ; dépendant du type de sol et du potentiel d'infiltration h_0 .

— θ_i : teneur en eau initial du sol.

— θ_0 : teneur en eau finale mesurée correspond à la pression imposée h_0 pour chaque essai.

Il existe plusieurs méthodes de détermination de la conductivité hydraulique K_s à partir des mesures de flux d'infiltration (Quadri, 1993 ; Vandervaere et *al.*, 2000 ; Tamoh et Maslouhi, 2004 ; Hachimi, 2021). On a choisi, parmi elles, la méthode basée sur la solution de Wooding (1968) sur le régime d'infiltration permanent. Cette méthode, est très intéressante, mais elle prend assez du temps, puisqu'elle utilise au minimum la mesure de deux cinétiques d'infiltration avec la nécessité d'attendre le régime permanent. Elle se base sur l'équation Eq.2.20, valable pour la stabilisation du flux (régime permanent). L'avantage de cette méthode est qu'elle est très précise et contient peu d'erreurs de mesures dans l'estimation du flux en régime permanent.

D'autre part, Vandervaere et *al.* (2000) proposent d'estimer la sorptivité S (θ_0 , θ_i) et A d'après la relation :

$$\frac{\partial I(t)}{\partial \sqrt{t}} = S + 2A\sqrt{t} \quad (5.9)$$

qui représente la dérivation de l'infiltration cumulée $I(t)$ par rapport à \sqrt{t} . On le calcule expérimentalement par la formule suivante :

$$\frac{dI(t)}{d\sqrt{t}} = \frac{\Delta I(t)}{\Delta\sqrt{t}} = \frac{I_{i+1} - I_i}{\sqrt{t_{i+1}} - \sqrt{t_i}} \quad (5.10)$$

Après, en ajustant par une régression linéaire les points expérimentaux $\frac{dI(t)}{d\sqrt{t}}$ par l'équation (5.9), qui permet de déterminer les deux paramètres S et A . Au cours de la régression, on élimine les premiers points qui sont dues à l'influence du sable de contact, et qui ne sont pas situés sur la droite. La figure 5.6 présente un exemple de cet ajustement. La tendance linéaire est clairement observée, sauf aux premiers points de l'infiltration, car les flux sont assez importants dans les premiers temps qui engendrent des bulles d'air qui montent dans le réservoir d'alimentation de l'infiltromètre perturbant ainsi la lecture exacte du niveau d'eau Δz . A partir de cet ajustement, on estime les valeurs de ces deux paramètres A et S .

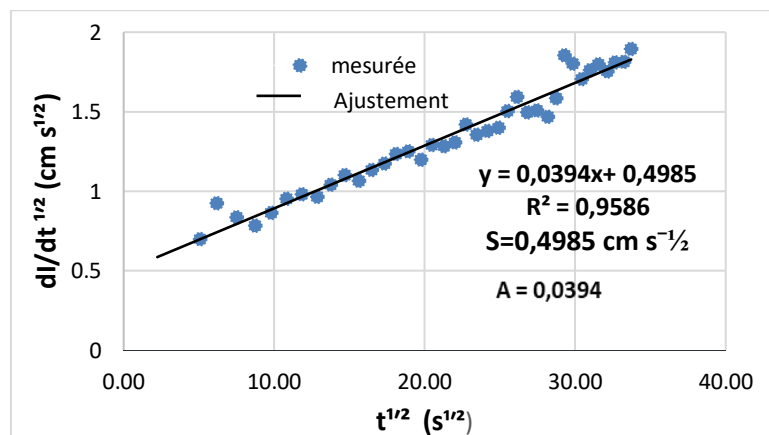


Figure 5.6. Estimation des paramètres S et A par une régression linéaire des points expérimentaux de $dI(t)/d\sqrt{t}$ pour un essai d'infiltration.

La conductivité hydraulique est une caractéristique du sol qui ne peut pas être mesurée directement. C'est une fonction liée à la dynamique de l'eau durant l'infiltration. Dans notre cas d'étude, nous n'avons pas pu reconstituer les deux courbes $K(h)$ et $\theta(h)$ grâce au faible nombre des essais d'infiltration à différentes pressions h_0 . Cette contrainte est liée au problème d'infiltration de l'eau au-delà de $h_0 = -1$ cm dans le site expérimental.

Tableau 5.4. Les paramètres physique, hydriques et hydrodynamiques du sol

Paramètres de profil moyen	Mesure directe		
	H ₁	H ₂	H ₃
Sable (%)	7.24	3.24	1.66
Limon (%)	33.24	25.99	30.30
Argile (%)	59.51	70.77	68.04
da (g.cm ⁻³)	1.30	1.60	1.66
θ _r (cm ³ .cm ⁻³)	0.10	0.15	0.16
θ _i (cm ³ .cm ⁻³)	0.29	0.30	0.39
θ _s (cm ³ .cm ⁻³)	0.66	0.83	0.86
α(cm ⁻¹)	-	-	-
n	-	-	-
K _s (cm/h)	2.37	0.75	0.42

Les résultats des paramètres physiques, hydriques et hydrodynamiques estimés par la méthode directe (Tab.5.4) représentent une moyenne sur six profils de mesures effectués sur la zone d'étude d'El-Hmadna. La concordance des résultats est assez bonne. La valeur de la teneur en eau résiduelle et à saturation, θ_r et θ_s , est assez importante, puisque ces sols ont une forte capacité à retenir l'eau. Les valeurs importantes de la teneur en eau initial, θ_i , indiquent que ces sols étaient un peu humides initialement. La valeur de la densité apparente donne une idée préalable sur la valeur moyenne estimée de la conductivité hydraulique, ainsi ces résultats montrent que ce sol est relativement compact. De nombreux résultats d'études dans des conditions similaires confirment ces résultats obtenus dans nos travaux (INSID, 2008 ; INRAA, 2017 ; Gorine, 2021).

5.3.4. Modélisation bidimensionnelle de l'infiltration en conditions axisymétriques

5.3.4.1 Évolution des profils d'infiltration dans le sol

Dans cette section, nous avons suivi le front d'infiltration dans le sol, à partir des paramètres physiques, hydriques et hydrodynamiques estimés par la méthode directe en utilisant une nouvelle expression analytique basé sur la résolution numérique de l'équation de Richards 2D de l'écoulement axisymétrique par le modèle Hydrus 2D. Cette approche prend en considération le caractère bidimensionnel axisymétrique de l'infiltration de l'eau dans le sol à partir de l'infiltromètre à disque. L'efficacité de cette méthode de travail repose sur l'utilisation des données des particules solides fines (sable, limon, argile), de la densité apparente, de la teneur en eau $\theta(t, r, z)$ et de la conductivité hydraulique saturée de terrain étudié ainsi le traitement simultané de plusieurs variables (pression, teneur en eau, lame d'eau cumulée et les profils du front d'humidité) et à différentes conditions aux limites. Ce mode de résolution semble être le plus fort, en termes de calcul et plus efficace en termes de présentation des

résultats des transferts hydriques dans le sol (Quadri, 1993 ; Tamoh, 2005 ; Hachimi et Maslouhi, 2016 ; Hachimi, 2021).

Pour l'application de cette approche, nous avons étudié, pendant une durée d'infiltration de 24 heures, des fronts d'infiltrations du profil du sol de 200 cm de largeur et de 150 cm de profondeur. Le tableau 5.5 présente les résultats expérimentaux des profils de sol de la zone d'étude.

Tableau 5.5. Epaisseur des horizons de profil moyen du sol

Numéro de l'horizon	Epaisseur de l'horizon (cm)
H₁	35
H₂	39
H₃	76
Profondeur de profil	150

Le profil du front de mouillage obtenu est présenté par la figure 5.7. Cette figure présente les évolutions de l'infiltration en fonctions du temps au pression $h_0 = -1$ cm. La pressions $h_0 = -1$ cm a été choisie pour étudier l'effet de la pression h_0 sur la variation de l'infiltration de l'eau dans le sol en conditions axisymétriques.

La résolution de l'équation de Richards, en tenant compte des conditions initiales et aux limites, nous permet de déterminer à tout instant T_i et à chaque nœud du domaine de maillage la valeur de la pression h_0 . Cette résolution donne l'évolution spatio-temporelle du front de l'infiltration dans le sol. Cette approche nous permet de suivre numériquement le front de mouillage à chaque instant T_i à partir des résultats de simulations.

Ces résultats nous permettent d'observer à première vue, que la dynamique de l'eau de ces sols est très lente. En effet, le paramètre de conductivité hydraulique est fortement lié à la structure et à la texture du sol. De même, ces résultats montrent qu'il faut au moins 6 heures ou plus pour que l'infiltration atteinte une profondeur de 35 cm, et que cette humidité n'atteint jamais le troisième horizon de profil ($z=74$ cm) après 24 heures.

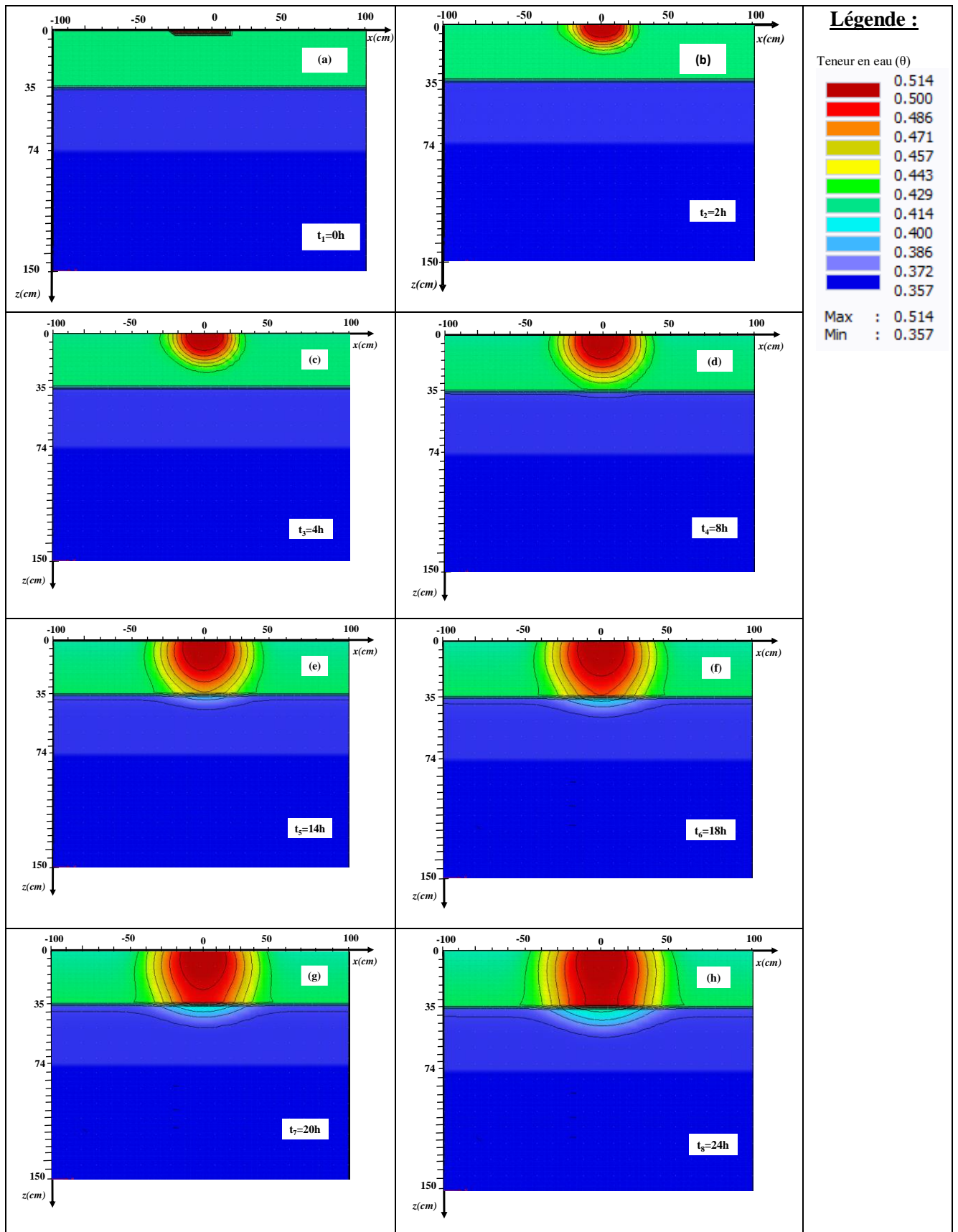


Figure 5.7. Comparaison des profils du front d'infiltration simulées pour $h_0 = -1$ cm à différents temps T

5.3.4.2 Teneur en eau du sol

Les résultats de la fonction $\theta(h)$ (Fig. 5.8) montrent que la teneur en eau volumétrique du sol diminue de la surface vers la profondeur avec l'augmentation de la succion du sol. On constate aussi que la teneur en eau volumétrique est importante dans le premier horizon (H_1) que le deuxième (H_2) et le troisième horizon (H_3).

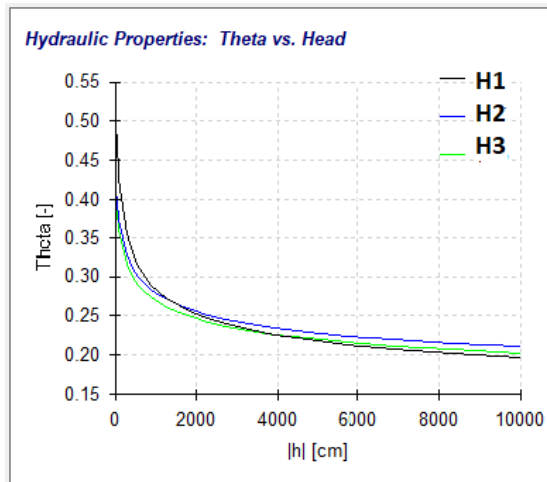


Figure 5.8. Variation de la teneur en eau du profil de sol

5.3.4.3 Propriétés hydrodynamiques du sol

Les résultats montrent que la conductivité hydraulique du sol (Fig. 5.9) devient très faible dans les trois horizons de profil du sol pour h_0 à l'interface disque/sol nulle, et ce paramètre est nul dans les trois horizons au-delà de h_0 à l'interface disque/sol égal -1cm. Les résultats de la fonction $K(h)$ est compatible avec la variation de la conductivité hydraulique du sol en fonction de h_0 obtenue par les résultats des mesures in situ. En effet, ce paramètre est fortement lié à la structure et à la texture du sol et aussi à la dynamique de l'eau dans le sol (Angulo-Jaramillo et *al.*, 2000 ; Gorine, 2021 ; Hachimi, 2021).

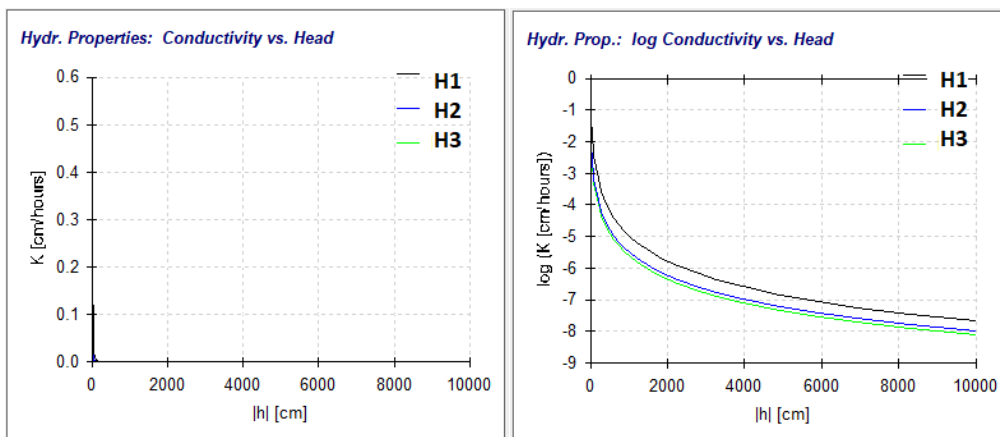


Figure 5.9. Variation de la conductivité hydraulique du profil de sol

La figure présente les résultats de cette étude (Fig.5.10), et montre que le premier horizon (H_1) a une capacité capillaire importante que les deux autres horizons (H_2 , H_3), avec une forte diminution avec l'augmentation de la succion dans le sol. Ces résultats montrent aussi que le premier horizon présente une faible sorptivité du sol. Ainsi, on constate que la sorptivité augmente vers la profondeur du sol, et ce paramètre diminue rapidement avec l'augmentation de la succion dans le sol. Plusieurs travaux d'études dans des conditions similaires confirment ces résultats obtenus par Hydrus 2D dans nos travaux de recherche (Ebrahimian *et al.*, 2012 ; Hachimi, 2021 ; Xuezhen *et al.*, 2023).

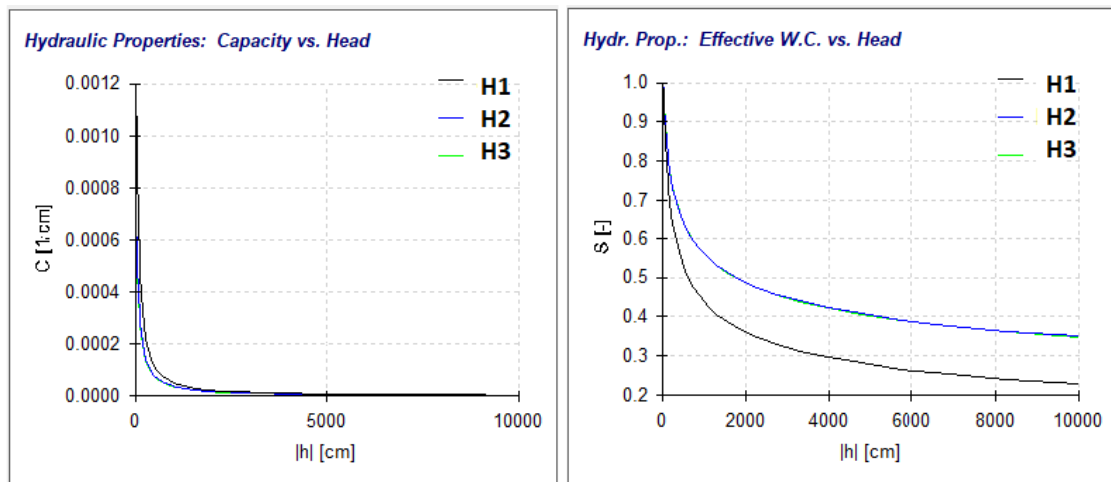


Figure 5.10. Variation de la capacité capillaire et la sorptivité du profil de sol

5.4 Conclusion

Pour une première caractérisation hydrodynamique des sols de la zone El-Hmadna, nous avons utilisé une méthode basée sur deux approches complémentaires : d'une part, nous avons utilisé la technique d'infiltrométrie comme une méthode *in situ*, à l'aide de l'infiltromètre à disque. Le principe de l'infiltromètre à disque repose sur le phénomène d'infiltration de l'eau dans le sol sous une condition de pression h_0 négative ou nulle. D'autre part, l'utilisation d'une approche de simulation des valeurs expérimentales des paramètres physiques, hydriques et hydrodynamiques du sol. L'utilisation de modèle Hydrus 2D basé sur l'équation d'infiltration de Richards en conditions d'axisymétries, nous a permis de suivre l'évolution du front d'infiltration en fonction du temps vers une profondeur de 150 cm associée à la succion imposée h_0 par l'infiltromètre à la surface du sol. Les résultats qui ont été présentés sont proches aux mesures expérimentales, ainsi qu'aux résultats en provenance de la littérature pour le même type de sols ou pour la même condition d'expérimentations. Ces résultats montrent aussi que la

texture, la structure du sol et le type des mesures influencent sur l'estimation des paramètres hydrodynamiques.

Les résultats présentés dans cette étude ne constituent qu'une approche préliminaire pour déterminer les caractéristiques hydrodynamiques des sols de la plaine du Bas-Chéiff. Dans la suite du travail, pour une évaluation plus précise des paramètres hydrodynamiques et pour surmonter les difficultés trouvées, il serait intéressant d'utiliser d'autres méthodes numériques simulant en réalité l'écoulement unidimensionnel et bidimensionnel de l'eau à partir de l'infiltromètre.

Conclusion générale

Conclusion générale

Ce travail a été réalisé pour mesurer in situ l'infiltration de l'eau du sol par un infiltromètre à disque, d'évaluer et de cartographier la distribution des particules des sols et le niveau actuel de la salinité des sols d'El Hmadna de la plaine du Bas-Chéliff au Nord-ouest de l'Algérie.

Pour une première caractérisation hydrodynamique des sols de la zone El-Hmadna, nous avons utilisé une méthode basée sur deux approches complémentaires : d'une part, nous avons utilisé la technique d'infiltrométrie comme une méthode in situ, à l'aide de l'infiltromètre à disque. Le principe de l'infiltromètre à disque repose sur le phénomène d'infiltration de l'eau dans le sol sous une condition de pression h_0 négative ou nulle. D'autre part, nous avons utilisé une approche de simulation des paramètres physiques et hydrodynamiques du sol.

Les analyses granulométriques de la couche superficielle du sol ont montré que les sols argileux occupent près 64% de la superficie totale et se répartissent globalement au Nord et Nord-ouest de la zone d'étude, et 13.5% des sols avaient une texture argilo-limoneuse.

Les résultats de l'évaluation et de la cartographie de la salinité du sol ont montré que 85 % de la superficie étudiée présente des sols non salins ($CE < 2 \text{ dS m}^{-1}$), un niveau élevé du risque de salinité du sol au sommet de la partie Sud-ouest de cette zone, avec 15 % de la superficie ayant une salinité $CE > 2 \text{ dS m}^{-1}$, dont 7 % ont révélé un niveau salin ($CE > 4 \text{ dS m}^{-1}$) à extrêmement salin ($CE > 16 \text{ dS m}^{-1}$), et ceci dû au mauvais fonctionnement du réseau de drainage dans cette partie. Les résultats obtenus ont révélé que le problème de la salinité pour l'agriculture présente une contrainte majeure lorsque les niveaux de salinité ont atteint un risque élevé pour affecter les rendements des espèces cultivées. La recherche en matière de biotechnologie végétale peut explorer les façons d'aider à composer avec la salinité, la sécheresse et des facteurs qui peuvent grandement nuire au succès d'un agriculteur.

Les résultats de mesure in situ de la conductivité hydraulique de la couche superficielle du sol à l'aide de l'infiltromètre à disque ont montré que 78% de la superficie totale a une perméabilité modérée. Ces résultats présentent une variabilité spatiale élevée de la conductivité hydraulique du sol avec un CV de 86%. La méthode multi-potentielle est mieux adaptée à l'étude de la variabilité spatiale de la perméabilité par rapport à l'échelle spatiale de la zone étude.

L'utilisation de modèle Hydrus 2D basé sur l'équation d'infiltration de Richards en conditions d'axisymétries, nous a permis de suivre l'évolution du front d'infiltration en fonction du temps sur une profondeur de 150 cm associée à la succion imposée h_0 par l'infiltromètre à

Conclusion générale

la surface du sol. Les résultats qui ont été présentés sont proches aux mesures expérimentales, ainsi qu'aux résultats en provenance de la littérature pour le même type de sols ou pour la même condition d'expérimentations. Ces résultats montrent aussi que la texture, la structure du sol et le type des mesures influencent sur l'estimation des paramètres hydrodynamiques.

Les résultats présentés dans cette étude ne constituent qu'une approche préliminaire pour déterminer les caractéristiques hydrodynamiques des sols de la plaine du Bas-Chélif. Dans la suite du travail, pour une évaluation plus précise des paramètres hydrodynamiques et pour surmonter les difficultés trouvées, il serait intéressant d'utiliser d'autres méthodes numériques simulant en réalité l'écoulement unidimensionnel et bidimensionnel de l'eau à partir de l'infiltromètre. Le suivi de l'évolution du front de mouillage dans la zone l'étude serait très intéressant pour le contrôle de la salinité des sols à des seuils favorables à la production agricole. La cartographie de la fraction fine (argile et limon) et de la perméabilité du sol pourrait fournir une précieuse base de données pour optimiser la gestion de l'irrigation et du drainage afin de limiter les risques d'inondations, de salinisation, de dégradation des sols et de baisse des rendements des cultures.

Références Bibliographiques

Références Bibliographiques

1. Allbed A., Kumar L., Sinha P., 2014. Mapping and modelling spatial variation in soil salinity in the Al Hassa Oasis based on remote sensing indicators and regression techniques. *Remote Sensing*, 6(2): 1137-1157.
2. Alric R., 2006. Analyse comparée des processus d'infiltration et des caractéristiques hydriques des sols du bassin versant de la Vène. Master 2 Sciences de l'Univers, Environnement, Ecologie Parcours Hydrologie-Hydrogéologie. Hydro Sciences Montpellier. 12-31 p.
3. Angulo-Jaramillo R., Vandervaere J. P., Roulier S., Thony J. L., Gaudet J. P., and Vauclin M., 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers : A review and recent developments. *Soil and Tillage Research*, 55(1-2), 1- 29.
4. Ankeny M.D., Ahmed M., Kaspar T.C. and Horton R., 1991. Simplefield method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 55: 468–470.
5. Arampatzis G., Tzimopoulos C., Sakellariou-Makrantonaki M. and Yannopoulos S., 2001. Estimation of unsaturated flow in layered soils with the finite control volume method. *Irrig. Drain.*, 50 : 349–358.
6. Bagnouls F. et Gaussen H., 1953. Saison sèche et indice xérothermique. *Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse*, 88 :193-240 p.
7. Bashan Y. et Wolowelsky J., 1987. Soil samplers for quantifying microorganisms, *Soil Science*, 132-138.
8. Bastet G., Bruand A., Quélin P. et Cousin I., 1998. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : une analyse bibliographique. *Etude et gestion des sols*, 5 :1-24.
9. Bear J., 1972. Dynamics of fluids in porous media. *Hydrodynamic Dispersion*, 579-663.
10. Berkane I., Boulenouar H., Benkhadda Y., Gacem F., Douaoui A., Larid M., and Benabdeli K., 2021. Assessment and mapping of the agro-ecological risk in the Mina plain (northwestern Algeria): soil salinity and irrigation water quality. *Ekológia (Bratislava)*, 40(3), 201–211.
11. Boulaine J., 1957. Etude des sols des plaines du Chélif. Thèse Doctorat Es-science, Université d'Alger. 575p.
12. Bradai A., Douaoui A., Marlet S., Hartani T. et Bouarfa S., 2011. La reconversion à l'utilisation des eaux souterraines pour l'irrigation et ses risques dans la plaine du Bas-Chélif (Nord-Ouest d'Algérie). *Hommes et terres du Nord*, 148 :43-44 · April 2011.
13. Bradai A., Douaoui A., Hartani T., 2012. Some problems of Irrigation Water Management in lower Cheliff Plain (Algeria), *Journal of Environmental Science and Engineering A*, 271 -278.
14. Bradai A., 2017. Evolution de la qualité géochimique des eaux souterraines utilisées dans l'irrigation et leur impact sur la dégradation des sols de la plaine du Bas-Chélif, thèse doctorat. Université Hassiba Benbouali de Chlef- Algérie. 27-59p.
15. Bresler E., Dagan G., Wagenet R.J. and Laufer A., 1984. Statistical analysis of salinity and texture effects on spatial variability of soil hydraulic conductivity, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48 : 16-25.
16. Brooks R. et Corey T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Papers*, Colorado State University.
17. Bruckler L., 1998. Les transferts dans le sol. Sol interface fragile. Editions de l'Institut National de la Recherche Agronomique. Paris, France, 29-40.
18. Burrough P.A. and Mc Donnell R.A., 1998. Principles of geographical information systems. Oxford:

Références Bibliographiques

- Oxford University Press.
19. Carsel R.F. and Parrish R.S., 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resource Research*, 24(5): 755-769.
 20. Clothier B. E., White I., 1981. Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. *Soil Science Society of America Journal*, 45(2), 241-245.
 21. Cohen J., 1988. *Statistical Power Analysis for the Behavioral Sciences*. Second edition.
 22. Coquet Y., Boucher A., Labat C., Roger-Estrade J., Vachier P., 2000. Caractérisation hydrodynamique des sols à l'aide de l'infiltromètre à disques : Aspects théoriques et pratiques. *Etude et gestion des sols*. 7-15p.
 23. Croney, 1952. Hystérésis des courbes de rétention d'eau In Delage P., 1987. Aspects du comportement des sols non saturés. *Revue Française de Géotechnique*.
 24. Darcy H., 1856. *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*. Dalmont, Paris.
 25. Dewitte O., Jones A., Elbelrhiti H., Horion S., Montanarella L., 2012. Satellite remote sensing for soil mapping in Africa: An overview. *Progress in Physical Geography Earth and Environment*, 36(4): 514-538.
 26. Dirksen C., 1975. Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurements. *Soil Science Society of America Journal*, 39(1), 22-27.
 27. Douaoui A., Gascuel-odoux C. et Walter CH., 2004. Infiltrabilité et érodibilité de sols salinisés de la plaine du Bas Chélif (Algérie). *Mesures au laboratoire sous simulation de pluie*. *EGS*, 11 (4) : 379-392.
 28. Douaoui A., 2005. Variabilité spatiale de la salinité en relation avec certaines caractéristiques des sols de la plaine du Bas-Chélif. Apport de la géostatistique et de la télédétection. Thèse doctorat d'état, INA – Alger, 225p.
 29. Douaoui A. et Hartani T., 2007. Impact de l'irrigation par les eaux souterraines sur la dégradation des sols de la plaine du Bas-Chélif. Actes du troisième atelier régional du projet Sirma, Nabeul, Tunisie.
 30. Douaoui A. et Lipinard P., 2010. Télédétection et salinité : Cartographie de la salinité des sols de la plaine algérienne du Bas-Chélif. *Geomatique Expert*, 76: 36-41.
 31. Ebrahimian H., Liaghat A., Parsinejad M., Abbasi F. and Navabian M., 2012. Comparison of one- and two-dimensional models to simulate alternate and conventional furrow fertigation. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 138: 929–938.
 32. Eijkelkamp, 2010. Tension infiltrometer : Operating instructions, 09.09, All it takes For environmental research. Quick start instructions for the use of the 20 cm tension Infiltrometer.
 33. Gagnon S., 1996. Caractérisation de la variabilité spatiale des paramètres hydrogéologiques provenant des sources d'information existantes. Institut national de la recherche scientifique. INRS-Eau, Québec.
 34. Gardner W. R., 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with

Références Bibliographiques

- application to evaporation from a water table, *Soil Sci.*, 85, 244–249.
35. Gascuel-odoux C., 1987. Variabilité spatiale des propriétés hydrique du sol, méthode et résultats ; cas d'une seule variable : revue bibliographique. *Agronomie*, 7(1), 61-71 p.
 36. Gorine M., 2021. Etude et modélisation des processus hydrogéochimiques de salinisation et de sodisation des sols : Cas des sols du périmètre irrigué de la MINA (Relizane), thèse doctorat, Algérie. 106-115 P.
 37. Green W. H. and Ampt G. A., 1911. Studies on Soil Physics. *The Journal of Agricultural Science*, 4(1), 1-24.
 38. Hachimi M. et Maslouhi A., 2015. Estimation des paramètres hydrodynamiques des sols de la région Loukkos par expérimentation et méthode inverse. Laboratoire Interdisciplinaire en Ressources Naturelles et en Environnement – LIRNE. Département de Physique Faculté des sciences, Université IBN TOFAIL, MAROC. 12ème Congrès de Mécanique 21-24 Avril 2015 - Casablanca (Maroc).
 39. Hachimi M. et Maslouhi A., 2016. Hydrodynamic characterization using the disc infiltrometer of Loukkos soils (Morocco). *Journal of Materials and Environmental Science*, 7(9), 3300-3312.
 40. Hachimi M., 2021. Identification des paramètres hydrodynamiques du sol du Bassin Loukkos (Maroc) par modélisation directe et inverse, thèse doctorat. Université Ibn Tofail, Maroc. 43-139p.
 41. Haverkamp R., Parlange J. Y., Starr J. L., Schmitz G. and Fuentes C., 1990. Infiltration Under Pondered Conditions. *Soil Science*, 149 : 292-300.
 42. Haverkamp R., Ross P. J. Smettem K. R. J. and Parlange J. Y., 1994. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer : 2. Physically based infiltration equation. *Water Resources Research*, 30(11), 2931-2935.
 43. Haverkamp R., Reggiani P., Ross P.J. and Parlange J. Y., 2002. Soil water hysteresis prediction model based on theory and geometric scaling. *Environmental Mechanics : Water, Mass and Energy Transfer in the Biosphere : The Philip Volume*, 213-246p.
 44. Haverkamp R., Leij F. J., Fuentes C., Sciortino A. and Ross P. J., 2005. Soil water retention. *Soil Science Society of America Journal*, 69(6), 1881-1890.
 45. Hillel D., 1980. *Fundamentals of soil physics*. Academic press, New York.
 46. Institut national de la recherche agronomique d'Algérie (INRAA), 2017. Caractérisation de l'Etat Actuel des sols de la station expérimentale d'El-Hmadna. Rapport d'étude.
 47. Institut national de la recherche agronomique d'Algérie (INRAA), 2022. Relevés des données climatiques, Station météorologique d'El Hmadena, Relizane, Algérie.
 48. Institut national des sols, de l'irrigation et du drainage (INSID), 1998. Projet pilote sur la caractérisation de l'état actuel de la salinité du Bas-Cheliff. Rapport 1, 2 et 3, Relizane, Algérie.
 49. Institut national des sols, de l'irrigation et du drainage (INSID), 2006. Caractérisation de l'Etat Actuel de la Salinité dans le Périmètre Irrigué de la Mina sur 3000 ha, Relizane, Algérie.
 50. Institut national des sols, de l'irrigation et du drainage (INSID), 2008. Le point sur la salinité des sols dans les périmètres irrigués: Risques et recommandations (Cas du périmètre irrigué du Bas-Chéiff).

Références Bibliographiques

Available at: <http://insid.dz/realisation/sol/R4.pdf> (accessed 13.07.2022.)

51. Lee Daniels W. Haering K. C., 2014. The Mid-Atlantic Nutrient Management Handbook: Chapter 3. Concepts of Basic Soil Science. Department of Crop and Soil Environmental Sciences, Virginia Tech.
52. Leij F. J., 1996. The UNSODA unsaturated soil hydraulic database : user's manual (Vol.96, No. 95). National Risk Management Research Laboratory, Office of Research and De-velopment, US Environmental Protection Agency.
53. Leij F. J. and Schaap M. G., 2001. Pedotransfer functions for solute transport parameters of Portuguese soils. *European Journal of Soil Science*, 52(4), 563-574.
54. Logsdon S. D. and Jaynes D. B., 1993. Methodology for Determining Hydraulic Conductivity with Tension Infiltrometers. *SOIL SCI. SOC. AM. J.*, VOL. 57, NOVEMBER-DECEMBER 1993. 1427-1431.
55. Ma Y., Feng S., Su D.Y., Gao G.Y. and Huo Z.L., 2010. Modeling water infiltration in a large layered soil column with a modified Green-Ampt model and HYDRUS-1D. *Comput. Electron. Agric.*, 71 (Suppl. S1), 40-47.
56. Marlet S., Vincent B., Vidal A., Bouarfa S., Wu J., Yang J. N'Daiye M. K., Kuper M. et Zimmer D., 2005. Gestion de l'eau et de la salinité et redistribution des sels dans les périmètres irrigués. International Commission on Irrigation et Drainage. Symposium 12 p.
57. Mathieu C. et Pieltain F., 1998. *Analyses physiques des sols, méthodes choisies*. Londres- New York.
58. McDonald R.A. et BNEDER (Bureau National d'Etudes pour le Développement Rural), 1990. Etude de l'avant-projet détaillé des extensions de Guerouaou et de Sebkhet Benziane et du réaménagement du Bas-Chélif.
59. Mermoud A., 2006. Cours de physique du sol : Etat de l'eau du sol. Ecole Fédérale Polytechnique de Lausanne.
60. Mertens J., Jacques D., Vanderborght J. and Feyen J., 2002. Characterisation of the field-saturated hydraulic conductivity on a hillslope : in situ single ring pressure infiltrometer measurements. *Journal of Hydrology*, 263(1-4), 217-229.
61. Mishra S.K., Kumar S.R. and Singh V.P, 1999. Calibration and validation of a general infiltration model. *Hydrol. Process.* 13, 1691-1718.
62. Miyazaki T., 2006. *Water Flow in Soils* : CRC Press Taylor & Francis Group. Second Edition
63. Mualem Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research.* 12 : 513-522p.
64. Musy A. et Soutter M., 1991. *Physique du sol*. Presses polytechniques et universitaires romandes PPUR, Volume 6, 01-87p.
65. Ouled Chikh M., 2007. Analyse du fonctionnement des réseaux d'irrigation et de drainage dans le contexte de salinité du périmètre du Bas-Chélif. Master Pro2 M. Montpellier. 50p
66. Parlange J. Y. and Hogarth W. L., 1985. Comments "On steady infiltration from spherical cavities"

Références Bibliographiques

- by Philip, J. R. Soil Science Society of America Journal, 49 : 788p.
67. Perroux K. M. and White I., 1988. Designs for disc permeameters. Soil Science Society of America Journal, 52(5), 1205-1215.
68. Philip J. R., 1957a. Numerical Solution of Equations of the Diffusion Type with Diffusivity Concentration Dependent II. Australian Journal of Physics, 10(1), 29-42.
69. Philip, J. R. 1957b. The theory of infiltration : 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. Soil science, 84(3), 257-264.
70. Philip J. R., 1969. Theory of infiltration. In Advances in hydroscience. Elsevier, Vol. 5, 215- 296.
71. Pousset J., 2017. Engrais verts et fertilité des sols : principes agronomiques et pratiques agricoles. 3ème édition. Editions France Agricole. Paris.
72. Pullan A. J., 1990. The quasilinear approximation for unsaturated porous media flow. Water Resour. Res. 26 : 1219–1234.
73. Quadri M.B., 1993. L'infiltrométrie multi-disques pour la caractérisation hydro-dispersive des sols non saturés : modélisation des transferts et applications. Thèse doctorat, Université de Grenoble.
74. Rejiba F., Cosenza P., Camerlynck C. and Tabbagh A., 2005. Three ? dimensional transient electromagnetic modeling for investigating the spatial sensitivity of time domain reflectometry measurements. Water resources research, 41(9).
75. Reynolds W. D. and Elrick D. E., 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. Soil Science Society of America Journal, 55(3), 633-639.
76. Roche M., 1963. Hydrologie de surface. Office de la recherche scientifique et technique outre-mer - (Paris). Edition ORSTOM and Gauthier-Villars Paris. 161-162 p.
77. Russo D. et Bresler E., 1981. Soil hydraulic properties as stochastic processes: 1. An analysis of field spatial variability. Soil Sci Soc. Am. J., 45, 682-687.
78. Saâdi Z., Maslouhi A., Zeraouli M. and Gaudet J. P., 2000. First Attempts for Predicting Seasonal Nitrate Concentration Variations at Mnasra Aquifer (Morocco). Environmental Technology, 21(6), 671-680.
79. Schneider S., 2010. Estimation des paramètres hydrodynamiques des Sols à partir d'une modélisation inverse de données d'infiltration et de résistivité électrique. Thèse de doctorat, université paris-sud 11. 24-26p.
80. Simunek J., Sejna M. and Van Genuchten M. T., 1996. HYDRUS-2D : Simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. International Ground water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colorado.
81. Simunek J., Van Genuchten M. Th. and Sejna M., 2008. Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes Vadose Zone Journal, Special Issue "Vadose Zone Modeling", 7(2), 587-600.
82. Simunek J., Sejna M., Saito H., Sakai M. and Van Genuchten M., 2009. Hydrus-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. 4.08 ed.

Références Bibliographiques

83. Smiles D. E. and Harvey A. G., 1973. Measurement of moisture diffusivity of wet swelling systems. *Soil Science*, 116(6), 391-399.
84. SOGREAH S.N.S., 1985. Rapport E2. Rénovation des réseaux (irrigation et drainage).
85. Soria U.J., 2003. Identification des paramètres hydrodynamiques du sol par modélisation inverse des flux d'infiltration : application aux échelles locale et hydrologique. Thèse de doctorat. Grenoble, INPG.
86. Sposito G., 1998. Les objectifs de la science du sol - Les défis à relever pour la science du sol - Les apports pratiques et les bienfaits de la science du sol. 16ème congrès mondial de science du sol. Montpellier. CD-ROM, 11 p.
87. Stephens D. B., 1995. *Vadose zone hydrology*. Lewis Publishers, CRC Press, Inc. Boca Raton, Florida. U.S.A.
88. Tamoh K. et Maslouhi A., 2004. Mesures in situ par infiltrométrie des propriétés hydrodynamiques des sols de Mnasra (Maroc). *Comptes Rendus Géoscience*, vol. 336, no 6, 535-545 p.
89. Tamoh K., 2005. Étude des transferts hydriques et de Nitrates dans les sols de Mnasra : Caractérisation hydrodynamique, Modélisation et SIG. Thèse doctorat, Université Ibn Tofail, Faculté des sciences, Kénitra, Maroc.
90. Taslma T. et Parlange J., 1972. One dimensional vertical infiltration. *Soil Research*, 10(2), 143-150.
91. Thony J. L., 1970. Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les éléments en milieux poreux non saturés. Doctoral dissertation, Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble.
92. Touma J., 1984. Etude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés : Role de l'air, Influence de l'écoulement multidimensionnel de l'eau. Thèse doctorat, 05-132 P.
93. USDA, 1954. *Diagnosis and improvement of saline and alkali soils*. Washington : U.S. Salinity Laboratory Staff, Government Printing Office.
94. Vachaud G. and Thony J. L., 1971. Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial waters contents. *Water Resources Research*, 7(1), 111-127.
95. Vandervaere J.P., 1995. Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques : analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroutés. *Hydrologie*. Thèse doctorat, Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
96. Vandervaere J. P., Vauclin M. and Elrick D.E., 2000. Transient flow from tension infiltrimeters I. The two-parameter equation. *Soil Science Society of America Journal*, 64(4), 1263-1272.
97. Van Genuchten M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*. 44(5) : 892-898.
98. Vauclin M., 1971. Effets dynamiques sur la relation succion-teneur en eau lors d'écoulements en milieu non saturé. Doctoral dissertation, Université scientifique et médicale de Grenoble.
99. Vauclin M., 1982. Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol. In : *Les Colloques de l'I.N.R.A. Variabilités spatiale des processus de transfert dans les sols*, Avignon, 15 : 9-43.

Références Bibliographiques

100. Vereecken H., Kasteel R., Vanderborght J. and Harter T., 2007. Upscaling hydraulic properties and soil water flow processes in heterogeneous soils. *Vadose Zone Journal*, 6(1),1-28.
101. Wagenet R.J., Knighton R.E. et Bresler E., 1984. Soil chemical and physical effects on spatial variability of hydraulic conductivity. *Soil Science*, 137, 252-262.
102. Walter C.,1990. Estimation of soil properties and quantification of their variability at medium scale: soil and geostatistical mapping in the south of Ile and vilaine (France). Doctoral thesis, University of Paris.17-24p.
103. Wang Z., Zhao G., Gao M., Chunyan C., 2017. Spatial variability of soil salinity in coastal saline soil at different scales in the Yellow River Delta, China. *Environmental Monitoring and Assessment*, 189(2) : 80.
104. Warrick A.W. and Nielsen D.R.,1980. In : Applications of Soil Physics. Hillet D., ed., Academic Press, New-York.
105. Warrick, A. W. and Broadbridge P.,1992. Sorptivity and macroscopic capillary length relationships. *Water Resources Research*, 28(2), 427-431.
106. White I. and Sully M. J.,1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resources Research*, 23(8), 1514-1522.
107. Williams R.D., Ahuja L.R., Naney J.W., Ross J.D. et Barnes B.B.,1987. Spatial trends and variability of soil properties and crop yield in a small watershed. *Transactions of the ASAE*, 30, 1653-1660.
108. Wooding R. A.,1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water resources research*, 4(6), 1259-1273.
109. Wösten J. H. M., Pachepsky Y. A. and Rawls W. J., 2001. Pedotransfer functions : bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of hydrology*, 251(3-4), 123-150.
110. Xuezhen W., Lingxin G., Hanmi Z., Yuxiang H. and Jiangtao J., 2023. Effects of Subsoiling with Different Wing Mounting Heights on Soil Water Infiltration Using HYDRUS-2D Simulations. *Agronomy*, MDPI. Henan University of Science and Technology, Academic Editor : Koffi Djaman.
111. Yahiaoui I., Douaoui A., Zhang Q., Ziane A., 2015. Soil salinity prediction in the Lower Cheliff plain (Algeria) based on remote sensing and topographic feature analysis. *Journal of Arid Land*.
112. Yao Y.X., 2019. Numerical Simulation and Experimental Study of Soil Water Infiltration in Subsoil Tillage. Master's Thesis, Northwest A&F University, Xianyang, China.
113. Zeraoui M., 1992. Pollution par les nitrates. Premiers résultats de la situation actuelle dans la nappe des Mnasra (décembre 1992 – janvier 1993), Office régional de mise en valeur agricole du Gharb, Département de développement agricole, Service des études de développement agricole, Bureau Agro-Pédologique.
114. Soil permeability, https://www.fao.org/fishery/docs/CDrom/FAO_Training/FAO_Training/General/x6706e/x6706e09.htm

Annexes

Tableau 1 : Echelle de salure en fonction de la conductivité électrique de la pâte saturée (U.S. SALINITY LABORATORY, USDA)

Non salé	Peu salé	Salé	Très salé	Extrêmement salé
CE Extrait saturé	2	4	8	16
(dS/ m)				

Tableau 2 : Soil permeability classes for agriculture and conservation

Soil permeability classes	Permeability	
	cm/hour	cm/day
Very slow	Less than 0.13	Less than 3
Slow	0.13 - 0.3	3 - 12
Moderately slow	0.5 - 2.0	12 - 48
Moderate	2.0 - 6.3	48 - 151
Moderately rapid	6.3 - 12.7	151 - 305
Rapid	12.7 - 25	305 - 600
Very rapid	More than 25	More than 600

1. Caractérisation du profil C2P1

1.1. Données générales

- Date de description : 31/01/2018 ;
- Temps : Ciel clair ;
- Topographie : Terrain plat ;
- Matériaux d'origines : Alluvions ;
- État de surface : Jachère

1.2. Description morphologique du profil

H1 (0 à 38cm) : frais ; couleur 10 YR 5/3 argilo-limoneux ; structure grumeleuse ; moyennement poreux ; plastique ; collant ; peu compacte ; friable ; absence d'éléments grossiers ; moyennement organique ; présence de racines fines, forte activité biologique ; vive effervescence à l'Hcl généralisée ; transition diffuse.

H2 : (38 à 73cm) : frais ; couleur 10 YR 5/3 ; argilo-limoneux ; structure polyédrique anguleuse moyenne ; collant ; compact ; peu friable ; faible porosité ; absence d'éléments grossiers ; présence de fentes verticales ; absence de racines ; faiblement organique ; plastique ; présence de tâches blanchâtres sous forme de pseudo-mycéliums ; vive effervescence à l'Hcl généralisée ; transition nette et régulière.

H3 : (73 à 150cm) : frais ; couleur 10 YR 4/3 ; argilo-limoneux ; structure massive ; peu compact ; collant ; plastique ; très peu poreux ; absence d'éléments grossiers ; non organique ; faible activité biologique ; présence des tâches blanchâtres plus intenses que l'horizon sus-jacent ; présence de tâches d'hydromorphie (oxydo-réduction) de couleur grisâtres et ocres, vive effervescence à l'Hcl généralisée.

2. Caractérisation du profil C2P2

2.1. Données générales

- Date de description : 31/01/2018 ;
- Temps : Ciel clair ;
- Topographie : Terrain plat ;
- Matériaux d'origines : Alluvions ;
- État de surface : Jachère

2.2. Description morphologique du profil

H1 (0 à 30cm) : frais ; couleur 10 YR 4/3 argilo-limoneux ; structure grumeleuse ; poreux ; plastique ; collant ; peu compacte ; friable ; absence d'éléments grossiers ; moyennement organique ; présence de racines fines, forte activité biologique ; vive effervescence à l'Hcl généralisée ; transition diffuse.

H2 : (30 à 83cm) : frais ; couleur 10 YR 4/3 ; argilo-limoneux ; structure polyédrique sub-anguleuse moyenne ; collant ; compact ; peu friable ; porosité moyenne ; absence d'éléments grossiers ; faible enracinement ; faiblement organique ; plastique ; présence de tâches blanchâtres sous forme de pseudo-mycéliums ; vive effervescence à l'Hcl généralisée ; transition nette et régulière.

H3 : (83 à 150cm) : frais ; couleur 10 YR 4/2 ; argilo-limoneux ; structure massive ; peu compact ; collant ; plastique ; très peu poreux ; absence d'éléments grossiers ; non organique ; faible activité biologique ; présence des tâches blanchâtres plus intenses que l'horizon sus-jacent ; présence de tâches d'hydromorphie (oxydo-réduction) de couleur grisâtres et ocres, vive effervescence à l'Hcl généralisée.

3. Caractérisation du profil C1P3

3.1. Données générales

- Date de description : 31/01/2018 ;
- Temps : Ciel clair ;
- Topographie : Terrain plat ;

- Matériaux d'origines : Alluvions ;
- État de surface : Jachère

3.2. Description morphologique du profil

H1 (0 à 30cm): frais; couleur 10 YR 4/3 argilo-limoneux; structure grumeleuse; poreux; plastique; collant; peu compacte; friable; absence d'éléments grossiers; moyennement organique; forte présence de racines fines, forte activité biologique ; vive effervescence à l'Hcl généralisée; transition diffuse.

H2 : (30 à 80cm):frais; couleur 10 YR4/3; argilo-limoneux; structure polyédrique sub-anguleuse grossière; collant ; compact; peu friable; porosité moyenne; absence d'éléments grossiers; faible enracinement; moyennement organique; plastique; présence de fentes verticales ; présence de tâches blanchâtres sous forme de pseudo-mycéliums; vive effervescence à l'Hcl généralisée; transition nette et régulière.

H3 : (80 à 150cm): frais; couleur 10YR 5/3; argilo- limoneux; structure massive; peu compact ; collant; plastique; très peu poreux; absence d'éléments grossiers; non organique; ,faible activité biologique; présence des taches blanchâtres plus intenses que l'horizon sus-jacent; présence de tâches d'hydromorphie (oxydo-réduction) de couleur grisâtres et ocres, vive effervescence à l'Hcl généralisée.

4. Caractérisation du profil C1P4

4.1. Données générales

- Date de description: 31/01/2018 ;
- Temps : Ciel clair ;
- Topographie : Terrain plat ;
- Matériaux d'origines : Alluvions ;
- État de surface : Jachère

4.2. Description morphologique du profil

H1 (0 à 37cm): frais; couleur 10 YR 6/3 limoneux; structure grumeleuse; poreux; plastique; collant; peu compacte; friable; absence d'éléments grossiers; moyennement organique; forte présence de racines fines, forte activité biologique ; vive effervescence à l'Hcl généralisée; transition diffuse.

H2 : (37 à 60cm):frais; couleur 10 YR5/3; argilo-limoneux; structure polyédrique sub-anguleuse grossière; collant ; compact; peu friable; porosité moyenne; absence d'éléments grossiers; absence de racines; faiblement organique; plastique; présence de tâches blanchâtres sous forme de pseudo-mycéliums; vive effervescence à l'Hcl généralisée; transition nette et régulière.

H3 : (60 à 150cm): frais; couleur 10YR 4/2; argilo- limoneux; structure massive; peu compact ; collant; plastique; très peu poreux; absence d'éléments grossiers; non organique; ,faible activité biologique; présence des taches blanchâtres plus intenses que l'horizon sus-jacent; présence de tâches d'hydromorphie (oxydo-réduction) de couleur grisâtres et ocres, vive effervescence à l'Hcl généralisée.

5. Caractérisation du profil B2P5

5.1. Données générales

- Date de description: 31/01/2018 ;
- Temps : Ciel clair ;
- Topographie : Terrain plat ;
- Matériaux d'origines : Alluvions ;
- État de surface : Jachère

5.2. Description morphologique du profil

H1 (0 à 37cm): frais; couleur 10 YR 6/3 limoneux; structure grumeleuse; poreux; plastique; collant; peu compacte; friable; absence d'éléments grossiers; moyennement organique; forte présence de racines fines, forte activité biologique ; vive effervescence à l'Hcl généralisée; transition diffuse.

H2 : (37 à 60cm):frais; couleur 10 YR5/3; argilo-limoneux; structure polyédrique sub-anguleuse grossière; collant ; compact; peu friable; porosité moyenne; absence d'éléments grossiers; absence de racines; faiblement organique; plastique; présence de tâches blanchâtres sous forme de pseudo-mycéliums; vive effervescence à l'Hcl généralisée; transition nette et régulière.

H3 : (60 à 150cm): frais; couleur 10YR 4/2; argilo- limoneux; structure massive; peu compact ; collant; plastique; très peu poreux; absence d'éléments grossiers; non organique; ,faible activité biologique; présence des taches blanchâtres plus intenses que l'horizon sus-jacent; présence de tâches d'hydromorphie (oxydo-réduction) de couleur grisâtres et ocre, vive effervescence à l'Hcl généralisée.

6. Caractérisation du profil B2P6

6.1. Données générales

- Date de description: 31/01/2018 ;
- Temps : Ciel clair ;
- Topographie : Terrain plat ;
- Matériaux d'origines : Alluvions ;
- État de surface : Jachère

6.2. Description morphologique du profil

H1 (0 à 40cm): frais; couleur 10 YR 4/6 argilo-limoneux; structure grumeleuse; poreux; plastique; collant; peu compacte; friable; absence d'éléments grossiers; moyennement organique; forte présence de racines fines, forte activité biologique ; vive effervescence à l'Hcl généralisée; transition diffuse.

H2 : (40 à 90cm): frais; couleur 10 YR5/3; argilo-limoneux; structure polyédrique sub-anguleuse grossière; collant ; compact; peu friable; porosité moyenne; absence d'éléments grossiers; absence de racines; faiblement organique; plastique; présence de tâches blanchâtres sous forme de pseudo-mycéliums; vive effervescence à l'Hcl généralisée; transition nette et régulière.

H3 : (90 à 150cm): humide; couleur 10YR 5/3; argilo- limoneux; structure massive; peu compact ; collant; plastique; très peu poreux; absence d'éléments grossiers; non organique; ,faible activité biologique; présence des taches blanchâtres plus intenses que l'horizon sus-jacent; présence de tâches d'hydromorphie (oxydo-réduction) de couleur grisâtres et ocre, vive effervescence à l'Hcl généralisée.