

Université Abd el Hamid Ibn Badis

Mostaganem

Faculté des sciences de la

Nature et de la vie



جامعة عبد الحميد ابن باديس
مستغانم
كلية علوم الطبيعة و الحياة

DEPARTEMENT D'AGRONOMIE

MEMOIRE DE FIN D'ETUDES

Pour l'obtention du diplôme de

MASTER EN AGRONOMIE

Spécialité : Gestion Durable de l'Environnement

THEME

Evolution de la conductivité hydraulique non saturée en sols labouré et non labouré

Présenté par

AMIRI Ouafaa

DEVANT LE JURY :

President: M. BENKHELIFA Mohamed

Pr.Université de Mostaganem

Encadreur : M. KRADIA Laid

CR. INSID, El Matmar, Relizane

Examineur : Mme. MIROUD Naima

M.A.A.Université de Mostaganem

Thème réalisé au laboratoire de l'INSID Ouest El Matmar-Relizane

Année universitaire : 2015 - 2016

Dédicaces

Je dédie ce modeste travail à :

*Ma très chère mère ainsi que mon père qui ont su être à mes cotés dans les moments difficiles, sans les quels je n'aurai pas abouti à ce stade d'étude, ainsi que chaque instant de bonheur qu'ils m'ont procuré et instruit que Dieu les gardes.

*Mes très chères sœurs : Hanane, Nour el Houda

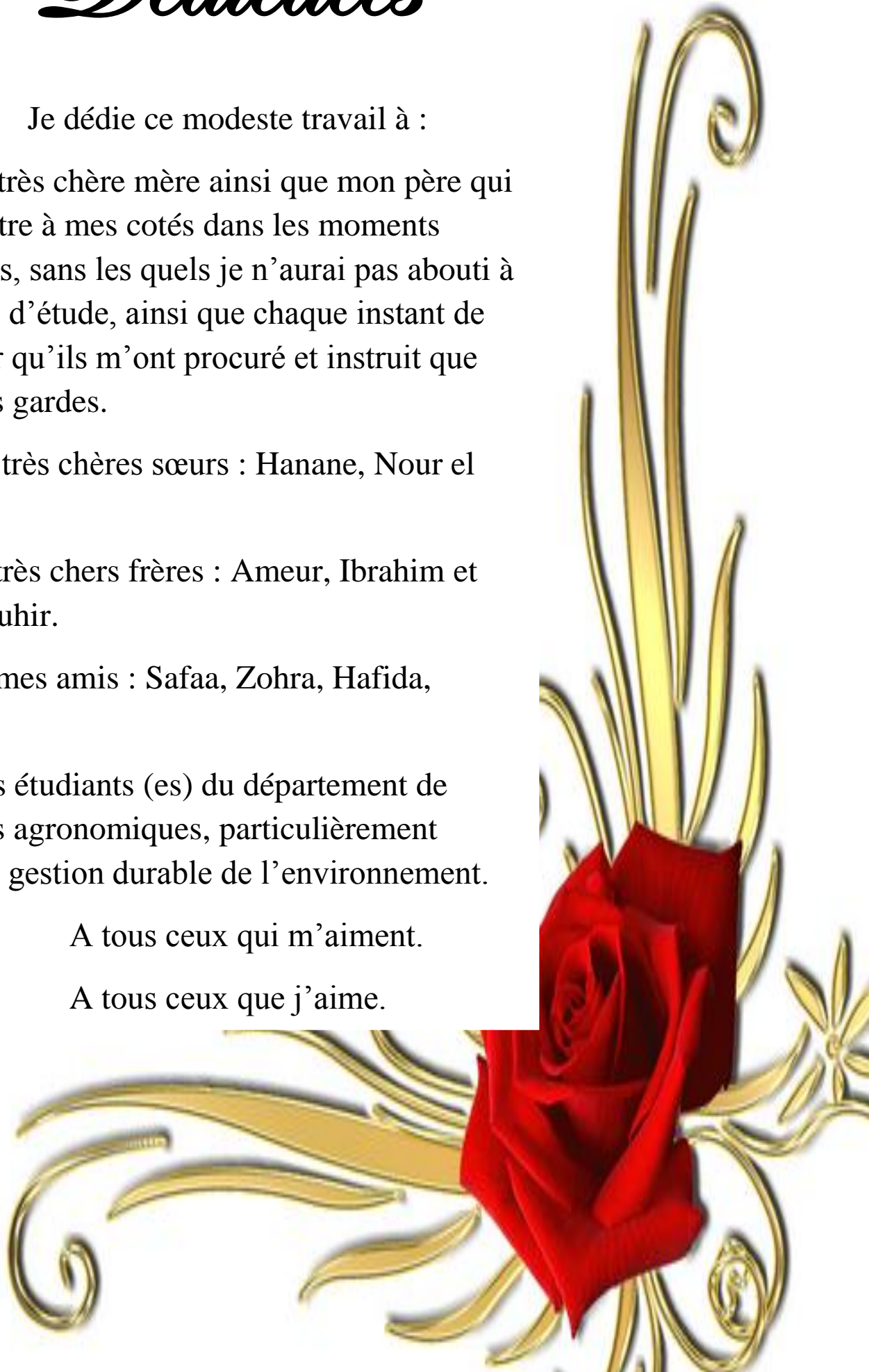
*Mes très chers frères : Ameer, Ibrahim et M^{ed} Zouhir.

*Tous mes amis : Safaa, Zohra, Hafida, Karima

Tous les étudiants (es) du département de sciences agronomiques, particulièrement l'option gestion durable de l'environnement.

A tous ceux qui m'aiment.

A tous ceux que j'aime.



The page is framed by a border of pink orchid flowers. The top and right sides feature larger, more detailed images of the flowers, while the left and bottom sides have smaller, repeating patterns. The background is white, making the pink flowers stand out.

Remerciements

Au terme de ce travail, nous remercions ALLAH qui nous aide et nous donne la patience et le courage durant ces longues années d'étude.

Nous tenons à adresser nos profonds remerciements à Mr. KRADIA Laid pour l'orientation, la confiance, la patience qui a constitué un apport considérable sans lequel ce travail n'aurait pas pu être menée au bon port. Qu'il trouve dans ce travail un hommage vivant à sa haute personnalité.

Nous tenons à exprimer nos sincères remerciements à Mr. BENKHELIFA. M et Mme. MIROUD Naima qui nous ont enseigné et qui par leurs compétences nous ont soutenu dans la poursuite de nos études

Ainsi, nous adressons nos remerciements les plus chaleureux à tous les cadres de L'INSID, en particulier, Abdelkarim, Bakhadda, pour leur aide dans la conception et la réalisation de ce travail.

En fin, je remercie vivement toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail.

Liste des abréviations

K : conductivité hydraulique.

K_{sat} : conductivité hydraulique à saturation.

K_i : conductivité à la pression initiale.

θ : teneur en eau volumique.

θ_f : teneur en eau finale.

θ_i : teneur en eau initiale.

θ_s : teneur en eau à saturation.

H_{cc} : humidité à la capacité au champ.

H_{pF} : humidité au point de flétrissement.

RU : réserve utile.

Da : densité apparente.

Dr : densité réelle.

Hi : humidité initiale.

Hf : humidité finale.

Hr : humidité résiduelle.

SNT : Site Non Travaillé.

SC: Site Cultivé.

ST : Site Travaillé.

α : Paramètre de forme de la fonction conductivité-pression.

h₀: Pression (ou potentiel) imposé en surface.

P_a= Pression de l'air.

P_{atm}= Pression atmosphérique.

q = flux par unité de surface.

q_{∞} = flux en régime permanent.

q_i = flux en régime permanent pour le disque de rayon r_i .

Φ : Potentiel d'écoulement (ou potentiel de Kirchhoff).

Ψ : Succion.

Listes des figures

Fig 1.1 : Profil hydrique	6
Fig1. 2 variations du stock d'eau	7
Fig 1.3 : Evolution générale du régime d'infiltration et de l'infiltration cumulative au cours du temps.....	9
Fig 2.1 : Représentation schématique de l'infiltromètre à disque.....	19
Fig 3.1 : Distribution granulométrique sur le site non travaillé (SNT) à différents profondeurs	28
Fig 3.2 : Distribution granulométrique sur le site cultivé (SC) à différents profondeurs	28
Fig 3.3 : Distribution granulométrique sur le site travaillé (ST) à différentes profondeurs ..	28
Fig 3.4 : Relation entre tension et contenu en eau du sol des trois sites.....	29
Fig 3.5 : Comparaison des densités du sol pour les trois sites.....	30
Fig 3.6 : Comparaison des densités réelles du sol pour les trois sites.....	31
Fig 3.7 : Comparaison des porosités totales du sol pour les trois sites	31
Fig 3.8 : Cinétiques d'infiltration aux potentiels h (-1et -2 cm) pour le site non travaillé	34
Fig 3.9 : Cinétiques d'infiltration aux potentiels h (-1et -2 cm) pour le site cultivé.....	34
Fig 3.10 : Cinétiques d'infiltration aux potentiels h (-1et -2 cm) pour le site travaillé.....	34
Fig 3.11 : Evolution de la conductivité hydraulique en fonction de h pour les trois sites d'études.....	39

Liste des tableaux :

Tableau 1.1.Types de particule suivant leur taille.....	3
Tableau 2.1 - Pluviométrie et évapotranspiration potentielle (moyenne sur 25ans).....	16
Tableau 3.1: Déterminations complémentaires.....	32
Tableau 3.2 – Paramètres pour le calcul de k (sat) par les essais multipotentiels.....	35
Tableau 3.3 - Paramètres pour le calcul de k en fonction de h pour quelques essai multipotentiels.....	36

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I : Le sol et les équations mathématiques.....	3
I.1. Le sol.....	3
I.1.1. Généralités.....	3
I.1.2. Variables de base.....	4
I.2. Caractérisation de l'eau du sol.....	6
I.3. L'infiltration de l'eau dans le sol.....	9
I.4. Transferts hydriques en milieu non saturé.....	10
I.4.1. La conductivité hydraulique.....	10
I.5. Aspects généraux sur les transferts d'eau dans le sol.....	11
I.5.1 Bilan et transfert hydrique.....	11
I.5.1.1 Approche conceptuelle.....	11
I.5.1.2 Approche expérimentale.....	12
I.5.1.3 Approche fonctionnelle.....	13
Conclusions sur les différentes approches.....	13
I.6 Modélisation des transferts hydriques.....	13
CHAPITRE II : Matériels et méthodes.....	15
II.1. Climat.....	15
II.2. La culture du site cultivé : Panicum virgatum (Switchgrass).....	16
II.3. L'infiltrométrie à disque.....	16
II.3. 1. Historique et équations de base.....	16
II.3. 2. L'infiltromètre "non-saturé".....	18
II.3. 3. Description de l'appareillage.....	18
II.3. 4. Mise en œuvre in situ.....	20

II.1. 5. Théorie de l'infiltration axisymétrique.....	23
Méthodes en régime quasi-permanent basées sur la solution de Wooding (1968).....	23
II.4. Déterminations complémentaires.....	24
II.4.2 Mesure des densités.....	25
II.4.3 Mesure de l'humidité en fonction du pF.....	25
II.4.4 Analyse granulométrique.....	26
CHAPITRE III : Résultats expérimentaux.....	27
III.1 Caractéristiques du sol des trois sites.....	27
III.2 Humidités caractéristiques.....	29
III.3 Densité apparente du sol.....	30
III.4 Densité réelle du sol.....	30
III.5 Porosité totale du sol.....	31
III.5 Déterminations complémentaires.....	32
III.6 Conductivité hydraulique dans le domaine non saturé sur le site d'essai.....	33
Conclusion.....	40
Références bibliographiques.....	43

RESUME

L'infiltromètre à disque est un outil particulièrement bien adapté à la mesure de la conductivité hydraulique des sols au voisinage de la saturation, pour des potentiels de l'eau compris entre -25 et 0 cm de hauteur d'eau, soit -2.5 à 0 KPa. Il permet d'explorer le fonctionnement hydrodynamique de la macroporosité des sols dans la gamme de diamètre de pore équivalent supérieur à 0.12 mm.

Le travail présenté dans ce mémoire est consacré à la caractérisation hydrodynamique in situ de trois types de sols, au voisinage de la saturation, par l'utilisation de l'infiltromètre à disque à succion contrôlée.

Dans le domaine non saturé, la méthode (multi-potentielle, en régime transitoire) a été utilisée au champ sur l'infiltration de l'eau dans la couche superficielle de sol. Dans cette étude, on a cherché à évaluer à l'aide de l'infiltromètre à disque la conductivité hydraulique du sol aux potentiels d'infiltration successifs -1 et -2 cm, avec mesure des teneurs en eau initiale et finale, de l'horizon de surface au niveau de trois cases lysimétriques, de 1.5 m² chacune, présentant des structures contrastées. Il s'agit d'un sol non travaillé (**SNT**) pour la première, un sol cultivé (**SC**) qui n'est jamais travaillé pour la deuxième et un sol travaillé (**ST**) pour la dernière. Les trois sites dont la conductivité a été étudiée possèdent ainsi des caractéristiques différentes les uns des autres au moment des mesures. Sur chaque site ont été réalisées plusieurs séries de mesures d'infiltrométrie afin de se faire une idée plus précise de la valeur de la conductivité hydraulique des horizons superficiels.

L'évolution de la conductivité hydraulique en fonction de h pour les trois sites d'étude aux potentiels h (-2, -1 cm) montre que le site non travaillé (**SNT**) présente une conductivité hydraulique à saturation ($K_{sat} = 3.87$ cm/h) faible par rapport au site cultivé (**SC**) et le site travaillé (**ST**) avec respectivement 7.94 et 12.72 cm/h. Cet abaissement de conductivité hydraulique est attribuable à la compaction du sol du site non travaillé (**SNT**). Il est à noter que la valeur de k_s (3.87 cm/h) du site non travaillé (**SNT**) est inférieure aux intensités de précipitations observées en milieu méditerranéen. Lors des précipitations, la faible valeur de K_s entraîne un ruissellement important pour ce site. La présence des racines au niveau du site cultivé (**SC**) et le travail du sol du site travaillé (**ST**) peuvent expliquer l'abondance de pores dans la gamme du rayon équivalent à des potentiels de mesures (-2 et -1 cm) et par conséquent l'augmentation de la conductivité hydraulique. Le travail de sol a aussi entraîné une augmentation de la taille des pores du site travaillé (**ST**).

Mots clés :

Conductivité hydraulique, infiltration, infiltromètre à disque, écoulement axisymétrique, mesure in situ.

ABSTRACT

The blower disc is a tool particularly suitable for the measurement of the hydraulic conductivity of soils in the vicinity of the saturation potential for water between -25 and 0 cm of water, or to -2.5 - 0 kPa. It allows to explore the hydrodynamic operation of the macroporosity of soil in the pore diameter range equivalent greater than 0.12 mm.

The work presented in this paper is devoted to the in situ hydraulic characterization of three soil types, near saturation, the use of the blower controlled suction disk.

In the unsaturated area, the method (multi-potential, transient) was used in the field on the infiltration of water in the surface layer of soil. In this study, we sought to evaluate using infiltrometer to drive the hydraulic conductivity of the soil with successive potential infiltration -1 and -2 cm, measure the levels of initial and final water of surface horizon at lysimeter three boxes, each of 1.5 m² having contrasting structures. This is a non-cultivated (SNT) for the first, cultivated soil (SC) who never worked for the second and worked soil (ST) last. The three sites whose conductivity has been studied and have different characteristics from each other at the time of the measurements. On each site were taken several series of blower door steps to get a better idea of the value of the hydraulic conductivity of surface horizons.

The evolution of the hydraulic conductivity function h for the three study sites for potential h (-2, -1 cm) shows that the unworked Site (NTS) has a saturated hydraulic conductivity ($K_{sat} = 3.87$ cm / h) low compared to cultivated site (SC) and working site (ST) with respectively 7.94 and 12.72 cm / h. This hydraulic conductivity decrease is due to soil compaction for not worked Site (NTS). Note that the value of k_s (3.87 cm / h) for not worked Site (NTS) is less rainfall intensities observed in Mediterranean environment. During rainfall, the low value of K_s causes heavy run off for this site. The presence of roots grown at the site (SC) and the tillage of the site worked (ST) may explain the abundance of pores in the range of the equivalent radius of potential measures (-2 and -1 cm) therefore the increase in hydraulic conductivity. The ground work has also led to an increase in pore size of the working site (ST).

Keywords:

Hydraulic conductivity, infiltration, infiltrometer disc, axisymmetrical flow, measurement in situ.

ملخص

القرص المنفاخ هو وسيلة خاصة و مناسبة لقياس التوصيل الهيدروليكي للتربة في المنطقة القريبة من التشبع بالماء بقوة ما بين 0-25 سم من ارتفاع الماء او 0-2,5 كيلو باسكال. إنها تسمح باستكشاف العملية الهيدروديناميكية للفراغات الواسعة من التربة في حدود ما يعادل قطر المسام اكبر من 0.12 مم. ويكرس العمل المقدم في هذه المذكرة إلى الوصف الهيدروليكي الموقعي لثلاثة انواع من التربة بالقرب من التشبع، باستعمال القرص المنفاخ بامتصاص مراقب.

في الميدان غير المشبع تم استعمال طريقة متعددة القوى في موقع الدراسة لامتناس الماء من طرف الطبقة السطحية للتربة، في هذه الدراسة نسعى لبحث و تقييم التوصيل الهيدروليكي للتربة باستعمال القرص المنفاخ بقوى امتصاص متتالية 1-2, سم ، وقياسات اولية و نهائية لكمية الماء الممتص في الطبقة السطحية للتربة على مستوى المواقع الثلاثة للدراسة ذات مساحة 1,5 م² ، بحيث لكل موقع بنية خاصة، حيث الموقع الاول يحتوي على تربة غير محروثة، و الموقع الثاني يحتوي على تربة مزروعة و ليست محروثة ،والموقع النهائي يحتوي على تربة محروثة. المواقع الثلاثة التي تم فيها دراسة التوصيل الهيدروليكي لها مميزات تختلف من واحدة الى اخرى في مرحلة القياسات.

تطور التوصيل الهيدروليكي للمواقع الثلاثة بقوى 1- و 2- سم يبين ان الموقع غير المزروع له توصيل هيدروليكي ضعيف عند التشبع مقارنة مع الموقع المزروع، والموقع المحروث ويرجع هذا الضعف إلى التحام التربة . في حالة سقوط امطار يؤدي هذا الالتحام إلى انجراف التربة مقارنة بالموقع المزروع الذي يحتوي على جذور تخفض حدة انجراف التربة، اما الموقع المحروث يحتوي على فراغات واسعة تسمح بامتصاص الماء، وبالتالي تقلل من حدة الانجراف.

الكلمات المفتاحية:

التوصيل الهيدروليكي، النفاذية، القرص المنفاخ، السيلان المحوري، القياس الموقعي.

INTRODUCTION

La cinétique des processus de transfert d'eau dans la zone non saturée du sol intéresse de nombreux domaines d'étude parmi lesquels l'agronomie, le génie civil, la protection de l'environnement et bien entendu, la physique du sol. La gestion raisonnée des fertilisants et pesticides pour la protection des eaux souterraines ne peut être menée à bien sans la connaissance des paramètres permettant de prédire la dynamique de l'eau dans les couches de surface. La lutte contre l'érosion et pour le maintien de la fertilité des sols exige la quantification des phénomènes de ruissellement de surface. La conductivité hydraulique K du sol constitue, pour les modèles mécanistes de transfert d'eau et de soluté, un paramètre incontournable.

En raison de la sensibilité des propriétés hydrodynamiques à la structure du sol, la mesure in situ présente un avantage déterminant sur les méthodes de laboratoire (Hussen et Warrick, 1993). Les méthodes de terrain permettant une mesure rapide et non destructrice de K répondent donc à un besoin tout à fait essentiel. A cet égard, l'infiltromètre à disque (ou encore infiltromètre à pression contrôlée) présente la spécificité de permettre une exploration des propriétés du sol en conditions non saturées, sur une gamme de pressions de quelques dizaines de centimètres d'eau. Les effets d'éventuels macropores au voisinage de la surface peuvent ainsi être correctement appréhendés (Clothier et White, 1981 ; Logsdon et Jaynes, 1993) et les conséquences des pratiques culturales clairement mises en évidence (Vauclin et Chopart, 1992).

Ces raisons sont à l'origine du succès croissant de l'infiltromètre à disque au cours de la dernière décennie et du développement des méthodologies d'analyse associées. La géométrie axisymétrique de l'écoulement permet d'atteindre un régime permanent d'infiltration en un temps plus court que dans le cas monodirectionnel vertical. En revanche, elle constitue a priori une complication non négligeable pour l'analyse. Un pas décisif a été franchi lorsque Wooding (1968) a pu établir une formulation analytique approchée remarquablement simple pour le flux surfacique en régime permanent axisymétrique. Cette solution se présente comme la somme de deux termes, le premier, indépendant du rayon r du disque, étant la conductivité, l'autre, inversement proportionnel à r , représentant l'effet de bord. Les méthodes d'analyse aujourd'hui disponibles consistent à exploiter cette solution pour déterminer K .

Cependant, le comportement hydrodynamique des couches superficielles du sol, et plus particulièrement les premiers centimètres, reste difficile à caractériser in situ. Pourtant ceux-ci jouent un rôle primordial dans la partition entre l'eau qui va pénétrer dans le sol, et participer ainsi à l'alimentation hydrique de la plante, et celle qui va ruisseler, engendrant de ce fait diverses conséquences néfastes au plan agronomique : érosion, baisse de fertilité etc. C'est la raison pour laquelle, nous avons choisi de nous intéresser à la méthode de mesure in situ qui permet d'obtenir de façon non destructive les paramètres hydrodynamiques du sol.

L'infiltromètre à disque présente la spécificité de permettre une détermination des propriétés du sol en conditions non saturées, sur une gamme de succions de quelques centimètres d'eau.

C'est dans cette perspective que s'inscrit notre stage dans le cadre de la préparation de mémoire de fin d'étude pour l'obtention du diplôme de Master « Gestion Durable de l'environnement ». Il s'est déroulé au niveau du laboratoire d'analyses de sol, INSID, El Matmar, Relizane. Ce laboratoire relève de l'institut national des sols de l'irrigation et du drainage, INSID.

Dans le cadre de ce stage, l'expérimentation a été menée sur trois types de structure de sol. Il s'agit d'un sol non travaillé (SNT) pour le premier, un sol cultivé (SC) qui n'est jamais travaillé pour le second et un sol travaillé (ST) pour le dernier avec pour but de collecter les données nécessaires à l'exploration des propriétés du sol en conditions non saturées.

Le document est structuré en trois chapitres comme suit:

- le premier chapitre est une revue bibliographique sur le sol et les équations mathématiques qui le décrivent ;
- le deuxième chapitre concerne la présentation de l'infiltromètre à disque, les déterminations complémentaires et la méthode théorique de calcul des paramètres hydrodynamiques;
- le troisième chapitre qui précède la conclusion, expose les différents résultats obtenus et leurs interprétations.

CHAPITRE I : Le sol et les équations mathématiques

L'objectif de ce chapitre est de présenter, dans ses grandes lignes, le formalisme mathématique servant à décrire le sol et l'ensemble des processus hydrodynamiques dont il peut être le siège. Après avoir brièvement rappelé les variables physiques et les hypothèses de travail servant de cadre à notre étude, nous exposerons les équations descriptives et les principaux résultats de la littérature ayant trait au phénomène qui nous intéresse ici plus particulièrement : la conductivité hydraulique.

I.1. Le sol

I.1.1. Généralités

Le terme sol se réfère dans le langage courant à la fine couche extérieure de la surface terrestre, soumise à l'action du climat, résultat de la lente décomposition des roches par des processus physiques et chimiques et siège d'une activité biologique importante (Hillel, 1980). Bien que cette définition laisse deviner le caractère dynamique de la structure du sol, nous considérons ici que les échelles de temps nécessaires à l'apparition de changements notoires dans cette structure sont grandes et que, pour les phénomènes auxquels nous nous intéresserons, le sol peut raisonnablement être considéré comme un milieu physique "figé".

Le physicien considère le sol comme un milieu poreux tri-phasique, c'est-à-dire qu'à une matrice solide rigide (parfois considérée comme déformable) s'ajoutent une phase gazeuse (généralement l'air) et une phase liquide (généralement l'eau), capables de circuler plus ou moins librement à l'intérieur de cette structure. La phase solide est constituée de particules (ou grains) qui, agglomérées les unes aux autres, constituent la trame à l'intérieur de laquelle se feront les mouvements des fluides, air et eau. Ces particules, d'origine et de propriétés physico-chimiques diverses, peuvent, par exemple, être classés suivant leur taille (tableau 1.1).

Dimension caractéristique (mm)	$d < 0.002$	$0.002 < d < 0.2$	$0.2 < d < 2$	$d > 2$
Type de particule	argiles	limons	sables	graviers

Tableau 1.1. Types de particule suivant leur taille.

On distingue généralement trois échelles spatiales :

- L'échelle microscopique, correspondant à l'échelle du grain ou du pore et caractérisée par une forte hétérogénéité,
- 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,
- Et l'échelle mégascopique, correspondant à l'échelle du champ, marquée à nouveau par une hétérogénéité car elle fait intervenir la variabilité spatiale des variables d'état et des processus physiques.

En faisant tendre l'échelle microscopique vers l'échelle macroscopique, on peut définir le volume élémentaire représentatif (V.E.R) comme la plus petite unité de volume de sol pour laquelle les variables d'état deviennent stationnaires, c'est-à-dire que les valeurs moyennes ne dépendent plus de la taille de ce volume. Dans la pratique, le V.E.R. doit être suffisamment grand par rapport à l'échelle moléculaire ou particulaire mais suffisamment petit par rapport à l'échelle de l'application.

I.1.2. Variables de base

Le volume et la masse des différentes phases permettent de définir les grandeurs suivantes :

- La porosité : $\varepsilon = V_v/V_t$ ou V_v et V_t représentent respectivement le volume occupé par les vides et le volume total,

- La masse volumique de solide : $\rho_s = M_g/V_g$ ou M_g et V_g représentent respectivement la masse et le volume des grains,

- la teneur massique en eau : $W = M_w/M_g$ ou M_w représente la masse de l'eau,

- et la teneur volumique en eau : $\theta = V_w/V_t$ ou V_w représente le volume occupé par l'eau.

La porosité constitue une valeur maximale pour θ . Quand $\theta = \varepsilon$, on dit qu'il y a saturation totale du milieu poreux (la saturation naturelle peut se produire pour une valeur de θ légèrement inférieure à ε en raison de la présence d'une phase air dite résiduelle et généralement occluse). La masse volumique de solide prend le plus souvent une valeur proche de 2.65 g/cm^3 , les particules étant généralement constituées d'oxydes de Silicium ou d'Aluminium. Elle peut être supérieure avec la présence d'oxydes de Fer.

La phase liquide ne sera, dans le cadre de ce travail, constituée que d'eau pure, ses mouvements au sein de la matrice solide seront considérés suffisamment lents pour que les écoulements dans le réseau 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. En l'absence de soluté, l'énergie potentielle d'origine osmotique est nulle. L'interaction des phases liquide et gazeuse, non miscibles, crée une pression aux interfaces due aux effets de la capillarité et caractérisée par la tension superficielle, σ , du liquide considéré (0.075 Nm^{-1} pour l'eau pure à 10 C°). Cette grandeur varie avec la température. L'équilibre thermodynamique local permet d'appliquer la loi de Laplace pour la pression capillaire p_c de l'eau, égale à la différence entre la pression, P_a , du fluide non mouillant (l'air) et celle, p_w , du fluide mouillant (l'eau) :

$$P_c = p_a - p_w = 2\sigma/r_p$$

Où r_p représente le rayon du pore ou sa dimension caractéristique. Il est pratique d'exprimer les énergies non pas en unité de pression mais en hauteur d'eau, h , équivalente par :

$$h = p / \rho_w g$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau et g , l'accélération de la pesanteur. La non saturation du milieu se caractérise par une pression d'eau inférieure à la pression atmosphérique, p_{atm} , qui entraîne $h < 0$ si p_{atm} est prise égale à 0. Pour manipuler des grandeurs positives, on pourra lui préférer la succion, $\Psi = -h$. En raison de son évidente dépendance de la géométrie de la matrice poreuse, h est souvent appelé « potentiel matriciel ». En présence de forces de gravité, l'état énergétique de l'eau est également fonction d'un terme potentiel donné par son altitude par rapport à un niveau zéro de référence, généralement assimilé à la surface du sol. En orientant l'axe vertical positivement vers le bas, une particule d'eau située à la profondeur z aura une énergie potentielle $-z$. L'énergie totale, ou charge hydraulique, H , est alors la somme des termes matriciels et gravitaire :

$$H = h - z$$

La conductivité hydraulique, K , est l'un des paramètres décrivant la dynamique des mouvements de l'eau dans le sol. C'est le coefficient de proportionnalité entre le débit volumique par unité de surface, q , et gradient de charge hydraulique :

$$\vec{q} = -K(\theta) \vec{\text{grad}}H \quad (1.1)$$

Cette équation est connue sous le nom de loi de Darcy généralisée. La conductivité varie en général très vite avec θ , surtout au voisinage de la saturation.

A partir des variables θ , h et K , on définit également la capacité capillaire, d'une part :

$$C(\theta) = \partial\theta/\partial h \quad (1.2)$$

Et la diffusivité capillaire, d'autre part :

$$D(\theta) = K(\theta) \partial h / \partial \theta = K(\theta) / C(\theta) \quad (1.3)$$

I.2. Caractérisation de l'eau du sol

Pour caractériser l'état de l'eau dans le sol, on fait appel généralement à deux types d'informations : la quantité d'eau présente dans le sol (la teneur en eau du sol) et son état énergétique.

La teneur en eau du sol exprime la quantité d'eau présente dans le sol en un moment donné. Elle varie selon les conditions climatiques, le type de sol, les prélèvements par les végétaux. On distingue la teneur en eau massique w (rapporté à la masse) et la teneur en eau volumétrique θ (rapporté au volume). La teneur en eau volumétrique est la plus utilisée. La variation de cette dernière en fonction de la profondeur à une date t donné est le profil hydrique du sol étudié en un temps t .

Le stock d'eau à une profondeur z donné, correspond à la surface délimité par le profil hydrique, l'axe des abscisses, l'axe des ordonnées et la droite $y=z$. (fig.1.1)

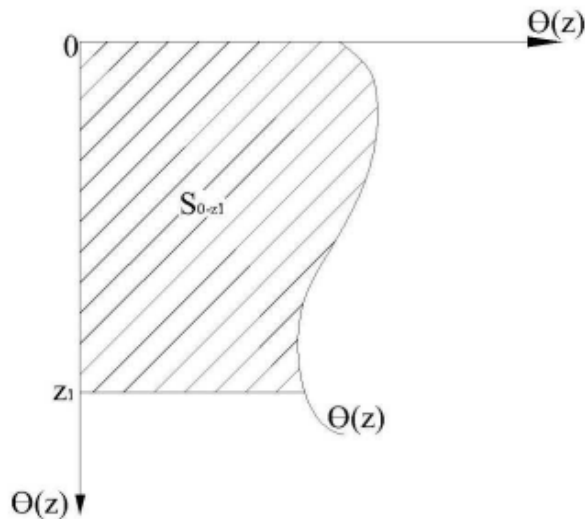


Figure 1.1: Profil hydrique

Source : Note de cours physique du sol

Les variations temporelles du stock s'obtiennent en comparant l'évolution du stock entre des mesures effectuées à des temps t_1 et t_2 différents (fig.1.2). Elle correspond à l'intégrale suivant z de la variation de l'humidité.

$$\Delta S_{t_1-t_2} = \int_0^{z_1} (\theta(z)_{t_1} - \theta(z)_{t_2}) dz \quad (1.4)$$

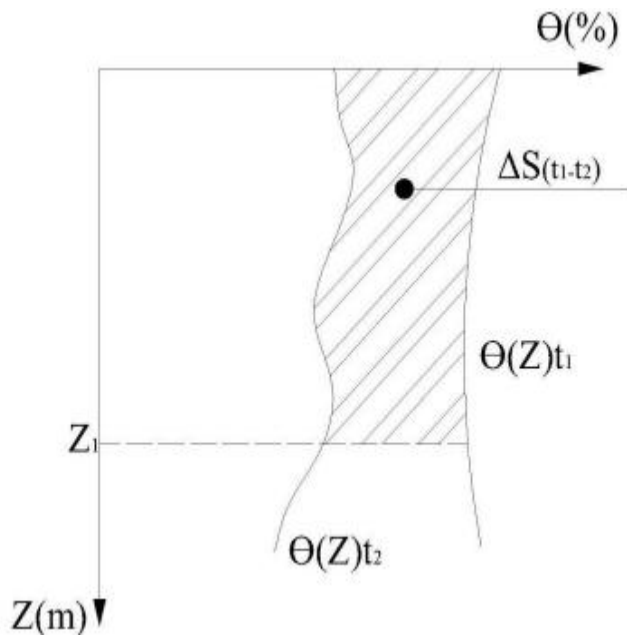


Figure 1. 2: variation du Stock d'eau Source : Note de cours physique du sol

Les valeurs caractéristiques de l'humidité du sol sont :

- Le taux de saturation θ_s ;
- La teneur en eau à la capacité de rétention θ_{cr} ;
- La teneur en eau au point de flétrissement permanent θ_{pf} ;
- Et le taux d'hygroscopicité θ_h .

La teneur en eau seul ne suffit généralement pas à caractériser complètement l'état et le comportement de l'eau du sol. Une autre caractéristique joue un rôle important : l'état énergétique de l'eau du sol traduit par le concept de potentiel sol-eau.

L'eau du sol est soumise à un certain nombre de forces d'origines diverses. Ces forces agissent sur l'eau selon des directions différentes et induisent à l'eau un état énergétique.

L'eau peut contenir de l'énergie sous forme d'énergies cinétique ou potentielle. L'énergie cinétique de l'eau est négligeable ici devant l'énergie potentielle car la vitesse de l'eau du sol est très faible. L'énergie potentielle dépend de la position et de l'énergie interne de l'eau.

C'est elle qui génère l'écoulement de l'eau qui a tendance à s'écouler vers les potentiels décroissants. L'énergie potentielle est exprimée sous forme de potentiel H en colonne d'eau par la somme algébrique de la charge de pression h et de la charge gravitationnelle z :

$$H = h - z.$$

La charge de pression en milieu saturé est égale à la hauteur de pression de l'eau et est de signe positif tandis qu'en milieu non saturé elle est négative et vaut l'opposé de la succion Ψ .

La variation de la valeur de la succion ou de la charge de pression en fonction de la teneur en eau volumétrique est appelée la courbe de rétention du sol. La capacité capillaire du sol est l'inverse de la pente de la courbe de rétention. (MUSY et HIGY, 2003)

$$c = -\frac{d\theta}{d\psi} = \frac{d\theta}{dh} \quad (1.5)$$

La capacité capillaire fournit le volume d'eau libéré par un volume donné de sol suite à une variation unitaire de la succion.

Il est souvent utile d'ajuster aux points expérimentaux une relation analytique qui puisse être introduite dans les modèles mathématiques de description des mouvements d'eau.

Plusieurs auteurs se sont penchés sur la question et ont apporté leur contribution. Nous avons :

- La relation de Brooks et Corey : (Mermoud, 2009)

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{\psi}{\psi_e} \right)^{-\lambda} \quad \text{si } \psi > \psi_e \quad \text{et} \quad \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = 1 \quad \text{si } \psi \leq \psi_e \quad (1.6)$$

Avec

θ_s et θ_r respectivement la teneur en eau à la saturation et la teneur en eau résiduelle.

λ : l'indice de distribution des pores (il est d'autant plus élevé que le sol est grossier) ;

les paramètres λ , ψ_e , θ_r , voire θ_s sont obtenus par calage sur les valeurs expérimentales.

- La relation de van Gemuchten

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + (\alpha\psi)^n \right]^{-m} \quad (1.7)$$

Avec

α , n et m des constantes du sol. Ces valeurs sont déterminées en ajustant la fonction aux valeurs expérimentales.

I.3. L'infiltration de l'eau dans le sol.

D'une manière générale, l'infiltration qualifie le transfert de l'eau à travers les couches superficielles du sol lorsque celui-ci reçoit une averse ou s'il est soumis à une submersion.

L'eau d'infiltration remplit en premier lieu les interstices du sol et des forces de succion (MUSY et HIGY, 2003). Le flux $i(t)$ d'eau qui pénètre dans le sol en surface est appelé Régime d'infiltration. Il est exprimé en mm/h. il dépend fortement du régime d'alimentation (irrigation, pluie) et des propriétés du sol. Le volume total d'eau infiltrée pendant une période donnée est désigné par l'infiltration cumulative $I(t)$. Elle est égale à l'intégrale dans le temps du régime d'infiltration.

$$I(t) = \int_{t=0}^t i(t).dt \quad (1.8)$$

La conductivité hydraulique à la saturation est la limite du taux d'infiltration lorsque le temps tend vers l'infinie comme le montre la figure 1.3, (MUSY et HIGY, 2003).

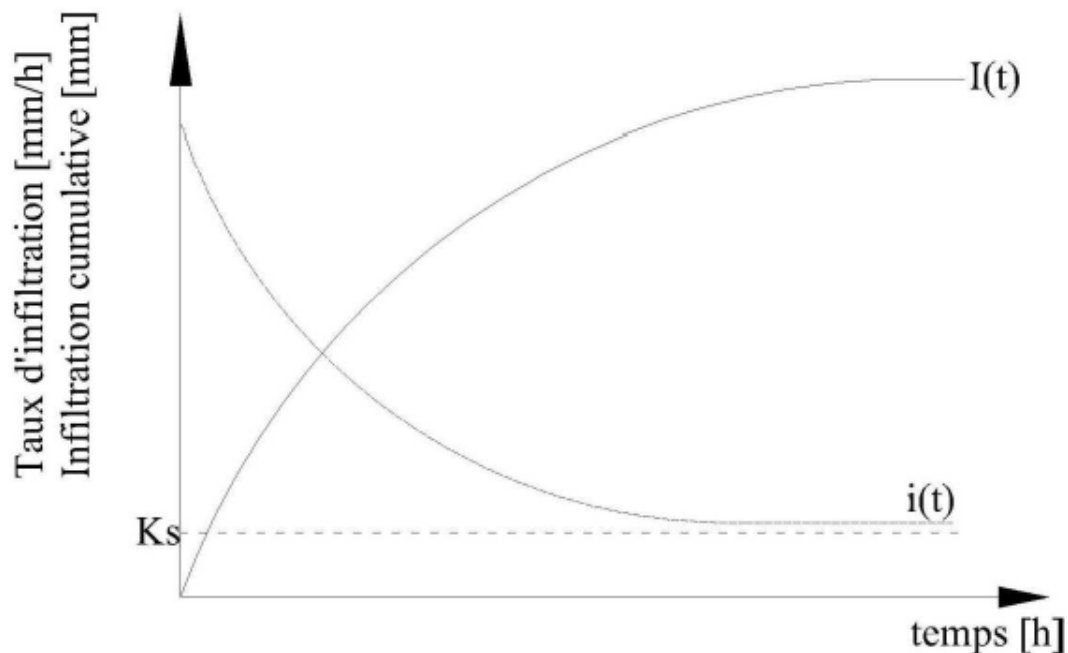


Figure 1.3: Évolution générale du régime d'infiltration et de l'infiltration cumulative au cours du temps.

I.4. Transferts hydriques en milieu non saturé

La plupart des processus de circulation de l'eau dans le sol et dans la zone racinaire de la plupart des plantes, se déroulent dans des conditions de sol non saturé. Les processus d'écoulement non saturé sont en général compliqués et difficiles à décrire quantitativement car ils donnent souvent lieu à des variations de l'état et de la teneur en eau du sol pendant l'écoulement. Ces variations impliquent des relations complexes entre la teneur en eau, la succion et la conductivité hydraulique.

I.4.1. La conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique K est l'un des paramètres décrivant la dynamique des mouvements de l'eau dans le sol. Elle peut être exprimée en fonction, soit de θ , soit de h . la relation $K(\theta)$ est fortement non linéaire mais moins affectée par l'hystérésis que $K(h)$. La relation $K(\theta)$ est donnée par la formule de Brooks et Corey (1964) comme suit :

$$\frac{K}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (1.9)$$

K_s : Conductivité hydraulique à la saturation, θ_r : teneur en eau résiduelle, θ_s : teneur en eau à la saturation, η : paramètre de forme.

La relation $K(h)$ est celle de Gardner (1958) qui est de type exponentiel :

$$K(h) = K_s e^{\alpha h} \quad (1.10)$$

Avec K_s : la conductivité hydraulique à la saturation et α : une constante caractéristique du sol.

I.4.2. La sorptivité

La sorptivité est la capacité d'un sol à absorber l'eau par capillarité. La formule de Parlange (1975) est une des méthodes qui permettent son estimation :

$$S^2 = 2 \int_{\theta_i}^{\theta_s} (\theta_s + \theta - 2\theta_i) D(\theta) d\theta \quad (1.11)$$

La sorptivité dépend certes du sol considéré mais aussi et surtout des conditions initiales et aux limites : elle est d'autant plus grande que le contraste d'humidité $\Delta\theta$ est important.

I.5. Aspects généraux sur les transferts d'eau dans le sol

L'aptitude de décrire et prévoir quantitativement les transferts dans les couches superficielles du sol présente un objectif d'importance dans les domaines des sciences de l'environnement, de l'agronomie et de nombreux autres domaines. C'est en effet dans cette zone, appelée classiquement zone non saturée, que se situent les réserves en eau utilisables par les plantes et qu'ont lieu l'essentiel des transferts conduisant à l'infiltration, à l'évaporation et l'évapotranspiration ainsi qu'à la fixation, la biodégradation et à la percolation des composés organiques et minéraux.

L'étude de ces transferts dans notre environnement naturel est rendue complexe par le fait qu'il s'agit de considérer un milieu polyphasique (eau-air-solide) pouvant se déformer et dans lequel les concentrations en fluides (eau et air) varient dans le temps et l'espace. Ces concentrations se modifient sous l'action conjuguée de variations d'énergie mécanique et thermique, avec des phénomènes d'échanges et de changement de phase, et ce, pour des conditions de types aléatoire (pluie, vent, rayonnement, etc.).

Les transferts dans un milieu poreux à degré de saturation et variable sont décrits à l'échelle macroscopique par des équations aux dérivées partielles fortement non linéaires. Il s'agit de modèles conceptuels puisque fondés sur la connaissance des processus physiques impliqués. Ces modèles permettent de prédire l'évolution spatio-temporelle du milieu poreux, en fonction des conditions initiales et aux limites, par des paramètres phénoménologiques.

Dans l'hypothèse d'un milieu continu uniforme et homogène, ces modèles conceptuels sont de type déterministe puisque la connaissance des paramètres en un point suffit à caractériser l'ensemble du domaine. De nombreuses études expérimentales, essentiellement effectuées en laboratoire, montrent que cette approche convient pour modéliser les transferts dans les milieux poreux non saturés. En revanche, son extension aux conditions naturelles in situ se heurte à de nombreuses limitations : un sol n'est jamais uniforme et homogène, et ses propriétés physico-chimiques varient d'un point à un autre. Identifier et analyser cette variabilité nécessite alors l'utilisation de concepts statistiques.

On se propose de présenter, pour des cas de figure relativement simples, différentes approches d'estimation du bilan hydrique qui sont utilisées en modélisation afin d'en apprécier la validité par comparaison avec des mesures expérimentales.

I.5.1 Bilan et transfert hydrique

I.5.1.1 Approche conceptuelle

Les transferts isothermes d'eau pure dans un sol homogène et isotrope sont régis par la Loi de Darcy généralisée aux milieux poreux non saturés. Jointe à l'équation de conservation de la masse et à la connaissance des caractéristiques hydrodynamiques spécifiques à un sol considéré, elle conduit à l'équation classique de Richards (équation.1.1).

La conductivité hydraulique exprime la capacité du sol à transmettre l'eau suivant son état de saturation exprimé en fonction de (θ) ou (h) , et elle atteint sa valeur maximale à saturation (K_s). Le gradient de charge hydraulique permet de déterminer le sens de déplacement des flux hydriques. Si la relation $K(h)$ est connue, les flux hydriques tels que les remontées capillaires et le drainage peuvent être déduits par application de Loi de Darcy en utilisant les données tensiométriques.

I.5.1.2 Approche expérimentale

Dans l'hypothèse d'un écoulement essentiellement vertical, la méthode permettant la détermination au champ sous culture et sur sol nu des flux est la méthode du plan de flux nul.

La méthode du plan de flux nul (PFN) consiste à suivre l'évolution naturelle, sous culture ou en sol nu, des teneurs en eau et des pressions entre deux périodes d'apport d'eau. Quelques jours après un apport d'eau, le sol présente une zone supérieure soumise à l'évaporation et une zone en profondeur soumise au drainage. Par continuité, il existe entre ces deux zones un niveau où le flux est nul, qui correspond d'après la Loi de Darcy à un maximum du profil de charge $H(z)$ avec $(dH/dz=0)$.

La connaissance de $\Theta(z)$ entre la surface du sol et une profondeur z donne le stock d'eau disponible à l'instant t dans la tranche de sol $[0, z]$:

$$S(z,t) = \int_0^z \Theta(z,t) dz \quad (1.12)$$

La méthode du plan de flux nul présente l'avantage de conduire à l'estimation simultanée du drainage et de l'évaporation : La variation de stock entre la surface du sol et le plan de flux nul moyen entre deux dates représente l'évaporation, tandis que celle au dessous correspond au drainage. Par contre la méthode est tributaire de la présence d'un plan de flux nul dans le profil, qui doit de plus être situé au delà de la profondeur maximale d'enracinement si une culture est en place. Il convient en outre de disposer d'une période de ressuyage assez longue pour couvrir une gamme d'humidité conséquente.

En fin, cette méthode est quelque peu délicate à mettre en œuvre en raison de la difficulté à faire apparaître le PFN et à suivre son évolution. Ainsi, de même pour la méthode de détermination in situ du drainage interne.

Elle repose sur l'analyse de la redistribution de l'eau dans un profil vertical du sol, après une humidification par un apport d'eau à sa surface à l'aide d'infiltromètres simples ou double-anneaux ou de simulateurs de pluie.

I.5.1.3 Approche fonctionnelle

L'estimation du bilan hydrique par cette approche est fondée sur le principe de conservation de la masse, en tenant compte des éventuels transferts latéraux

$$\Delta S = P + I - ETR - D \pm R + Rc \quad (1.13)$$

Le sol est schématisé sous la forme d'un réservoir de capacité égale à la réserve utile RU, dans lequel sont stockés les apports discontinus (pluie P et irrigation I) diminués des pertes par drainage D ou ruissellement R ; les plantes s'alimentent dans ce réservoir et prélèvent un volume égal à ETR. Les apports d'eau par remontées capillaires (Rc) sont difficiles à estimer avec précision.

La description classique des flux est détaillée en annexe 1.

Conclusions sur les différentes approches :

L'approche conceptuelle utilise les courbes des pressions, $h(\theta)$, et des conductivités hydrauliques, $K(\theta)$, en fonction des teneurs en eau. Ces courbes sont difficiles à obtenir expérimentalement en raison de la lourdeur des protocoles de mesures.

L'estimation du bilan hydrique au champ peut être assez imprécise en raison des difficultés pour connaître certains flux, comme le ruissellement, les remontées capillaires ou encore le drainage. Elle est obtenue avec une meilleure précision si l'on peut utiliser la méthode du plan de flux nul.

Le bilan hydrique simulé est très sensible à l'estimation de la réserve initiale du sol. D'autre part, RU est difficile à estimer car la notion de point de flétrissement permanent surestime l'eau disponible pour la plante, étant donné qu'elle ne tient pas compte de la densité racinaire ni de la capacité de la transpiration de la plante. Certains modèles fondés sur le concept fonctionnel (dites capacitifs) utilisent des fonctions de simulation du profil racinaire pour palier à cette difficulté.

I.6 Modélisation des transferts hydriques

Parmi les nombreux types de modèles de transferts hydriques dans les sols existant dans la littérature, deux grandes catégories peuvent être distinguées : des modèles mécanistes basés sur les lois physiques de transfert hydrique dans le sol (en particulier la Loi de Darcy) et des modèles à compartiments et à flux, moins explicatifs des flux de transfert, mais basés sur des paramètres généralement beaucoup plus simples à mesurer.

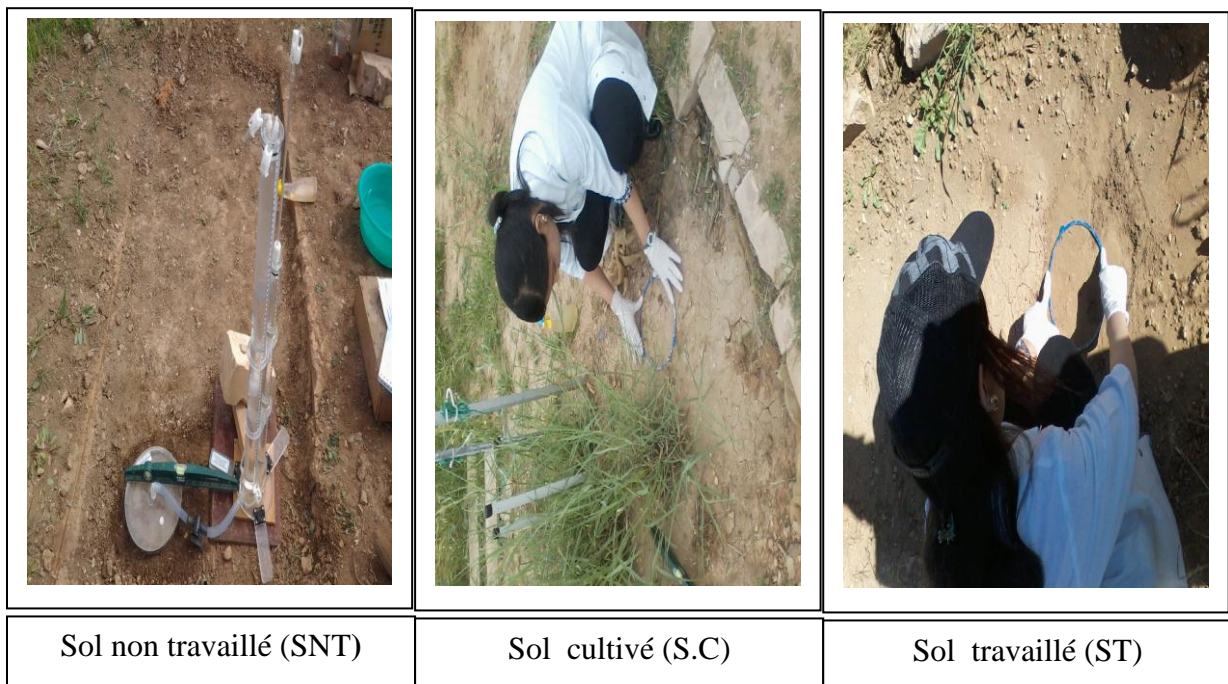
Si nous disposons des données climatiques journalières, les modèles Hydrus 1D (approche mécaniste) et Pilote (approche capacitive) peuvent être utilisés pour comparer les simulations du bilan hydrique sur nos sites d'études.

Le modèle Hydrus est basé sur l'équation de Richards avec les hypothèses d'un milieu poreux rigide dans le quel l'air joue un rôle négligeable dans un processus d'écoulement de l'eau de type Darcien.

Les paramètres gouvernant le transfert d'eau sont les paramètres de la courbe de rétention de Van Guenuchten (annexe 2) et la conductivité hydraulique du sol au niveau de la zone racinaire, rarement disponibles car très délicats à obtenir. Le difficile accès aux caractéristiques hydrodynamiques du sol constitue d'ailleurs le handicap majeur à l'utilisation de cette approche pour estimer les flux d'eau sous culture irriguée. Cependant les conditions de sol (notamment cultivé) invalident souvent les hypothèses sur lesquelles repose ce modèle (écoulements préférentiels, effets macro-pores).

CHAPITRE II : Matériels et méthodes

La méthode multipotentielle présentée ci-dessous a été utilisée pour la détermination de la conductivité hydraulique dans le domaine non saturé. L'ensemble des mesures d'infiltrométrie a été réalisée durant les mois de mars et avril 2016 au niveau de la parcelle expérimentale du laboratoire d'analyses de sol, INSID, Relizane. Les essais ont été réalisés aux potentiels d'infiltration successifs (-1 et -2 cm) au niveau de trois cases lysimétriques, de 1.5 m² chacune, présentant des structures contrastées. Il s'agit d'un sol non travaillé (SNT) pour la première, un sol cultivé (SC) qui n'est jamais travaillé pour la deuxième et un sol travaillé (ST) pour la dernière. La culture du site cultivé est une culture pérenne (*Panicum virgatum* : Switchgrass) installée depuis 2010. Le travail du sol du troisième site a été réalisé à l'aide d'une houe en date du 23/02/2016.



II.1. Climat

Le climat de la région est de type méditerranéen. Pour une période de 25 ans, les précipitations annuelles sont de l'ordre de 276 mm pour des ETP (évapotranspiration potentielle de 1190 mm à la station météorologique située au niveau de la station d'El Matmar, Relizane (Source: O.N.M Oran in MEGUENNI Nouna. Mémoire d'ingénieur).

Un important déficit climatique (pluie-ETP) existe puisque la pluviométrie moyenne annuelle n'est que de 276 mm, pour des ETP de 1190 mm pour une période de 25 ans (1981-2006). La pluviométrie et les ETP (moyennes mensuelles) pour cette période sont reportées dans le tableau 2.1.

Tableau 2.1 - Pluviométrie et évapotranspiration potentielle (moyenne sur 25ans)

Mois	Sep	Oct	N	D	J	F	M	A	M	J	Total
P : mm (moy de 25 ans)	10	24.5	41	40	37	31	38.1	26.9	19.7	6.8	276
Eto : mm (moy de 25 ans)	158	144	78	72	57	68	106	140	172	195	1190

Station El Matmar, Relizane. Source: O.N.M Oran in MEGUENNI Nouna. Mémoire d'ing.

II.2. La culture du site cultivé : *Panicum virgatum* (Switchgrass)

Le switchgrass (*Panicum virgatum*, qui se traduit par panic érigé) est originaire d'Amérique du Nord. Où elle est cultivée pour la production de fourrage et pour la lutte contre l'érosion.

Sa forte productivité en biomasse et sa rusticité ont conduit à son implantation et son étude aux Etats-Unis d'Amérique et plus récemment en Europe dans le cadre des recherches sur les bioénergies. Le Gouvernement des États-Unis la considère depuis 2006 comme une source potentielle d'agro carburant, plus respectueuse de l'environnement.

Le *Panicum virgatum* peut atteindre une taille importante, le système racinaire très dense contribue à fixer le sol et à y améliorer les interactions sol-racines-microbes ainsi que la circulation verticale de l'eau et son épuration. Cette plante a pour cela été expérimentalement réintroduite, avec succès dans certains zones-tampon à vocation d'épuration des eaux et des sols en milieu agricole aux Etats-Unis. Dans les meilleures conditions, ses touffes atteignent 1.8 à 2.2 m de haut.

La switchgrass, autrefois considérée comme une mauvaise herbe inintéressante et à éradiquer des champs est aussi aujourd'hui considérée comme utile pour la restauration ou conservation de sols vulnérables ou dégradés. Son système racinaire très développé, sa hauteur et sa croissance tardive lui permettent de bien protéger les sols contre l'érosion par le vent et l'eau tout en conservant un bon ensoleillement pour d'autres espèces plus printanières.

II.3. L'infiltrométrie à disque

II.3. 1. Historique et équations de base

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 du 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 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. Aussi, l'objectif de Wooding était-il de trouver une solution pour le régime asymptotique seul. En faisant l'hypothèse d'une relation $K(h)$ exponentielle, ce qui permet de linéariser l'équation de transfert en régime permanent, Wooding a pu, après un développement mathématique « héroïque » (Philip, 1986), montrer que la densité surfacique de flux issu d'une source circulaire de rayon r imposant un potentiel nul à la surface du sol tendait vers une valeur proche de :

$$q_{\infty}(h_0) = K(h_0) + \frac{4\Phi(h_0)}{\pi r} \quad (2.1)$$

ou $q_{\infty}(h_0) \text{ LT}^{-1}$ 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 (LT^{-2}) Gardner, 1958).

Les conditions d'applicabilité de cette solution sont :

- le sol est un milieu semi-infini homogène et isotrope,
- sa pression initiale h_i est uniforme et telle que $K_i = K(h_i) \ll K_s$.

Cette solution a pu être obtenue sous la condition que le paramètre adimensionnel $a = \alpha r$ soit inférieur à 6 [α correspond à l'équation (1.10)]. Cette inégalité peut s'interpréter comme une condition d'équilibre entre les forces capillaires et gravitaires. En effet, le paramètre α est directement proportionnel à un rayon de pore hydrauliquement fonctionnel. Pour des grandes valeurs de α , c'est-à-dire des effets capillaires relativement peu importants, il sera plus indiqué d'utiliser un petit rayon de source pour renforcer l'effet latéral de la géométrie de l'écoulement. Notons enfin que, pour de faibles valeurs de a , Weir (1987) a proposé une expression corrigée à partir de celle de Wooding. Cette expression n'a pas été utilisée dans le cadre de notre étude.

Bien qu'un véritable régime permanent ne soit théoriquement jamais atteint avec un milieu semi-infini (Wooding, 1968), les expériences de terrain montrent qu'après un temps fini suffisamment long, le flux ne varie plus de manière mesurable. L'expression correcte de ce flux est donc plutôt celle d'un "régime asymptotique" ou encore "régime quasi-permanent" est tellement répandue dans les débats théoriques qui opposent les chercheurs sur cette question. Il est cependant nécessaire de garder à l'esprit le fait que cette approximation constitue une source d'erreur potentielle.

II.3. 2. L'infiltromètre "non-saturé"

L'infiltromètre à disque présente, par rapport à l'anneau de Muntz, l'avantage de permettre de travailler en conditions non saturées et, ainsi, de pouvoir explorer les variations des paramètres obtenus en fonction de la pression. Toutefois, le dispositif ne permet d'opérer que dans une gamme de potentiel assez réduit (typiquement de 0 à -250 mm d'eau) au voisinage de la saturation. Cette possibilité reste, quoi qu'il en soit, une spécificité avantageuse de l'infiltromètre à disque face à d'autres appareils de mesure de la conductivité hydraulique du sol in situ, tels que le perméamètre de Guelph (Elrick et Reynolds, 1992), le CCHP (compact constant Head permeamètre, Amoozegar, 1992) ou le GrPI (Grenoble Pressure Infiltrometer, Angulo Jaramillo et al., 1994b).

II.3. 3. Description de l'appareillage

La plupart des infiltromètres se composent d'une embase circulaire, mise en contact avec la surface du sol, surmontée d'un réservoir d'alimentation et d'un système de dépressurisation (Figure 2.1). Pour ce système, certains appareils utilisent une seringue hypodermique (Clothier et White, 1981) mais la plupart des modèles utilisés à l'heure actuelle fonctionnent suivant le schéma de Perroux et White (1988) : la seringue est remplacée par un vase de Mariotte permettant, d'une part, de régler la pression de façon continue et, d'autre part, de ne pas faire obstacle aux flux, généralement importants, qui se produisent pendant la phase initiale du processus. Les divers modèles actuellement répandus se différencient essentiellement par le type de matériau utilisé pour le contact avec le sol (membrane poreuse ou plaque céramique) et par l'existence ou non d'un anneau dépassant légèrement le pourtour de l'embase (destiné à empêcher le flaquage quand on applique un potentiel très proche de zéro).

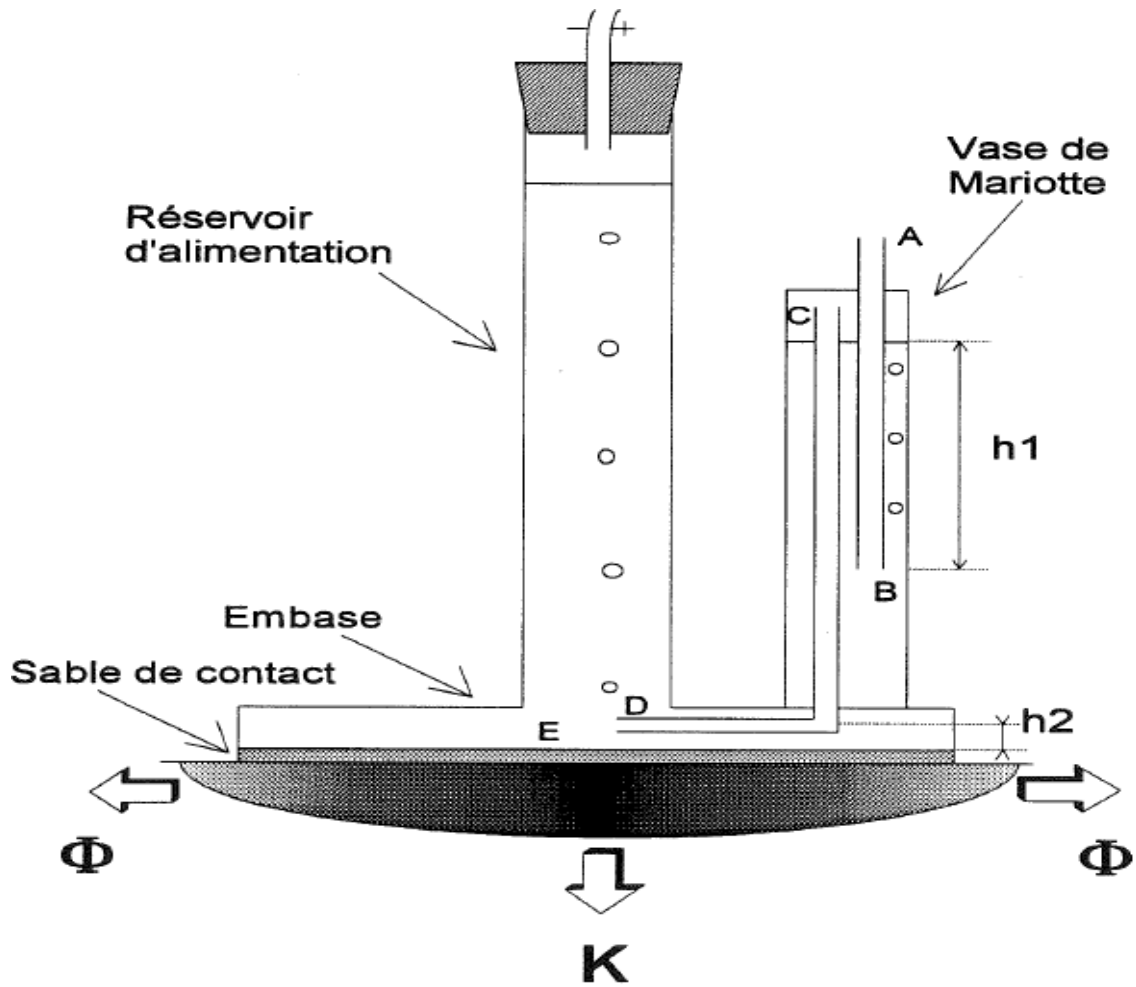


Figure 2.1. Représentation schématique de l'infiltromètre à disque

La Figure 2.1 montre le schéma de principe de l'infiltromètre ($r = 100 \text{ mm}$) du laboratoire INSID, El Matmar, Relizane utilisé dans le cadre de notre étude. L'air entre en A par le tube capillaire AB à la pression 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 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 en E à la base du disque par :

$$P_E = p_a + \rho_w g (h_2 - h_1) \quad (2.2)$$

La pression d'eau h_0 à la base du disque exprimée en hauteur d'eau est donc négative si h_1 est supérieure à h_2 :

$$h_0 = h_2 - h_1 \quad (2.3)$$

En toute rigueur, cette expression doit être 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 (j.-L. Thony, comm. Pers.). Dans la pratique, on peut régler la hauteur h_1 correspondant à $h_0 = 0$ en remontant le tube AB jusqu'à ce que l'eau coule par la membrane (p_E est alors égale à la pression atmosphérique). La hauteur h_1 est ensuite augmentée de l'incrément correspondant à la succion désirée. Nous avons employé cette procédure pour tous les essais réalisés dans le cadre de notre étude.

II.3. 4. Mise en œuvre in situ

Un certain nombre de contraintes doivent être gardées à l'esprit au moment de la mise en œuvre de l'infiltromètre sur le terrain. La plus importante d'entre elles est d'assurer, en un temps aussi bref que possible, à la surface du sol, une pression uniformément égale à la pression h_0 réglée par le vase de Mariotte. Ceci exclut l'utilisation de l'infiltromètre sur un sol non horizontal. D'autre part, et c'est là sans nul doute un inconvénient non négligeable de l'infiltromètre (nous y reviendrons), le contact hydraulique qu'il est essentiel d'assurer entre le disque et le sol, dont la surface est rarement parfaitement plane, se fait le plus souvent en interposant une couche de sable fin de quelques millimètre d'épaisseur. Cette couche est aplanie au moyen d'une taloche. Le sable en excès dépassant la taille du disque doit impérativement être éliminé (en général juste après le début de l'essai) pour ne pas biaiser les résultats en augmentant le rayon effectif à la surface du sol. Pour pallier ce risque, on peut utiliser un gabarit constitué d'un anneau de garde dont le diamètre intérieur est égal à celui du disque. Cet anneau, dans lequel la taloche peut être insérée, est simplement posé à la surface du sol et le sable, versé à l'intérieur.

Afin de ne pas trop perturber l'écoulement, cette couche doit être "transparente" pour le flux d'eau, c'est-à-dire que la conductivité du sable utilisé doit être très supérieure à celle du sol à caractériser. D'autre part, ce sable devra avoir une sorptivité élevée afin de pouvoir se saturer en un temps aussi court que possible. En revanche, sa granulométrie ne doit pas être trop grossière afin d'éviter d'éventuels effets de barrière capillaire aux faibles valeurs de potentiel.

Si l'on ne dispose sur place que d'un sable grossier, on pourra lui ajouter une fraction argileuse pour diminuer la pression d'entrée d'air. Il peut être intéressant de mesurer la quantité de sable ainsi interposée dans le but de fournir une aide à l'analyse des premiers instants de l'essai. Dans ce cas, le sable utilisé doit au moins être de porosité connue ou, mieux, de caractéristiques hydrodynamique estimées au laboratoire.



Si l'on souhaite mesurer la sorptivité du sol étudié, un ou plusieurs échantillons de sol remanié seront prélevés au voisinage de la zone de l'essai afin de déterminer la teneur en eau initiale du sol. Il peut être intéressant d'effectuer ces prélèvements à différentes profondeurs pour vérifier dans quelle mesure l'hypothèse d'uniformité du profil initial d'humidité volumique, θ_i , la densité apparente du sol, ρ_d , doit être mesurée ou, à défaut, estimée.

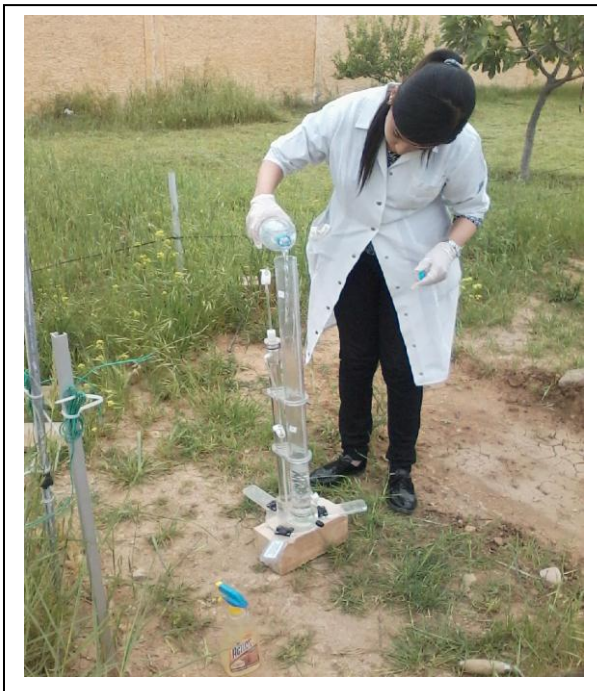
Une fois la surface préparée, on passe un papier absorbant sur la toile poreuse du disque afin de vider le tube capillaire CD (Figure 2.1) de l'eau qu'il contient éventuellement. Le niveau initial du réservoir est noté et le disque est déposé sur la couche de sable de contact. Durant l'essai, des lectures du niveau d'eau dans le réservoir sont faites à intervalles de temps Δt réguliers. Δt augmente en général assez considérablement au fur et à mesure que le flux d'infiltration diminue. Cette surveillance étant assez fastidieuse, des dispositifs mesurant la pression à la base et au sommet du réservoir ont été développés (Ankeny et al., 1988) afin d'automatiser la mesure. Ceci offre la possibilité d'utiliser plusieurs infiltromètres en série si de nombreux essais sont à réaliser.

Si l'on souhaite atteindre le régime stationnaire, ce qui est généralement le cas pour les méthodes d'analyse classiques [i.e fondées sur le modèle de Wooding (1968)], il peut être nécessaire de remplir plusieurs fois le réservoir, ce qui implique le retrait et le dépôt de l'infiltromètre. Si le sol étudié a un pouvoir de drainage important, cette opération occasionne la vidange partielle des couches supérieures et l'on constate, au moment du dépôt du disque, une nette augmentation du flux par rapport à sa valeur avant retrait, puis une décroissance vers une valeur plus ou moins proche de celle précédemment atteinte. Il est néanmoins arrivé, dans le cadre de notre travail, que les valeurs de flux avant et après remplissage diffèrent d'un facteur 2. De telles anomalies semblent pouvoir être expliquées par des problèmes de contact avec le sable (piégeage d'air ou d'obstruction des pores de la toile).

Quand le flux semble ne plus varier significativement (ce qui, en tout état de cause, ne peut être décidé que d'une façon assez arbitraire), l'appareil est retiré de la surface du sol. Si la mesure de la sorptivité est souhaitée, des prélèvements d'humidité finale sont nécessaires.

Dans ce cas, il faut veiller à ne pas apporter un excès d'eau au moment du retrait par effet d'aspiration. Ceci peut être évité en obstruant l'entrée d'air du vase de Mariotte avec le doigt et en effectuant un mouvement tournant pour désolidariser le disque de la couche de sable. Ensuite, le sol est, au moins partiellement, débarrassé du sable humide en surface et les prélèvements de sol sont effectués aussi rapidement que possible.

En effectuant tour à tour l'ensemble de ces deux opérations sur une moitié de la surface testée, on peut estimer l'effet du retard de prélèvement sur les valeurs d'humidité ainsi obtenues (si le second prélèvement donne une humidité significativement inférieure à celle fournie par le premier, on peut suspecter une erreur de sous-estimation).



Remplissage de l'infiltromètre par l'eau d'irrigation



Préparation de l'infiltromètre



Installation de l'infiltromètre



Réglage du potentiel (h) désiré

II.1. 5. Théorie de l'infiltration axisymétrique

Méthodes en régime quasi-permanent basées sur la solution de Wooding (1968)

En 1968, Wooding a établi une solution approchée au calcul du flux en régime permanent a partir d'un disque de rayon r (L) :

$$q_{\infty}(h_0) = K(h_0) + \frac{4\Phi(h_0)}{\pi r} \quad (2.4)$$

ou $q_{\infty}(h_0)$ LT^{-1} est la densité de flux d'infiltration en régime permanent a 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 (LT^{-2}) Gardner, 1958) défini par :

$$\Phi(h_0) = \int_{h_i}^{h_0} K(h) dh \quad (2.5)$$

avec h_i , potentiel initial de l'eau dans le sol (L).

Il s'agit d'une solution asymptotique de l'équation de Richards linéarisée (Pulan, 1980) appliquée au cas du régime permanent d'infiltration axisymétrique. 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 :

1. Le sol est considéré comme un milieu semi-infini (limité uniquement par sa surface), homogène et isotrope.
2. Le potentiel initial h_i de l'eau dans le sol est constant dans tout le sol et tel que $K(h_i) \ll K(h_0)$
3. La relation $k(h)$ est de type exponentielle (Gardner, 1958) :

$$K(h) = K_s \exp(\alpha h) \quad (2.6)$$

Avec K_s , conductivité a saturation (LT^{-1}) et α , une constante (L^{-1}) caractéristique du sol.

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

$$\Phi(h_0) = \frac{K(h_0) - K(h_i)}{\alpha} \quad (2.7)$$

(h_0) (hypothèse 2), on obtient finalement :

$$\Phi(h_0) = \frac{K(h_0)}{\alpha} \quad (2.8)$$

Et l'équation de Wooding se simplifie en :

$$q_{\infty}(h_0) = K(h_0) \left[1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right] = K_s \exp(\alpha h_0) \left[1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right] \quad (2.9)$$

On voit finalement d'après la dernière relation que, pour un rayon de disque r et un potentiel d'infiltration h_0 donnés, le flux d'infiltration ne dépend que 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 Erick, 1991 ; Ankery et al, 1991). Sous forme logarithmique, la dernière équation s'écrit :

$$\ln(q_{\infty}(h_0)) = \ln \left[K_s \left[1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right] \right] + \alpha h_0 \quad (2.10)$$

II.4. Déterminations complémentaires

En plus des mesures d'humidités et de densité effectués avant et après chaque essai d'infiltration, les trois sites d'essai ont fait l'objet d'une caractérisation physique du sol (granulométrie, densités et porosité). Ainsi, des prélèvements d'échantillons de sol ont été réalisés à différentes profondeurs (0-15, 15-30, 30-45 et 45-60 cm) et analysés au laboratoire.



Prélèvement d'échantillons de sol à l'aide d'une tarière



Prélèvement d'échantillons de sol à l'aide du cylindre calibré

Les échantillons de sol prélevés au début et à la fin de chaque expérience d'infiltration ont servi à déterminer la teneur en eau avant et après infiltration par méthode gravimétrique. Ces valeurs étant utilisées comme l'humidité initiale et finale du sol.

II.4.2 Mesure des densités

La densité apparente a été déterminée par la méthode du cylindre calibré après chaque essai d'infiltration, en prélevant un échantillon au niveau du disque de l'infiltromètre. Cette méthode consiste à sécher l'échantillon prélevé avec le cylindre pendant 24 heures à l'étuve et le rapport de la masse sèche sur le volume du cylindre donne la densité apparente.

La densité réelle a été déterminée à l'aide d'un pycnomètre en utilisant un liquide organique non polaire tel que le benzène.

Connaissant la densité apparente (D_a) et la densité réelle (D_r), la porosité totale peut être déterminée par la formule : $[(D_r - D_a)/D_r] * 100$.



Séchage des échantillons de sol à l'étuve



Pycnomètre pour la détermination de la densité réelle

II.4.3 Mesure de l'humidité en fonction du pF

La courbe des pF (potentiel de force) a été déterminée pour les trois sites d'étude (SNT, SC et ST) dans la couche de surface du sol (0-15 cm).

La méthode utilisée consiste à appliquer une pression de gaz inerte à un échantillon de terre humide afin d'extraire toute la phase liquide retenue par la Marmite de Richard.

Il s'agit de caractériser l'état du système terre /eau en mesurant la force avec laquelle la phase solide retient la phase liquide. La technique utilisée consiste à appliquer une pression

de gaz inerte à un échantillon de terre humide afin d'extraire toute la phase liquide retenue. L'utilisation la plus fréquente du concept d'eau non libre est liée au flétrissement des végétaux qui ne semblent plus extraire l'eau du sol lorsque celle-ci est retenue par des forces supérieures à 16 atmosphères, ce qui correspond à un pF de 4.2.

pF représente le cologarithme de la pression exprimée en cm de hauteur d'eau.

Ainsi, pF 4.2 correspond à une pression d'une colonne d'eau de 16000 cm de hauteur.



Saturation des échantillons pour déterminer les pF



Dispositif de Richard

II.4.4 Analyse granulométrique

La méthode de la Pipette de ROBINSON a été utilisée pour la détermination de la texture du sol des trois sites d'étude aux profondeurs (0-15, 15-30, 30-45 et 45-60 cm). L'analyse consiste en une mise en suspension dans l'eau des particules après destruction de la matière organique et des agrégats et dispersion des particules d'argile. Les particules sont, par hypothèse, supposées avoir toutes la même densité et une forme sphérique. Cette suspension étant stabilisée dans des conditions bien définies, la séparation des différentes classes s'effectue par sédimentation gravitaire pour les fractions fines (<50 μ m) et par tamisage pour les fractions supérieures.



Pipette de ROBINSON

CHAPITRE III : Résultats expérimentaux

Dans cette partie du travail nous présentons l'expérimentation menée au niveau de la parcelle expérimentale du laboratoire d'analyses de sol (INSID, El Matmar, Relizane) avec pour but de collecter les données nécessaires à l'exploration des propriétés du sol en conditions non saturées. Ce travail est inscrit en parallèle avec d'autres travaux menés sur la même expérimentation dans le cadre de préparation de deux mémoires de Master. Le premier porte sur « Conduite de l'irrigation gravitaire par pilotage tensiométrique » et le second sur « L'élaboration des bilans hydriques sous culture ».

Trois traitements parmi le dispositif expérimental global feront l'objet de notre travail. L'accent sera mis sur la caractérisation de la conductivité hydraulique dans le domaine non saturé pour trois types de structure de sol. Il s'agit d'un sol non travaillé (SNT) pour le premier, un sol cultivé (SC) qui n'est jamais travaillé pour le second et un sol travaillé (ST) pour le dernier. L'objectif est de mesurer certains paramètres permettant de prédire la dynamique de l'eau dans les couches de surface du sol. La conductivité hydraulique K du sol constitue, pour les modèles de transfert d'eau et de soluté, un paramètre incontournable.

III.1 Caractéristiques du sol des trois sites

Les trois sites de mesure sont constitués par des sols à structure polyédrique moyenne, poreux, friable, matière organique moyennement décelable, (Etude agro pédologique INSID, 2008). Les échantillons de sol prélevés, durant le mois d'avril 2016, au niveau de quatre horizons (0-15, 15-30, 30-45 et 45-60 cm) pour les trois sites d'étude montrent une faible variation de la granulométrie du sol avec 28 – 32 % d'argile, 24 – 28 % de limon et 41 – 46 % de sable pour les sites non travaillé (SNT) et cultivé (SC). Le site travaillé (ST) présente 40 – 42 % d'argile, 15 – 18 % de limon et 40 – 45 % de sable.

Les données de granulométrie (figures 3.1, 3.2 et 3.3) révèlent une certaine constance entre 0 et 60 cm pour les deux sites (SNT) et (SC) qui peuvent être qualifiés de limono-argileux. Le troisième site (ST) présente une texture argileuse mais avec les mêmes teneurs en sable que les deux autres. Par ailleurs, la conductivité électrique (salinité) est très faible pour les trois sites d'étude, entre 0.1 et 0.25 dS/m. Le pH est légèrement alcalin, variant de 7.7 à 7.9 quel que soit le site et quelle que soit la profondeur.

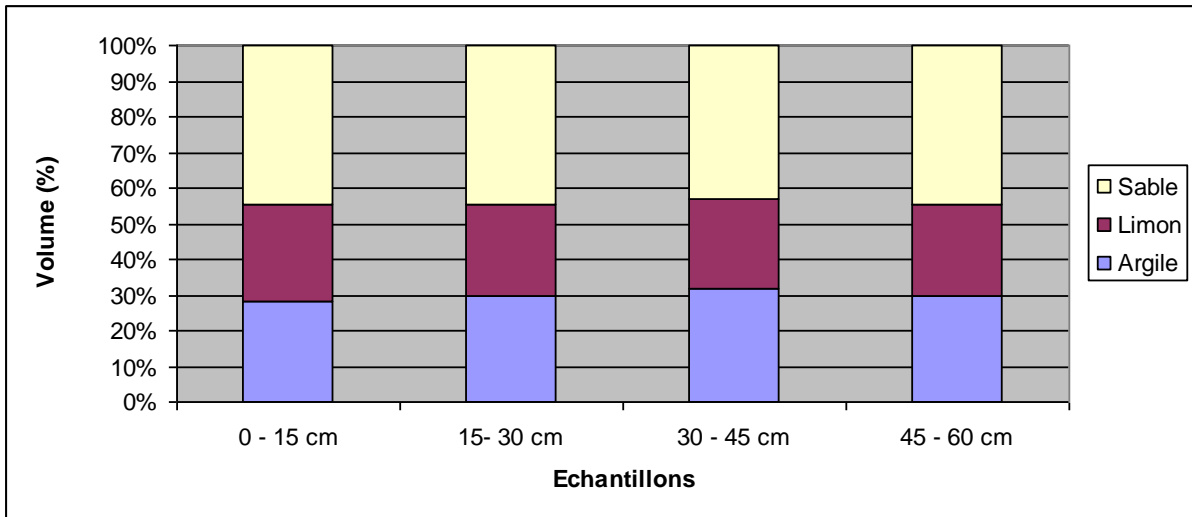


Fig 3.1 Distribution granulométrique sur le site non travaillé (SNT) à différentes profondeurs

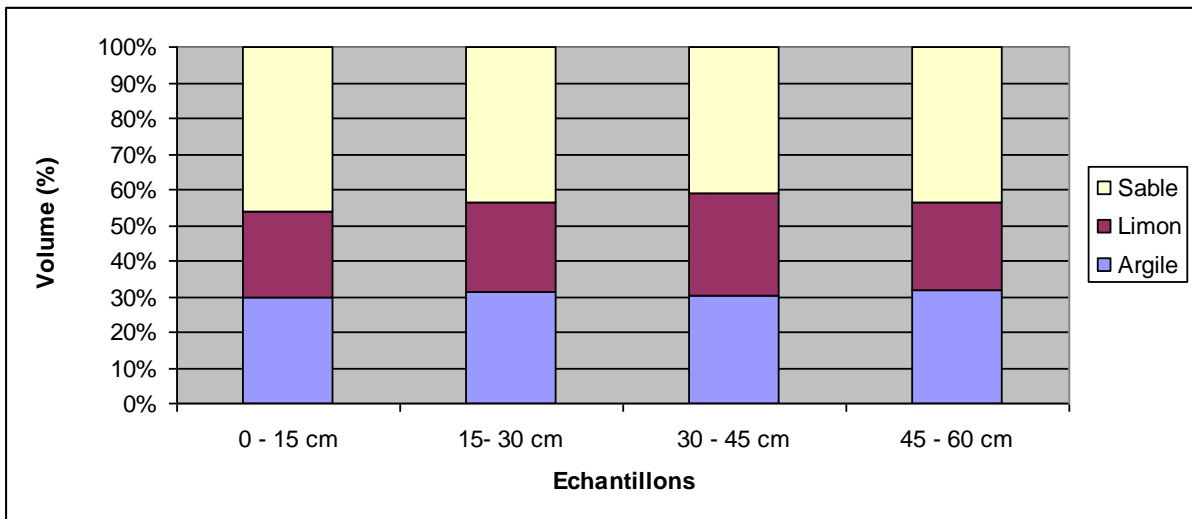


Figure 3.2 - Distribution granulométrique sur le site cultivé (SC) à différentes profondeurs

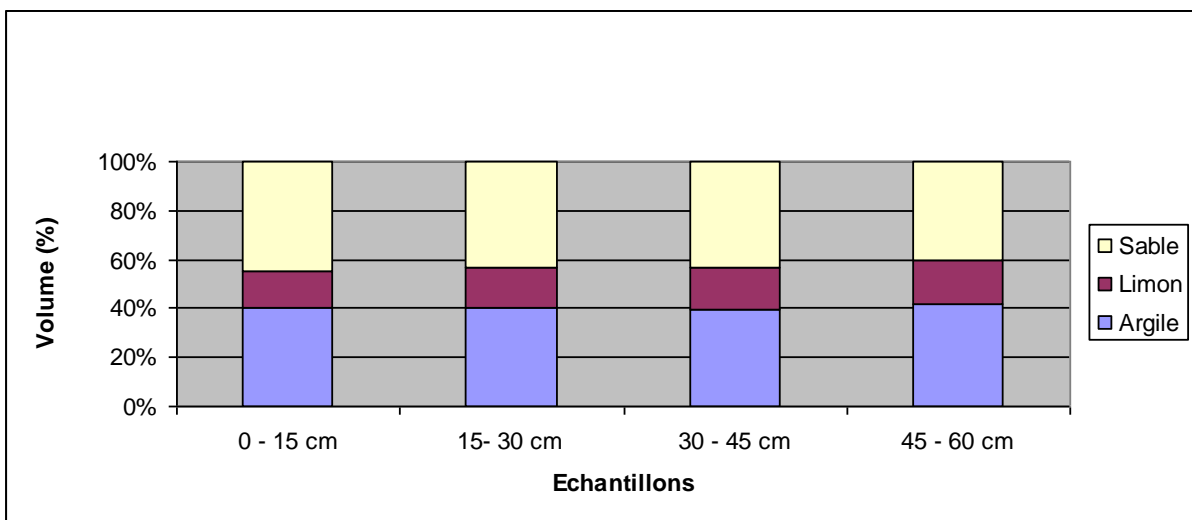


Figure 3.3 - Distribution granulométrique sur le site travaillé (ST) à différentes profondeurs

III.2 Humidités caractéristiques

Le besoin de déterminer la quantité d'eau contenue dans le sol ainsi que d'évaluer les états énergétiques de cette eau est indispensable pour la compréhension du comportement chimique et hydrologique des sols et de l'effet sur la croissance des plantes.

La courbe caractéristique de l'humidité du sol aux pF (2, 2.3, 2.4, 2.5, 3, 3.2, 3.3, 4 et 4.2) a été déterminée pour les trois sites d'étude dans la couche de surface du sol (0 – 15 cm). Les teneurs en eau correspondants à ces pF ont été déterminées au laboratoire par la méthode des chambres à pression (méthode de RICHARD) en appliquant des forces de (0.1, 0.2, 0.25, 0.32, 1, 1.58, 2, 10 et 15.8 bars). Les valeurs de pF sont comprises entre 0 pour l'eau très faiblement retenue par le sol et 7 pour l'eau fortement absorbée sur la surface des particules.

Dans la pratique, deux états caractéristiques de l'eau sont retenus, vu leur intérêt : la teneur en eau à la capacité au champ hcc ainsi que la teneur en eau au point de flétrissement hpf, car la détermination de la réserve utile (RU) du sol requiert ces deux teneurs en eau.

La figure 3.4 résume les estimations des paramètres des humidités caractéristiques pour les trois sites d'étude. Avec ces valeurs on obtient une réserve utile sur un mètre de profondeur de 112 mm pour le site non travaillé (SNT), 108 mm pour le site cultivé (SC) et 119 mm pour le site travaillé (ST), ce qui correspond à des valeurs inférieures à celles données dans la littérature pour ce type de texture de sol. Cette différence peut être expliquée par la présence d'une charge caillouteuse au niveau des horizons explorés et un taux de sable important au niveau des trois sites.

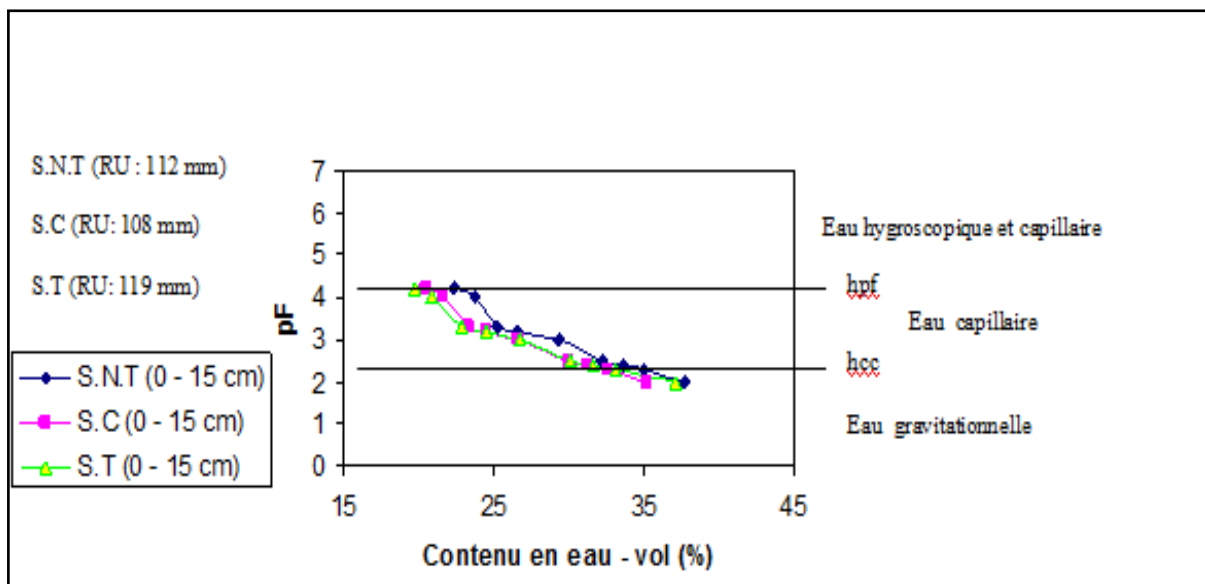


Figure 3.4 - Relation entre tension et contenu en eau du sol des trois sites

III.3 Densité apparente du sol

La densité sèche du sol a été déterminée par la méthode du cylindre calibré pour l'horizon de surface au niveau des trois sites d'étude. Le prélèvement volumique est effectué avec un cylindre (volume connu) directement enfoncé dans le sol et dont les extrémités sont soigneusement arasées. L'échantillon est recueilli, séché et pesé (poids sec). Ces mesures ont eu lieu, après les essais d'infiltration. Les données présentées (figure 3.5) sont des moyennes de 2 à 6 mesures, avec de faibles écarts entre elles.

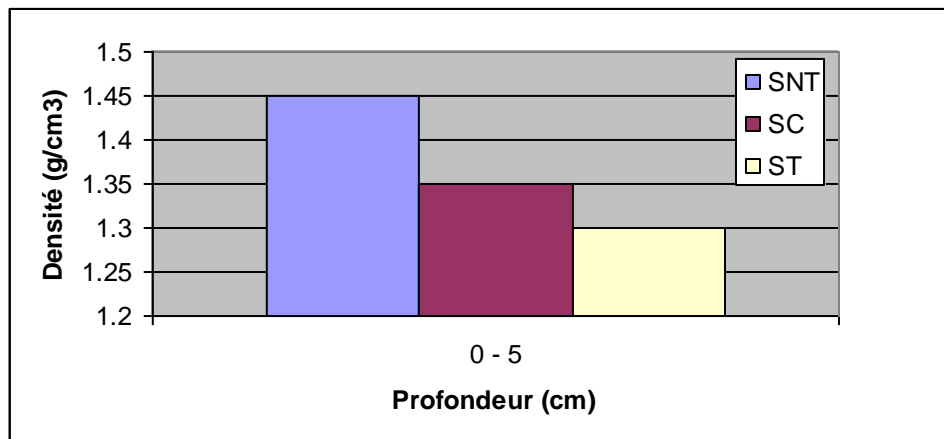


Figure 3.5 - Comparaison des densités du sol pour les trois sites

Pour l'ensemble des mesures réalisées au niveau de l'horizon de surface, la densité est un peu supérieure sur le site non travaillé. Pour les deux autres sites, il est très intéressant de voir que la différence est faible entre le site cultivé dont le sol n'a pas été travaillé depuis 6 campagnes et un sol labouré qui a bénéficié d'un travail du sol pour cette couche de sol. En effet, l'accroissement racinaire pour le premier et le travail du sol pour le second entraînent une bonne porosité de l'horizon de surface. Il est à signaler que la densité apparente d'un sol varie spatialement beaucoup et est source d'erreur, d'autant plus que le sol des trois sites de notre étude présente une charge caillouteuse au niveau des horizons explorés et un taux de sable important. Enfin, il est à noter qu'une densité supérieure à 1.5 est défavorable pour l'installation correcte de la plante.

III.4 Densité réelle du sol

La densité réelle du sol a été déterminée par la méthode classique au pycnomètre au niveau des trois sites d'étude. On effectue la mesure du poids et du volume de la phase solide d'un petit échantillon sec. La mesure du volume est réalisée par déplacement de liquide. Les prélèvements des échantillons de sol et les analyses de ce paramètre ont été effectués durant la période des essais d'infiltrations. Les données présentées (figure 3.6) sont des moyennes de mesures effectuées sur plusieurs échantillons prélevés des trois sites d'étude, avec de faibles écarts entre elles. La densité réelle varie peu au niveau des trois placettes (2.4 à 2.5). Ce caractère de la densité réelle implique qu'elle est une variable de position et de dimension. C'est pour cette raison qu'il faudra prendre un échantillon de dimension suffisante pour inclure significativement l'hétérogénéité si on cherche une valeur moyenne.

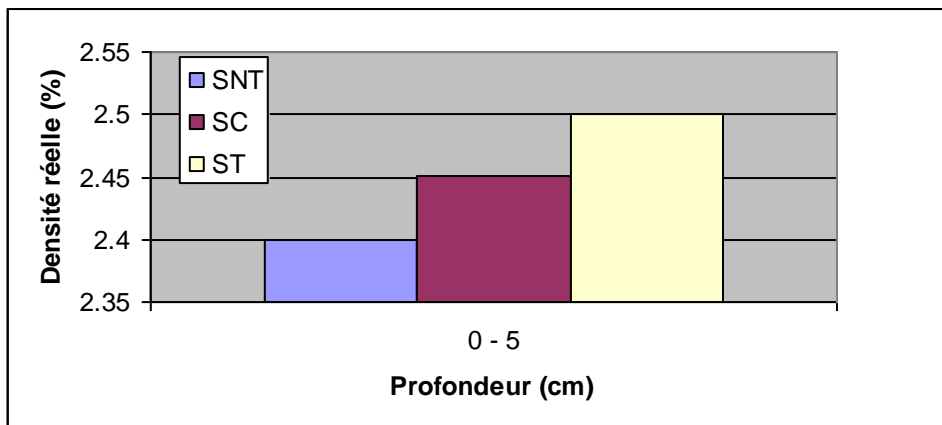


Figure 3.6 - Comparaison des densités réelles du sol pour les trois sites

III.5 Porosité totale du sol

La porosité totale est l'ensemble de tous les vides du sol, c'est-à-dire les vides situés entre les mottes, dans les mottes (porosité structurale) et dans les agrégats élémentaires (porosité texturale). Comme la densité apparente, ce paramètre peut être aussi une variable saisonnière ; elle est en effet susceptible de changer pour toute cause de modification de la structure, naturelle (battance, tassement) ou artificielle (façon culturales provoquant une fragmentation ou au contraire un tassement) ; elle varie avec l'humidité dans les sols gonflants.

En déterminant la densité réelle et la densité apparente d'un volume de sol, on est à même de calculer la porosité de ce matériau qui s'exprime en % du volume apparent. La lecture des porosités d'un sol est en principe plus « réelle » que celle des densités apparentes.

Les estimations de ce paramètre pour les trois sites d'étude sont présentées dans la figure 3.7. Le volume total de vides accessibles à l'air et à l'eau (porosité totale) est un peu supérieur sur le site travaillé qui présente une teneur en argile plus élevée que les deux autres sites. Il est à noter qu'un horizon à faible porosité sera un horizon ayant une résistance mécanique plus importante à la pénétration des racines et il aura également un coefficient de perméabilité à l'eau nettement inférieur par rapport à un sol à porosité plus élevée.

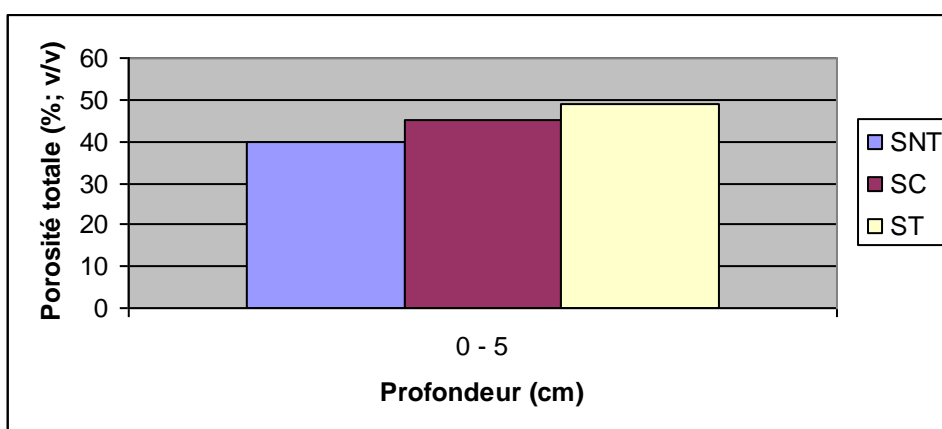


Figure 3.7 - Comparaison des porosités totales du sol pour les trois sites

III.5 Déterminations complémentaires

Des mesures gravimétriques ont été réalisées avant et après chaque essai d'infiltration au niveau de la couche de surface du sol (0 – 5 cm) pour les trois sites (SNT, SC et ST), les premières valeurs étant utilisées comme l'humidité initiale (H_i) du sol et les deuxièmes comme l'humidité finale (H_f) du sol. Les humidités volumiques finale (Θ_f) et à saturation (Θ_s) ont été aussi déterminées pour la plupart des essais d'infiltrations. Le principe de la perte de masse après passage à l'étuve à 105 °C a été utilisé pour déterminer l'humidité résiduelle (H_r) du sol. Mais celle-ci correspond à la perte de masse observée après passage à 105 °C d'une prise d'essai de l'échantillon de sol préparé pour analyse, c'est-à-dire séché à l'air. Les mesures effectuées de ces paramètres sont données dans le tableau 3.1.

Tableau 3.1: Déterminations complémentaires

Dates	Sites	Horizons	H_i (%)	H_f (%)	Θ_f (%)	Θ_s (%)	H_r (%)
28/02/2016	SNT	0 – 5 cm	22	26	37	/	/
02/03/2016	SNT	0 – 5 cm	19	19	28	40	0.90
03/03/2016	SNT	0 – 5 cm	15	25	35	38	0.19
25/04/2016	SNT	0 – 5 cm	03	20	29	36	0.19
15/03/2016	SC	0 – 5 cm	16	26	35	36	0.19
20/04/2016	SC	0 – 5 cm	07	28	38	46	0.90
07/03/2016	ST	0 – 5 cm	20	27	35	47	0.90
10/03/2016	ST	0 – 5 cm	24	27	37	46	0.90
13/03/2016	ST	0 – 5 cm	20	29	37	45	0.90
14/03/2016	ST	0 – 5 cm	21	32	42	44	0.90
20/04/2016	ST	0 – 5 cm	10	24	31	/	0.90
25/04/2016	ST	0 – 5 cm	08	25	32	46	0.90

Les mesures de l'humidité du sol (tableau 3.1) montrent que les essais d'infiltrations se sont déroulés pendant des périodes sèches (faible humidité initiale du sol) et des périodes humides (humidité initiale du sol relativement élevée). Nous reviendrons sur ce point dans le paragraphe relatif à l'interprétation des résultats de la conductivité hydraulique à saturation dans le domaine non saturé. Rappelons que parmi les conditions d'applicabilité de la solution de l'équation de Wooding, utilisé dans le calcul de la conductivité hydraulique dans notre étude, est que le sol est un milieu semi-infini, homogène, isotrope et sa pression initiale h_i est uniforme et telle que $k_i = k(h_i) \ll k_s$. En fin, l'humidité résiduelle du sol des trois sites inférieure à 1% montre bien l'influence de la teneur élevée du sable au niveau du sol des essais.

III.6 Conductivité hydraulique dans le domaine non saturé sur le site d'essai

Dans le domaine non saturé, la méthode (multi-potentiel, en régime transitoire) présentée dans le chapitre II a été utilisée au champ sur l'infiltration de l'eau dans la couche superficielle de sol. Dans cette étude, on a cherché à évaluer à l'aide de l'infiltromètre à disque la conductivité hydraulique du sol aux potentiels d'infiltration successifs -1 et -2 cm, avec mesure des teneurs en eau initiale et finale, de l'horizon de surface au niveau de trois cases lysimétriques, de 1.5 m² chacune, présentant des structures contrastées. Il s'agit d'un sol non travaillé (SNT) pour la première, un sol cultivé (SC) qui n'est jamais travaillé pour la deuxième et un sol travaillé (ST) pour la dernière. La culture du site cultivé est une culture pérenne (*Panicum virgatum* : Switchgrass) installée depuis 2010. Le travail du sol du troisième site a été réalisé à l'aide d'une houe en date du 23/02/2016. Les trois sites dont la conductivité a été étudiée possèdent ainsi des caractéristiques différentes les uns des autres au moment des mesures. Sur chaque site ont été réalisées plusieurs séries de mesures d'infiltrométrie afin de se faire une idée plus précise de la valeur de la conductivité hydraulique des horizons superficiels.

Les différentes séries de mesures nous donnent donc des valeurs de débit volumique d'infiltration dont on déduit des conductivités hydrauliques pour chaque pression imposée par le vase de Mariotte (dans notre cas : -1 et -2 cm).

L'ensemble des mesures d'infiltrométrie a été réalisée durant les mois de mars et avril 2016 au niveau de la parcelle expérimentale du laboratoire d'analyses de sol, INSID, Relizane. Un disque de rayon 10 cm a été utilisé pour les essais multi-potentiels.

Les paramètres mesurés sur terrain par l'infiltromètre à disque sont donnés en annexe 3. Les figures (3.8, 3.9 et 3.10) présentent les volumes d'eau infiltrés cumulés en fonction du temps aux différents potentiels d'infiltration (-1 et -2 cm) pour les essais multipotentiels. On constate classiquement l'accroissement du flux d'infiltration lorsque le potentiel d'infiltration croît (-1 et -2 cm).

Cet accroissement du flux est dû à la mise en fonctionnement de pores de taille de plus en plus grande, au fur et à mesure que le sol se rapproche de la saturation. On remarque que cet accroissement reste relativement limité dans le cas du site non travaillé (SNT), ce qui traduit la relativement faible abondance de pores dans la gamme du rayon équivalent à ces potentiels. Les cinétiques d'infiltration cumulées permettent bien de distinguer les trois compartiments de sol étudiés : le site travaillé (ST), dans lequel on observe les plus fortes infiltrations, le site non travaillé (SNT) dans lequel l'eau s'infiltré peu, et le site cultivé (SC), au comportement intermédiaire. Les valeurs des flux d'infiltrations pour certains essais réalisés sur le site travaillé (ST) seront soumises à une certaine incertitude. Cette incertitude est vraisemblablement due à un piégeage de l'air au niveau des pores du sol du site travaillé (ST). En effet, les essais d'infiltrations sur ce site (présentant une forte abondance de pores due au travail du sol) ont été réalisés suite à une période pluvieuse, ce qui explique l'apparition du phénomène de piégeage de l'air au niveau des pores du sol.

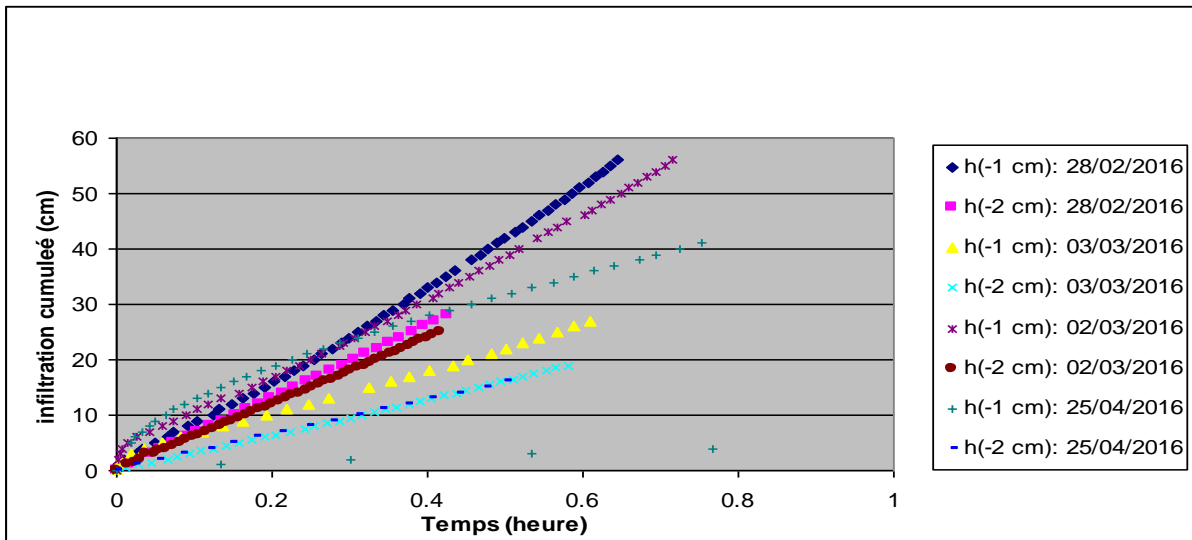


Fig 3.8 - Cinétiques d'infiltration aux potentiels h (-1 et -2 cm) pour le site non travaillé

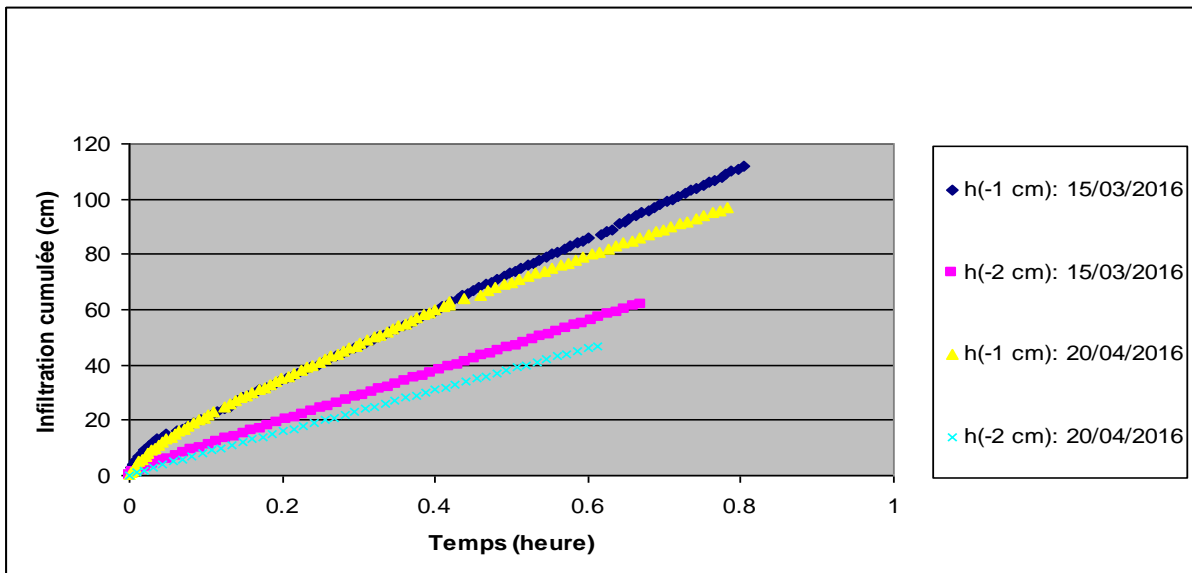


Fig 3.9 - Cinétiques d'infiltration aux potentiels h (-1 et -2 cm) pour le site cultivé

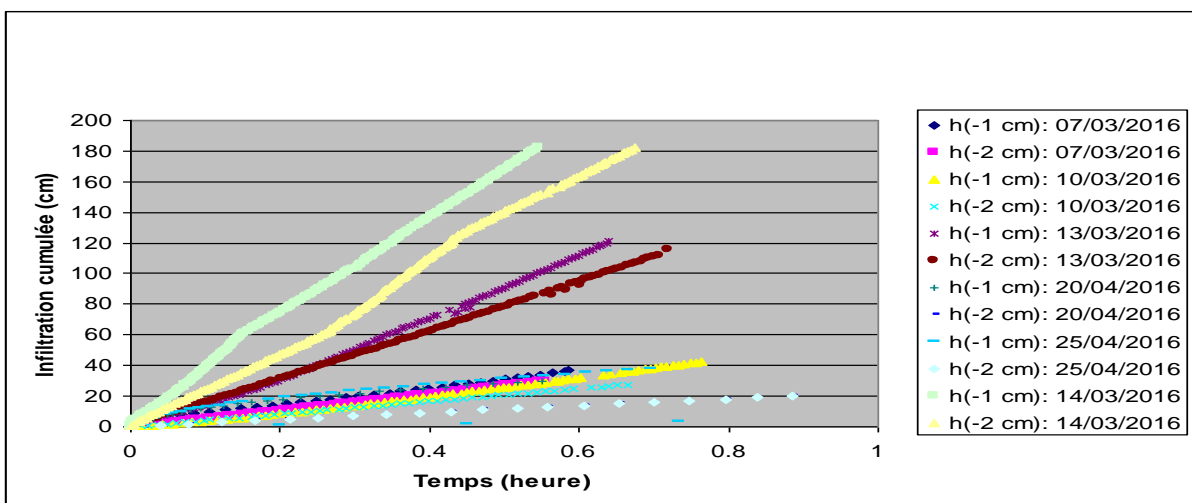


Fig 3.10 - Cinétiques d'infiltration aux potentiels h (-1 et -2 cm) pour le site travaillé

Comme il a été décrit dans le chapitre II sur La méthode multi-potentiel (infiltromètre à disque), le principe de la détermination de la conductivité hydraulique part de l'équation de Wooding (1968) dans la quelle figurent deux termes inconnus K et α qui sont à déterminer.

$$q(h_1) = \pi r^2 k_{sat} \exp(\alpha h_1) [1 + 4/\pi r \alpha] \quad \text{et} \quad q(h_2) = \pi r^2 k_{sat} \exp(\alpha h_2) [1 + 4/\pi r \alpha]$$

Donc, il suffit de réaliser successivement deux essais d'infiltration au même endroit et la mesure des flux stabilisés q_1 et q_2 permet de résoudre cette équation à deux inconnus.

Les éléments de calcul de la conductivité hydraulique K pour les essais d'infiltration aux potentiels successifs -1 et -2 cm sur les trois sites d'étude figurent dans le tableau 3.2.

Une seule valeur de la conductivité hydraulique à saturation ($k_s=12.72$ cm/h) a été retenue pour le site travaillé à cause des incertitudes de mesures liées au piégeage de l'air au niveau des pores du sol de ce site. En effet, les essais d'infiltrations sur le site travaillé (ST) (présentant une forte abondance de pores due au travail du sol) ont été réalisés suite à une période pluvieuse, ce qui explique l'apparition du phénomène de piégeage de l'air au niveau des pores du sol.

Tableau 3.2 – Paramètres pour le calcul de k (sat) par les essais multipotentiels

Site non travaillé								
Date	q (cm ³ /h)	h (cm)	Flux		α (cm ⁻¹)	$\exp(\alpha * h_1)$	k_{sat} (cm/h)	Hi%
28/2/16	1349.05	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.28	0.276	0.76	3.87	22
	1024.13	-2						
02/3/16	1215.15	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.26	0.263	0.77	3.39	19
	934.57	-2						
03/3/16	688.06	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.30	0.302	0.74	2.08	15
	508.74	-2						
25/4/16	847.53	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.53	0.535	0.59	3.72	3
	496.45	-2						
Site cultivé								
15/3/16	2167.26	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.41	0.411	0.66	7.94	16
	1437.30	-2						
20/4/16	1926.98	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.48	0.480	0.62	7.83	7
	1192.84	-2						

Site travaillé								
07/3/16	983.65	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.16	0.156	0.86	2.02	20
	841.53	-2						
10/3/16	864.24	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.29	0.295	0.74	2.58	24
	643.64	-2						
13/3/16	2937.69	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.16	0.158	0.85	6.08	20
	2507.25	-2						
14/3/16	5188.44	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.21	0.211	0.81	12.72	21
	4201.80	-2						
20/4/16	847.91	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.88	0.882	0.41	5.70	10
	351.08	-2						
25/4/16	849.94	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.88	0.885	0.41	5.73	8
	350.90	-2						

Les deux valeurs de la conductivité hydraulique dont le coefficient α est supérieur à 0.6 sont aussi incertaines. Ces deux essais n'ont donc pas permis la saturation lors des mesures. Cette incohérence est peut être due à l'hétérogénéité et l'uniformité du profil initial d'humidité du sol du site travaillé, ce qui montre la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à courte distance (de l'ordre du mètre) au sein de ce compartiment de la couche travaillé. D'après White et al. (1992), les hypothèses d'homogénéité du sol et d'uniformité de sa teneur en eau initiale constituent la limitation la plus grave à l'emploi des infiltromètres à disques dans la mesure où elles ne sont jamais réalistes in situ.

Tab 3.3 - Paramètres pour le calcul de k en fonction de h pour quelques essais multipotentiels

Site non travaillé (essai du 28/02/2016)				
h (cm)	pF (log10(h))	exp ($\alpha * h$)	K (h) : (cm/h)	
0		1.00	k (sat)	3.87
-1	00	0.76	K (- 1)	2.94
-2	0.30	0.58	K (- 2)	2.23
-5	0.70	0.25	K (- 5)	0.98

-10	1.00	0.06	K (- 10)	0.25
-25	1.30	0.00	K (- 25)	0.00
-30	1.48	0.00	K (- 30)	0.00
-40	1.60	0.00	K (- 40)	0.00
-50	1.70	0.00	K (- 50)	0.00
-250	2.40	0.00	K (- 250)	0.00
-15800	4.20	0.00	K (- 15800)	0.00
Site cultivé (essai du 15/03/2016)				
h (cm)	pF (log10(h))	exp ($\alpha * h$)	K (h) : (cm/h)	
0		1.00	k (sat)	7.94
-1	00	0.66	K (- 1)	5.27
-2	0.30	0.44	K (- 2)	3.49
-5	0.70	0.13	K (- 5)	1.02
-10	1.00	0.02	K (- 10)	0.13
-25	1.30	0.00	K (- 25)	0.00
-30	1.48	0.00	K (- 30)	0.00
-40	1.60	0.00	K (- 40)	0.00
-50	1.70	0.00	K (- 50)	0.00
-250	2.40	0.00	K (- 250)	0.00
-15800	4.20	0.00	K (- 15800)	0.00
Site travaillé (essai du 14/03/2016)				
h (cm)	pF (log10(h))	exp ($\alpha * h$)	K (h) : (cm/h)	
0		1.00	k (sat)	12.72
-1	00	0.81	K (- 1)	10.30
-2	0.30	0.66	K (- 2)	8.34
-5	0.70	0.35	K (- 5)	4.43

-10	1.00	0.12	K (- 10)	1.54
-25	1.30	0.01	K (- 25)	0.07
-30	1.48	0.00	K (- 30)	0.02
-40	1.60	0.00	K (- 40)	0.00
-50	1.70	0.00	K (- 50)	0.00
-250	2.40	0.00	K (- 250)	0.00
-15800	4.20	0.00	K (- 15800)	0.00

L'évolution de la conductivité hydraulique en fonction de h pour les trois sites d'étude aux potentiels h (-2, -1 cm) est représentée par la figure 3.11. Le site non travaillé (SNT) présente une conductivité hydraulique à saturation ($K_{sat} = 3.87$ cm/h) faible par rapport au site cultivé (SC) et le site travaillé (ST) avec respectivement 7.94 et 12.72 cm/h. Cet abaissement de conductivité hydraulique est attribuable à la compaction du sol du site non travaillé (SNT). Il est à noter que la valeur de ks (3.87 cm/h) du site non travaillé (SNT) est inférieure aux intensités de précipitations observées en milieu méditerranéen. Lors des précipitations, la faible valeur de Ks entraîne un ruissellement important pour ce site. La présence des racines au niveau du site cultivé (SC) et le travail du sol du site travaillé (ST) peuvent expliquer l'abondance de pores dans la gamme du rayon équivalent à des potentiels de mesures (-2 et -1 cm) et par conséquent l'augmentation de la conductivité hydraulique. Nous pouvons aussi avancé que le travail de sol a entraîné une augmentation de la taille des pores du site travaillé (ST).

La méthode multi potentiels nous offre la possibilité de suivre l'évolution de la conductivité hydraulique en fonction de la succion. C'est pourquoi nous avons privilégié pour cette étude l'emploi de cette méthode. Ainsi, le calcul de K en fonction de h (tableau 3.3) par La relation (2.6), de type exponentielle (Gardner, 1958) montre que la conductivité hydraulique tend vers 0 à partir du potentiel h (-25 cm) pour les sites non travaillé (SNT) et cultivé (SC) et à partir du potentiel h (-40 cm) pour le site travaillé (ST).

Les différentes valeurs de paramètres que nous avons évalués divergent pour un certain nombre de raisons.

Tout d'abord pour des raisons structurales. Les sites non travaillés présentent une croûte de battance sur les premiers millimètres de sol qui perturbent la mesure en diminuant la capacité d'infiltration. Par ailleurs, le travail de sol du site travaillé entraîne une grande hétérogénéité de la structure du sol mais aussi de la surface du sol qui pose des difficultés de mesures de l'infiltration.

Certaines des inadéquations entre les résultats obtenus sur le site travaillé sont inhérentes à la mise en œuvre des mesures. En effet, sur un sol travaillé, les conductivités hydrauliques à saturation ne permettent pas, dans certains cas, l'apparition de phénomènes de saturation par dépassement de la capacité d'infiltration.

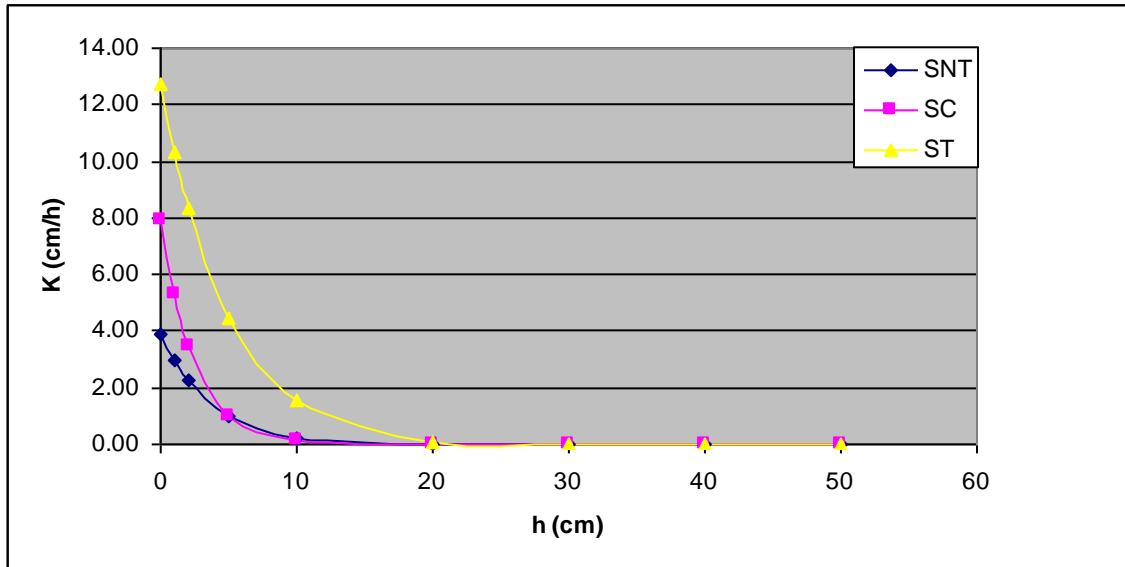


Figure 3.11- Evolution de la conductivité hydraulique en fonction de h pour les trois sites d'étude

Conclusion

L'étude des différents processus du mouvement de l'eau dans le système sol-plante-atmosphère ne peut pas être menée à bien sans la connaissance des paramètres permettant de prédire la dynamique de l'eau dans les couches superficielles du sol. Cependant, le comportement hydrodynamique des couches superficielles du sol, et plus particulièrement les premiers centimètres, reste difficile à caractériser in situ. Pourtant ceux-ci jouent un rôle primordial dans la partition entre l'eau qui va pénétrer dans le sol, et participer ainsi à l'alimentation hydrique de la plante, et celle qui va ruisseler, engendrant de ce fait diverses conséquences néfastes au plan agronomique : érosion, baisse de fertilité etc. C'est la raison pour laquelle, nous avons choisi de nous intéresser aux méthodes de mesure in situ qui permettent d'obtenir de façon non destructive les paramètres hydrodynamiques du sol.

L'infiltromètre à disque présente la spécificité de permettre une détermination des priorités du sol en conditions non saturées, sur une gamme de succion de quelques centimètres d'eau.

Dans le domaine non saturé, la méthode (multi-potentiels, en régime transitoire) a été utilisée au champ sur l'infiltration de l'eau dans la couche superficielle de sol. Dans cette étude, on a cherché à évaluer à l'aide de l'infiltromètre à disque la conductivité hydraulique du sol aux potentiels d'infiltration successifs -1 et -2 cm, avec mesure des teneurs en eau initiale et finale, de l'horizon de surface au niveau de trois cases lysimétriques, de 1.5 m² chacune, présentant des structures contrastées. Il s'agit d'un sol non travaillé (SNT) pour la première, un sol cultivé (SC) qui n'est jamais travaillé pour la deuxième et un sol travaillé (ST) pour la dernière. Les trois sites dont la conductivité a été étudiée possèdent ainsi des caractéristiques différentes les uns des autres au moment des mesures. Sur chaque site ont été réalisées plusieurs séries de mesures d'infiltrométrie afin de se faire une idée plus précise de la valeur de la conductivité hydraulique des horizons superficiels.

Les différentes séries de mesures nous donnent donc des valeurs de débit volumique d'infiltration dont on déduit des conductivités hydrauliques pour chaque pression imposée par le vase de Mariotte (dans notre cas : -1 et -2 cm).

L'ensemble des mesures d'infiltrométrie a été réalisée durant les mois de mars et avril 2016 au niveau de la parcelle expérimentale du laboratoire d'analyses de sol, INSID, Relizane. Un disque de rayon 10 cm a été utilisé pour les essais multi-potentiels.

Au regard des résultats obtenus au niveau des trois sites d'étude, concernant les volumes d'eau infiltrés cumulés en fonction du temps aux différents potentiels d'infiltration (-1 et -2 cm) pour les essais multipotentiels. On constate classiquement l'accroissement du flux d'infiltration lorsque le potentiel d'infiltration croît (-1 et -2 cm).

Cet accroissement du flux est dû à la mise en fonctionnement de pores de taille de plus en plus grande, au fur et à mesure que le sol se rapproche de la saturation. On remarque que cet accroissement reste relativement limité dans le cas du site non travaillé (SNT), ce qui traduit la relativement faible abondance de pores dans la gamme du rayon équivalent à ces potentiels.

Les cinétiques d'infiltration cumulées permettent bien de distinguer les trois compartiments de sol étudiés : le site travaillé (ST), dans lequel on observe les plus fortes infiltrations, le site non travaillé (SNT) dans lequel l'eau s'infiltré peu, et le site cultivé (SC), au comportement intermédiaire. Les valeurs des flux d'infiltrations pour certains essais réalisés sur le site travaillé (ST) seront soumises à une certaine incertitude.

Cette incertitude est vraisemblablement due à un piégeage de l'air au niveau des pores du sol du site travaillé (ST). En effet, les essais d'infiltrations sur ce site (présentant une forte abondance de pores due au travail du sol) ont été réalisés suite à une période pluvieuse, ce qui explique l'apparition du phénomène de piégeage de l'air au niveau des pores du sol.

Les résultats obtenus montrent aussi la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à courte distance (de l'ordre du mètre) au sein de la couche superficielle du site travaillé. D'après White et al. (1992), les hypothèses d'homogénéité du sol et d'uniformité de sa teneur en eau initiale constituent la limitation la plus grave à l'emploi des infiltromètres à disques dans la mesure où elles ne sont jamais réalistes in situ.

Etant donné qu'il y a peu de travaux dans ce domaine et en termes de perspectives de recherche, il serait intéressant de poursuivre l'étude de la variabilité spatiale et temporelle des propriétés hydrodynamiques du sol à grande échelle (exploitation agricole, bassin versant) afin de contribuer à l'amélioration des modélisations. Un modèle pouvant prévoir les phénomènes de dégradation et les précautions à adopter pour les éviter.

Références bibliographiques

A. Mermoud. (2006). Dynamique de l'eau du sol, Cours de physique du sol. Ecole polytechnique fédérale de Lausanne.

Daniel Bergeron. (2010). Régie de l'irrigation Goutte à goutte dans la production de fraises à jours neutres au Québec. Faculté des études supérieures de l'Université Laval.

Grégor Levrel, Alain N. Rousseau, Pierre Lafrance, Sylvain Jutras, et Clément Clerc. (2009). Caractérisation des propriétés de rétention hydrique et de conductivité hydraulique dans les sols boréaux de la baie de James : présentation d'une démarche expérimentale et de résultats préliminaires. Revue canadienne des ressources hydriques.

G. Vachaud, M. Vauclin & R. Laty. (1991). Caractérisation hydrodynamique in situ de quelques sols soudano-sahéliens à l'aide d'un programme de calcul assisté par micro-ordinateur. Centre National de la recherche Scientifique, Université Joseph Fourier, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Jean Jobidon. (1990). Interdépendance des propriétés physiques des sols dans un modèle de contamination des eaux souterraines par des pesticides. Mémoire de maîtrise inrs-eau.

Jean-Luc Maeght, Claude Hammecker. (2002). Dispositif expérimental pour le suivi de l'évolution physico-chimique des sols et la détermination de leurs paramètres hydrodynamiques au laboratoire. Actes de l'atelier du PCSI, Montpellier, France.

Jean-Pierre Vandervaere. (2012). Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques : analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroutés. Université Joseph Fourier – Grenoble I.

Karim Tamoh, Abdellatif Maslouhi. (2003). Mesures in situ par infiltrométrie des propriétés hydrodynamiques des sols de Mnasra (Maroc). Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS.

Mélanie Weynats. (2004- 2005). Caractérisation des propriétés hydrodynamiques et étude de la possibilité d'agrégation de trois types de sols au Fakara, Niger. Mémoire de fin d'étude présenté en vue de l'obtention du grade de bio-ingénieur.

Mathilde Adelinet. (2006). Caractérisation hydrodynamique de sols altérés sur roches volcaniques (Galapagos, Equateur). Master 2 Sciences De l'Univers – Ecologie Environnement Parcours Hydrologie Hydrogéologie ENS Paris.

Pierre Roy. (1991). Measurements of soil permeability anisotropy by three techniques. McGill university Montreal.

Renaud Alric. (2006). Analyse comparée des processus d'infiltration et des caractéristiques hydriques des sols du bassin versant de la Vène. Master 2 Science de l'Univers, Environnement, Ecologie. Parcours Hydrologie – Hydrogéologie.

S. Schneider, J. Vanderborcht, M. Pessel, Y. Coquet. (2007). Estimation des sols par inversion conjointe de mesures d'infiltrométrie et de résistivité électrique : Expériences numériques. 6^{ème} colloque Geofcan – 25-26/09/2007 – Bondy, France.

Thais Paris. (2001). Détermination expérimentale des propriétés hydrodynamiques au voisinage de la saturation : Incidence sur le fonctionnement hydrique d'un sol à nappe superficielle. Université Pierre et Marie Curie, Université Paris-Sud, Ecole des Mines de Paris.

Y. Coquet , A. Boucher , C. Labat , P . Vachier et J. Roger-Estrade. (2000). Caractérisation hydrodynamique des sols à l'aide de l'infiltromètre à disque. Etude et gestion des sols, 7,1.

Annexe 1 : Approche fonctionnelle

1. L'équation du bilan

Le bilan hydrique fonde sur le principe de conservation de la masse pour une période journalière peut s'écrire :

$$\Delta S = P + I - ETR - D \pm R + R_c$$

Le sol est schématisé sous la forme d'un réservoir dans le quel sont stockés les apports discontinus (pluie P et irrigation I) diminués des pertes D par drainage ou ruissellement ; les plantes s'alimentent dans ce réservoir et prélèvent un volume égal à ETR.

Les apports d'eau par remontées capillaires (R_c) sont difficiles à estimer avec précision. Dans notre cas, l'absence de nappe à proximité du front racinaire et le suivi des flux par mesures tensiométriques nous permettent de retenir une couche de sol d'une épaisseur suffisante pour que le flux soit nul à la face supérieure de cette couche.

L'évapotranspiration (ETR) comporte deux phénomènes, l'évaporation du sol et la transpiration de la plante. Il s'agit d'un flux sortant que l'on peut estimer à l'aide de la méthode du bilan hydrique.

2. Réserve utile

La capacité du réservoir en eau d'eau du sol, appelée réserve utile (RU), est définie par rapport à deux seuils qui dépendent des caractéristiques du sol :

$$RU = (H_{cc} - H_{pf}) z$$

H_{cc} teneur en eau à la capacité au champ (cm^3/cm^3)

H_{pf} teneur en eau au point de flétrissement (cm^3/cm^3)

Z profondeur estimée du système racinaire (cm)

Les termes H_{cc} et H_{pf} sont des caractéristiques du sol, z dépend du sol et de la plante. La notion de capacité au champs représente le seuil de remplissage maximum et correspond à l'humidité du sol après un ressuyage de 24 ou 48 heures suivant la texture.

Le point de flétrissement permanent est atteint lorsque l'eau du sol n'est plus extractible par la plante et correspond à la capacité maximale de succion par la plante, voisine de 15 bars, valeur déterminée au laboratoire. Cette grandeur dépend non seulement du sol, mais aussi des interactions sol-plante-conditions climatiques. Le terme z est une estimation qui doit prendre en compte le sol, et en particulier la présence d'horizons limitants, ainsi que la plante avec l'évolution de son système racinaire vers la profondeur au cours de la croissance.

La réserve utile reste un critère synthétique utile, permettant de comparer des types de sols quant à leur capacité à stocker puis à céder de l'eau.

3. L'évapotranspiration de la culture

Les besoins de la plante sont fixés par la demande évaporative de l'air : l'évapotranspiration potentielle (ETP). L'ETP est définie comme « la quantité d'eau transpirée par unité de temps par un gazon bien alimenté en eau, recouvrant complètement le sol et de hauteur uniforme » (Penman, 1948).

La consommation en eau d'une plante au cours de son cycle végétatif est irrégulière, et sa traduction graphique est d'allure approximativement parabolique. Le maximum survient au moment de la floraison, le minimum en fin de maturation. Les facteurs qui déterminent la transpiration sont d'une part des facteurs climatiques (lumière, chaleur et humidité atmosphériques) ; et d'autre part les facteurs physiologiques, comme la nature du végétal, le développement foliaire (caractérisé par la LAI) et l'activité d'assimilation et de synthèse de la plante.

L'ETM (évapotranspiration maximale) est définie comme la consommation en eau maximale d'un couvert végétal bien alimenté en eau. Elle peut être soit mesurée directement, soit calculée à partir de L'ETP par la relation $ETM = K_c \cdot ETP$, où K_c représente le coefficient cultural, qui dépend du stade de développement de la culture.

L'ETR (évapotranspiration réelle) est la consommation en eau réelle de la culture. Elle dépend des conditions climatiques, du type de culture, du stade phénologique de la plante et des conditions d'humidité du sol. Ainsi, suivant que le sol peut fournir toute l'eau demandée par la plante ou non, L'ETR sera égal ou inférieure à L'ETM.

L'ETR peut être calculée à l'aide du bilan hydrique réalisé à partir de suivi du stock de l'eau dans le sol. Il convient de remarquer que l'ETM et L'ETR prennent en compte à la fois l'eau transpirée par les plantes et évaporée par le sol.

4. Le coefficient cultural K_c

Le coefficient cultural peut être établi empiriquement, à partir de résultats d'essais. K_c peut également être empiriquement relié à l'indice foliaire LAI (Leaf Area Index), lorsque celui-ci est mesuré, ou simulé par un modèle de culture. Sa détermination en début de cycle (évaporation prépondérante) est délicate. L'évapotranspiration maximale doit être déterminée pour un sol sec, ce qui donne, d'après certains auteurs, le coefficient cultural de base, indépendant du régime hydrique. Lors d'apports par la pluie ou par l'irrigation, la surface du sol humide entraîne une brusque augmentation du rapport ETM/ETP pendant quelques jours (fig ci-dessous).

L'évolution de K_c au cours du cycle est pratiquement identique pour toutes les cultures. En début de cycle de la culture (pendant la formation et le développement des feuilles), K_c augmente rapidement, puis un palier est atteint, on observe en fin la sénescence de feuilles, qui induit une diminution de K_c . Le coefficient cultural dépend fortement des conditions environnementales du milieu dans lequel il a été obtenu (date de semis, peuplement, climat, sol, etc.) (Scandella et Mecella, 1994).

Les valeurs de K_c maximales citées pour la culture de maïs dans la littérature vont de 1 à 1.35 (Scandella et Mecella, 1994), mais Fernandez et al. (1994), en zone méditerranéenne pour un maïs irrigué rapporte une valeur de 1.56, il s'agit dans ce cas là d'une situation avec une forte convection pendant une période particulière.

5. Le coefficient de stress K_s

Lorsque le sol se dessèche, la quantité d'eau disponible n'est plus suffisante pour que la culture réponde à la demande atmosphérique. Le calcul de l'ETR à partir de l'ETM se fait donc en tenant compte de la capacité du sol à fournir à la culture la quantité d'eau nécessaire. Le rapport entre ETR et ETM est appelée fonction de stress ou fonction de dessèchement : $ETR = K_s \cdot ETM$.

Dans certains modèles, l'évaporation du sol est séparée de celle de la transpiration de la culture. L'ETP est alors le plus souvent décomposée en deux termes en tenant compte du rapport entre surface foliaire et sol nu.

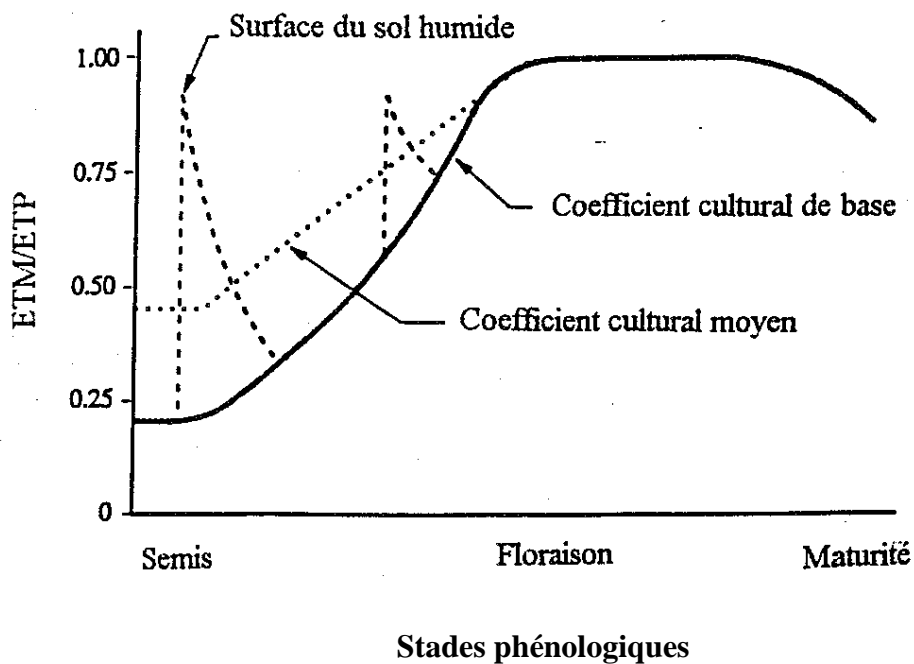


Figure A. 1 - Evolution du coefficient culturel k_c pour une culture annuelle.
(d'après MARTIN et al., 1992 in Ruelle, 1995)

La prise en compte de l'effet des irrigations et des pluies induit une brusque augmentation du rapport ETM/ETP . Suivant le rythme d'humectation de la surface du sol, un coefficient culturel moyen peut être défini.

Annexe 2 : Approche conceptuelle

1. Grandeurs utilisées et méthodes de mesure

A tout instant, l'état hydrique d'un milieu poreux non saturé peut être défini par ses variables d'état : la teneur en eau volumique (θ), définie comme le volume d'eau présent dans un volume unitaire du sol et la pression effective de l'eau (h), définie comme la différence entre la pression de l'eau dans le sol et la pression atmosphérique, et exprime en terme de hauteur de colonne d'eau. Dans la zone saturée, ce terme est négatif.

2. Relation pression effective-teneur en eau

La courbe de rétention $h(\theta)$ lie la teneur en eau volumique à la pression effective et exprime la capacité du sol à retenir l'eau en fonction de la succion exercée. La relation fonctionnelle entre la teneur en eau du sol et la succion est déterminée soit in situ, soit au laboratoire.

A l'aide de mesure de potentiel $h(z,t)$ et la reconstitution des profils de teneur en eau $\theta(z,t)$, il est possible de reconstituer la courbe de rétention $h(\theta)$ et $\theta(h)$ selon par exemple le modèle de Van Genuchten (1980) :

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left(1 + (-\alpha \cdot h)^n\right)^m}$$

θ_r : teneur en eau résiduelle (m^3/m^3)

θ_s : teneur en eau à saturation (m^3/m^3)

α, n : paramètres de forme

$m = (1-1/n)$ avec le modèle de Maulem

3. Relation conductivité- teneur en eau ou tension

La connaissance de la conductivité hydraulique $k(\theta)$ ou $k(h)$ est un préalable au calcul du flux de drainage par la Loi de Darcy et pour la mise en œuvre de la modélisation des transferts hydriques et de solutés selon l'approche mécaniste.

La courbe de conductivité hydraulique $k(h)$ ou $k(\theta)$ caractérise la capacité du milieu à transmettre l'eau en fonction de son état énergétique ou de son état de saturation. L'importance que revêt la conductivité hydraulique pour la description de la dynamique de la phase liquide font de sa détermination un aspect essentiel de l'évaluation des processus de transferts.

Nous disposons de plusieurs formules pour calculer $k(h)$ ou $k(\theta)$, par exemple celle de Maulem (1976) :

$$k(\theta) = k_s \cdot \Theta^\lambda \left[1 - \left(1 - \Theta^{1/m} \right)^m \right]^2$$

$$\Theta = - \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

n, λ : paramètres de forme

$m = (1-1/n)$

Annexe 3

Tableau A.1 - Paramètres pour le calcul de K (sat) par l'essai multipotentiels sur le site non travaillé

Site non travaillé (S.N.T)							
Date	q(cm ³ /h)	h (cm)	Flux		α (cm ⁻¹)	Exp ($\alpha * h1$)	Ksat (cm/h)
28/02/2016	1349.05	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.28	0.28	0.76	3.87
	1024.13	-2					
02/03/2016	1215.15	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.26	0.26	0.77	3.39
	934.57	-2					
03/03/2016	688.06	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.3	0.30	0.74	2.08
	508.74	-2					
25/04/2016	847.28	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.53	0.53	0.59	3.72
	496.33	-2					

Tableau A.2 - Paramètres pour le calcul de K (sat) par l'essai multipotentiels sur le site cultivé

Site cultivé (S.C)							
Date	q(cm ³ /h)	h (cm)	Flux		α (cm ⁻¹)	Exp ($\alpha * h1$)	Ksat (cm/h)
15/03/2016	2167.27	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.41	0.41	0.66	7.94
	1437.3	-2					
20/04/2016	1926.98	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.48	0.48	0.62	7.83
	1192.84	-2					

Tableau A.3 - Paramètres pour le calcul de K (sat) par l'essai multipotentiels sur le site travaillé

Site travaillé (S.T)							
Date	q(cm ³ /h)	h (cm)	Flux		α (cm ⁻¹)	Exp ($\alpha * h1$)	Ksat (cm/h)
07/03/2016	983.65	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.16	0.16	0.86	2.02
	841.53	-2					
10/03/2016	864.24	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.29	0.29	0.74	2.58
	643.64	-2					
13/03/2016	2937.69	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.16	0.16	0.85	6.08
	2507.25	-2					
14/04/2016	5188.44	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.21	0.21	0.81	12.72
	4201.80	-2					
20/04/2016	847.91	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.88	0.88	0.41	5.7
	351.08	-2					
25/04/2016	850.28	-1	Ln [q (-2)/q (-1)]	-0.89	0.89	0.41	5.74
	350.85	-2					

Annexe 4

Tab A.4 - Paramètres pour le calcul de K en fonction de h par l'essai multipotentiels sur le site non travaillé

Date : 28/02/2016	Flux [q (-2)/q (-1)]			
h (cm)	pF [log10 (h cm)]	Exp ($\alpha \cdot h$)	K (h)	
0		1	K (sat 1)	3.870
-1	0.000	0.759	K (-1)	2.938
-2	0.301	0.576	K (-2)	2.230
-5	0,699	0.252	K (-5)	0.976
-10	1,000	0.064	K (-10)	0.246
-20	1,301	0.004	K (-20)	0.016
-30	1,477	0.000	K (-30)	0.001
-40	1,602	0.000	K (-40)	0.000
-50	1,699	0.000	K (-50)	0.000

Date : 02/03/2016	Flux [q (-2)/q (-1)]			
h (cm)	pF [log10 (h cm)]	Exp ($\alpha \cdot h$)	K (h)	
0		1.000	K (sat 1)	3.39
-1	0.000	0.759	K (-1)	1.603
-2	0.301	0.592	K (-2)	2.004
-5	0,699	0.269	K (-5)	0.912
-10	1,000	0.072	K (-10)	0.245
-20	1,301	0.005	K (-20)	0.018
-30	1,477	0.000	K (-30)	0.001
-40	1,602	0.000	K (-40)	0.000
-50	1,699	0.000	K (-50)	0.000

Date : 03/03/2016	Flux [q (-2)/q (-1)]			
h (cm)	pF [log10 (h cm)]	Exp ($\alpha \cdot h$)	K (h)	
0		1.00	K (sat 1)	2.08
-1	0.000	0.739	K (-1)	1.541
-2	0.301	0.547	K (-2)	1.139
-5	0,699	0.221	K (-5)	0.461
-10	1,000	0.049	K (-10)	0.102
-20	1,301	0.002	K (-20)	0.005
-30	1,477	0.000	K (-30)	0.000
-40	1,602	0.000	K (-40)	0.000
-50	1,699	0.000	K (-50)	0.000

Date : 25/04/2016	Flux [q (-2)/q (-1)]			
h (cm)	pF [log10 (h cm)]	Exp ($\alpha \cdot h$)	K (h)	
0		1	K (sat 1)	3.72
-1	0.000	0.586	K (-1)	0.000
-2	0.301	0.343	K (-2)	0.000
-5	0,699	0.069	K (-5)	0.000
-10	1,000	0.005	K (-10)	0.000
-20	1,301	0.000	K (-20)	0.000
-30	1,477	0.000	K (-30)	0.000
-40	1,602	0.000	K (-40)	0.000
-50	1,699	0.000	K (-50)	0.000

Tableau A.5 - Paramètres pour le calcul de K en fonction de h par l'essai multipotentiels sur le site cultivé

Date : 15/03/2016	Flux [q (-2)/q (-1)]			
h (cm)	pF [log10 (h cm)]	Exp ($\alpha \cdot h$)	K (h)	
0		1	K (sat 1)	7.94
-1	0.000	0.663	K (-1)	5.27
-2	0.301	0.440	K (-2)	3.49
-5	0,699	0.128	K (-5)	1.02
-10	1,000	0.016	K (-10)	0.13
-20	1,301	0.000	K (-20)	0.00
-30	1,477	0.000	K (-30)	0.00
-40	1,602	0.000	K (-40)	0.00
-50	1,699	0.000	K (-50)	0.00

Date : 20/04/2016	Flux [q (-2)/q (-1)]			
h (cm)	pF [log10 (h cm)]	Exp ($\alpha \cdot h$)	K (h)	
0		1	K (sat 1)	7.83
-1	0.000	0.619	K (-1)	4.85
-2	0.301	0.383	K (-2)	3.00
-5	0,699	0.091	K (-5)	0.71
-10	1,000	0.008	K (-10)	0.06
-20	1,301	0.000	K (-20)	0.00
-30	1,477	0.000	K (-30)	0.00
-40	1,602	0.000	K (-40)	0.00
-50	1,699	0.000	K (-50)	0.00

Tableau A.6 - Paramètres pour le calcul de K en fonction de h par l'essai multipotentiels sur le site travaillé

Date : 07/03/2016		Flux [q (-2)/q (-1)]		
h (cm)	pF [log10 (h cm)]	Exp ($\alpha \cdot h$)	K (h)	
0		1.000	K (sat 1)	2.02
-1	0.000	0.856	K (-1)	1.72
-2	0.301	0.732	K (-2)	1.48
-5	0,699	0.458	K (-5)	0.92
-10	1,000	0.210	K (-10)	0.42
-20	1,301	0.044	K (-20)	0.09
-30	1,477	0.009	K (-30)	0.02
-40	1,602	0.002	K (-40)	0.00
-50	1,699	0.000	K (-50)	0.00

Date : 10/03/2016		Flux [q (-2)/q (-1)]		
h (cm)	pF [log10 (h cm)]	Exp ($\alpha \cdot h$)	K (h)	
0		1.000	K (sat 1)	2.58
-1	0.000	0.745	K (-1)	1.552
-2	0.301	0.555	K (-2)	1.156
-5	0,699	0.229	K (-5)	0.478
-10	1,000	0.052	K (-10)	0.109
-20	1,301	0.003	K (-20)	0.006
-30	1,477	0.000	K (-30)	0.000
-40	1,602	0.000	K (-40)	0.000
-50	1,699	0.000	K (-50)	0.000

Date : 13/03/2016		Flux [q (-2)/q (-1)]		
h (cm)	pF [log10 (h cm)]	Exp ($\alpha \cdot h$)	K (h)	
0		1.00	K (sat 1)	6.08
-1	0.000	0.853	K (-1)	5.19
-2	0.301	0.728	K (-2)	4.43
-5	0,699	0.453	K (-5)	2.75
-10	1,000	0.205	K (-10)	1.25
-20	1,301	0.042	K (-20)	0.26
-30	1,477	0.009	K (-30)	0.05
-40	1,602	0.002	K (-40)	0.01
-50	1,699	0.000	K (-50)	0.00

Date : 14/03/2016	Flux [q (-2)/q (-1)]			
h (cm)	pF [log10 (h cm)]	Exp (α^*h)	K (h)	
0		1.00	K (sat 1)	12.72
-1	0.000	0.856	K (-1)	10.30
-2	0.301	0.732	K (-2)	8.43
-5	0,699	0.458	K (-5)	4.43
-10	1,000	0.210	K (-10)	1.54
-20	1,301	0.044	K (-20)	0.18
-30	1,477	0.009	K (-30)	0.023
-40	1,602	0.002	K (-40)	0.003
-50	1,699	0.000	K (-50)	0.000

Date : 20/04/2016	Flux [q (-2)/q (-1)]			
h (cm)	pF [log10 (h cm)]	Exp (α^*h)	K (h)	
0		1.000	K (sat 1)	5.70
-1	0.000	0.414	K (-1)	2.36
-2	0.301	0.383	K (-2)	2.18
-5	0,699	0.012	K (-5)	0.07
-10	1,000	0.005	K (-10)	0.03
-20	1,301	1.000	K (-20)	5.70
-30	1,477	1.000	K (-30)	5.70
-40	1,602	1.000	K (-40)	5.70
-50	1,699	1.000	K (-50)	5.70

Date : 25/04/2016	Flux [q (-2)/q (-1)]			
h (cm)	pF [log10 (h cm)]	Exp (α^*h)	K (h)	
0		1.000	K (sat 1)	5.74
-1	0.000	0.413	K (-1)	2.37
-2	0.301	0.170	K (-2)	0.98
-5	0,699	0.012	K (-5)	0.07
-10	1,000	0.000	K (-10)	0.00
-20	1,301	0.000	K (-20)	0.00
-30	1,477	0.000	K (-30)	0.00
-40	1,602	0.000	K (-40)	0.00
-50	1,699	0.000	K (-50)	0.00

Annexe 5

Tab A.7 - Paramètres mesurés par l'infiltromètre à disque (Sol non travaillé cultivé)

Date : 15/03/2016

	h (-1 cm)			h (-2cm)	
t (h)	V (cm)	V/t	t (h)	V (cm)	V/t
0	0	0	0	0	0
0.003	3	1080.000	0.006	1	171.429
0.004	4	900.000	0.014	2	146.939
0.007	5	692.308	0.022	3	138.462
0.010	6	583.784	0.031	4	129.730
0.013	7	536.170	0.041	5	123.288
0.016	8	496.552	0.051	6	118.033
0.019	9	469.565	0.061	7	114.545
0.023	10	439.024	0.072	8	111.628
0.026	11	416.842	0.083	9	109.091
0.031	12	382.301	0.094	10	106.825
0.036	13	357.252	0.105	11	105.040
0.042	14	333.775	0.115	12	104.096
0.048	15	312.139	0.126	13	103.311
0.062	16	259.459	0.138	14	101.613
0.069	17	246.774	0.150	15	100.186
0.077	18	233.094	0.160	16	100.174
0.084	19	225.000	0.172	17	99.029
0.092	20	216.867	0.183	18	98.630
0.101	21	208.840	0.194	19	97.854
0.108	22	203.599	0.205	20	97.429
0.116	23	199.038	0.217	21	96.923
0.124	24	193.722	0.228	22	96.350
0.133	25	188.679	0.239	23	96.167
0.141	27	191.716	0.251	24	95.787
0.148	28	189.118	0.261	25	95.643
0.156	29	185.435	0.273	26	95.413
0.165	30	181.818	0.284	27	95.015
0.169	31	182.951	0.296	28	94.737
0.181	32	177.231	0.306	29	94.651
0.190	33	173.939	0.318	30	94.406
0.197	34	172.638	0.328	31	94.416
0.205	35	170.501	0.340	32	94.118
0.213	36	168.970	0.349	33	94.436
0.221	37	167.337	0.361	34	94.154
0.229	38	166.019	0.374	35	93.680
0.238	39	164.019	0.385	36	93.506
0.246	40	162.896	0.396	37	93.474
0.253	41	161.842	0.408	38	93.188
0.262	42	160.339	0.419	39	92.980
0.269	43	159.588	0.430	40	93.023
.../...	.../...	.../...	.../...	.../...	.../...
0.774	108	139.455	0.627	58	92.512
0.781	109	139.594	0.638	59	92.509
0.788	110	139.584	0.649	60	92.466
0.796	111	139.476	0.660	61	92.424
0.803	112	139.419	0.671	62	92.461

Tab A.8 - Paramètres mesurés par l'infiltromètre à disque (Sol travaillé)
Date : 13/03/2016

h (-1 cm)			h (-2cm)		
t (h)	V (cm)	V/t	t (h)	V (cm)	V/t
0	0	0	0	0	0
0.004	2	553.846	0.002	1	450
0.008	3	360.000	0.012	2	171.429
0.018	4	221.538	0.018	3	171.429
0.026	5	189.474	0.024	4	167.442
0.036	6	168.750	0.030	5	165.138
0.044	7	158.491	0.036	6	164.885
0.053	8	152.381	0.043	7	162.581
0.061	9	147.273	0.049	8	161.798
0.069	10	144.000	0.056	9	160.396
0.077	11	142.446	0.063	10	159.292
0.085	12	141.639	0.070	11	157.769
0.091	13	142.683	0.076	12	157.664
0.099	14	141.573	0.083	13	157.047
0.106	15	141.732	0.089	14	157.009
0.112	16	142.574	0.096	15	156.977
0.119	17	142.326	0.102	16	156.522
0.127	18	142.105	0.109	17	155.725
0.132	19	143.697	0.116	18	155.396
0.138	20	144.578	0.123	19	154.751
0.145	21	145.106	0.129	20	154.839
0.151	22	146.125	0.136	21	153.971
0.157	23	146.290	0.143	22	154.086
0.163	24	147.440	0.149	23	154.478
0.169	25	148.026	0.155	24	154.562
0.174	26	149.045	0.163	25	153.846
0.180	27	150.000	0.169	26	153.947
0.186	28	150.673	0.175	27	154.286
0.191	29	151.524	0.182	28	154.128
0.197	30	152.327	0.188	29	154.438
0.202	31	153.508	0.189	30	159.057
0.208	32	154.217	0.201	31	154.144
0.213	33	155.091	0.208	32	154.011
0.218	34	155.725	0.214	33	154.486
0.223	35	156.912	0.220	34	154.545
0.228	36	157.664	0.226	35	154.791
0.234	37	158.195	0.233	36	154.286
0.239	38	159.255	0.240	37	154.167
0.244	39	160.091	.../...	.../...	.../...
.../...	.../...	.../...	0.683	108	317.287
0.618	116	378.563	0.689	109	317.458
0.622	117	378.690	0.694	110	317.919
0.627	118	379.009	0.701	111	317.783
0.631	119	379.318	0.707	112	317.794
0.636	120	379.235	0.719	116	323.714
0.640	121	379.720			

Tab A.9 - Paramètres mesurés par l'infiltromètre à disque (Sol non travaillé)

Date : 02/03/2016

h (-1 cm)			h (-2 cm)		
t (h)	V (cm)	V/t	t (h)	V (cm)	V/t
0,000	0	0,000	0,000	0	0,000
0,002	2	900,000	0,014	1	73,469
0,004	3	720,000	0,023	1,5	65,854
0,007	4	576,000	0,030	2	66,667
0,014	5	360,000	0,039	3	77,698
0,026	6	229,787	0,050	3	60,000
0,043	7	163,636	0,055	3,5	63,317
0,058	8	138,462	0,064	4	62,069
0,074	9	121,805	0,073	4,5	61,364
0,090	10	111,111	0,082	5	61,224
0,104	11	105,319	0,089	5,5	61,682
0,118	12	102,128	0,098	6	61,017
0,134	13	96,894	0,107	6,5	60,938
0,158	14	88,732	0,116	7	60,577
0,174	15	86,262	0,124	7,5	60,538
0,189	16	84,581	0,133	8	60,125
0,205	17	82,927	0,140	8,5	60,594
0,219	18	82,025	0,149	9	60,448
0,235	19	80,947	0,158	9,5	60,105
0,249	20	80,178	0,167	10	60,000
0,264	21	79,663	0,175	10,5	60,095
0,286	22,5	78,641	0,184	11	59,909
0,291	23	79,008	0,192	11,5	59,827
0,306	24	78,545	0,201	12	59,834
0,320	25	78,057	0,209	12,5	59,920
0,333	26	78,130	0,218	13	59,694
0,347	27	77,760	0,227	13,5	59,486
0,361	28	77,479	0,235	14	59,504
0,373	29	77,794	0,244	14,5	59,318
0,387	30	77,531	0,251	15	59,669
0,407	31	76,230	0,261	15,5	59,488
0,413	32	77,419	0,269	16	59,443
0,427	33	77,243	0,277	16,5	59,639
0,441	34	77,175	0,288	17	59,130
0,453	35	77,253	0,293	17,5	59,659
0,467	36	77,143	0,302	18	59,614
0,480	37	77,083	0,310	18,5	59,624
0,492	38	77,288	0,319	19	59,582
0,506	39	77,143	0,327	19,5	59,593
,,,/,,,	,,,/,,,	,,,/,,,	0,335	20	59,652
0,660	51	77,305	0,344	20,5	59,564
0,672	52	77,419	0,353	21	59,574
0,682	53	77,687	0,360	21,5	59,768
0,694	54	77,822	,,,/,,,	,,,/,,,	,,,/,,,
0,705	55	78,014	0,408	24,5	60,082
0,716	56	78,170	0,416	25	60,120

Tab A.10 - Paramètres mesurés par l'infiltromètre à disque (Sol travaillé)
Date : 10/03/2016

h (-1 cm)			h (-2 cm)		
t (h)	V (cm)	V/t	t (h)	V (cm)	V/t
0,000	0	0,000	0,000	0	0,000
0,014	0,5	34,615	0,014	0,5	36,735
0,029	1	33,962	0,024	1	40,909
0,043	1,5	35,294	0,036	1,5	41,860
0,056	2	35,468	0,049	2	40,909
0,070	2,5	35,857	0,061	2,5	40,724
0,082	3	36,610	0,072	3	41,538
0,093	3,5	37,612	0,086	3,5	40,645
0,106	4	37,696	0,097	4	41,143
0,117	4,5	38,389	0,105	4,5	42,971
0,129	5	38,710	0,121	5	41,379
0,139	5,5	39,442	0,132	5,5	41,597
0,149	6	40,149	0,144	6	41,538
0,160	6,5	40,555	0,162	6,5	40,068
0,171	7	40,843	0,169	7	41,447
0,181	7,5	41,411	0,181	7,5	41,411
0,189	8	42,229	0,192	8	41,679
0,200	8,5	42,500	0,206	8,5	41,296
0,211	9	42,632	0,216	9	41,699
0,220	9,5	43,236	0,230	9,5	41,354
0,229	10	43,584	0,241	10	41,522
0,239	10,5	44,005	0,254	10,5	41,357
0,249	11	44,246	0,263	11	41,772
0,259	11,5	44,468	0,279	11,5	41,276
0,266	12	45,047	0,288	12	41,618
0,276	12,5	45,226	0,301	12,5	41,590
0,286	13	45,525	0,312	13	41,637
0,295	13,5	45,763	0,325	13,5	41,574
0,303	14	46,154	0,337	14	41,550
0,313	14,5	46,359	0,348	14,5	41,693
0,321	15	46,753	0,361	15	41,602
0,330	15,5	46,930	0,372	15,5	41,642
0,339	16	47,252	0,385	16	41,528
0,349	16,5	47,331	0,397	16,5	41,538
0,356	17	47,701	0,410	17	41,492
0,366	17,5	47,872	0,422	17,5	41,475
0,374	18	48,071	0,433	18	41,538
0,383	18,5	48,366	0,446	18,5	41,521
0,392	19	48,511	0,458	19	41,505
0,400	19,5	48,750	0,470	19,5	41,465
0,408	20	48,980	,,,/,,,	,,,/,,,	,,,/,,,
0,416	20,5	49,266	0,616	25,5	41,370
0,424	21	49,476	0,630	26	41,288
,,,/,,,	,,,/,,,	,,,/,,,/	0,640	26,5	41,424
0,757	42	55,465	0,651	27	41,467
0,764	42,5	55,595	0,664	27,5	41,405

Tab A.11 - Paramètres mesurés par l'infiltromètre à disque (Sol travaillé)

Date : 07/03/2016

h (-1 cm)			h (-2 cm)		
t (h)	V (cm)	V/t	t (h)	V (cm)	V/t
0	0	0	0	0	0
0,012	4	334,884	0,008	0,5	62,069
0,020	5	246,575	0,016	1	61,017
0,031	6	192,857	0,026	1,5	58,696
0,048	7	147,368	0,036	2	55,385
0,065	8	123,077	0,045	2,5	55,901
0,085	9	105,537	0,054	3	55,385
0,106	10	94,737	0,063	3,5	55,263
0,127	11	86,652	0,073	4	54,545
0,147	12	81,818	0,082	4,5	54,730
0,168	13	77,355	0,092	5	54,217
0,189	14	74,227	0,102	5,5	53,804
0,208	15	72,193	0,110	6	54,545
0,228	16	70,244	0,121	6,5	53,917
0,248	17	68,610	0,131	7	53,617
0,268	18	67,220	0,139	7,5	53,892
0,287	19	66,215	0,150	8	53,432
0,306	20	65,455	0,158	8,5	53,684
0,325	21	64,560	0,169	9	53,202
0,346	22	63,614	0,178	9,5	53,271
0,362	23	63,594	0,188	10	53,097
0,381	24	63,020	0,196	10,5	53,465
0,398	25	62,893	0,206	11	53,369
0,416	26	62,483	0,216	11,5	53,213
0,433	27	62,308	0,225	12	53,268
0,451	28	62,069	0,235	12,5	53,129
0,469	29	61,885	0,244	13	53,303
0,484	30	62,033	0,253	13,5	53,289
0,500	31	61,966	0,263	14	53,165
0,517	32	61,935	0,273	14,5	53,103
0,533	33	61,940	0,282	15	53,254
0,582	36	61,891	0,291	15,5	53,194
0,585	37	63,278	0,300	16	53,383
			0,311	16,5	53,131
			0,319	17	53,264
			0,328	17,5	53,345
			.../...	.../...	.../...
			0,474	25,5	53,810
			0,482	26	53,917
			0,491	26,5	53,959
			0,501	27	53,910
			0,509	27,5	53,980
			0,519	28	53,990
			0,528	28,5	53,972
			0,536	29	54,065
			0,545	29,5	54,128
			0,554	30	54,135

Tab A.12 - Paramètres mesurés par l'infiltromètre à disque (Sol travaillé)

Date : 28/02/2016

h (-1 cm)			h (-2 cm)		
t (h)	V (cm)	V/t	t (h)	V (cm)	V/t
0	0	0	0	0	0
0,003	1	300,000	0,017	1	58,065
0,010	2	200,000	0,028	2	70,588
0,026	3	117,391	0,042	3	71,053
0,033	4	123,077	0,058	4	69,565
0,049	5	102,273	0,074	5	67,669
0,065	6	92,704	0,089	6	67,500
0,074	7	95,094	0,104	7	67,021
0,091	8	87,805	0,121	8	66,359
0,103	9	87,568	0,136	9	66,122
0,124	10	80,899	0,152	10	65,814
0,131	11	84,076	0,168	11	65,672
0,149	12	80,447	0,183	12	65,653
0,162	13	80,412	0,199	13	65,455
0,178	14	78,873	0,214	14	65,370
0,189	15	79,179	0,229	15	65,534
0,203	16	78,904	0,244	16	65,455
0,216	17	78,764	0,259	17	65,525
0,228	18	79,024	0,275	18	65,455
0,241	19	78,893	0,293	19	64,896
0,254	20	78,861	0,306	20	65,455
0,264	21	79,579	0,321	21	65,398
0,277	22	79,518	0,337	22	65,347
0,289	23	79,463	0,351	23	65,558
0,299	24	80,223	0,366	24	65,604
0,311	25	80,501	0,381	25	65,646
0,323	26	80,412	0,395	26	65,777
0,334	27	80,731	0,411	27	65,765
0,344	28	81,290	0,425	28	65,882
0,355	29	81,690			
0,368	30	81,448			
0,378	31	82,119			
0,392	32	81,702			
0,401	33	82,271			
0,412	34	82,480			
0,424	35	82,569			
0,436	36	82,600			
0,458	38	83,060			
.../...	.../...	.../...			
0,606	52	85,754			
0,616	53	86,101			
0,626	54	86,247			
0,636	55	86,425			
0,645	56	86,784			

Tab A. 13 - Paramètres mesurés par l'infiltromètre à disque (Sol non travaillé)
Date : 03/03/2016

h (-1 cm)			h (-2 cm)		
t (h)	V (cm)	V/t	t (h)	V (cm)	V/t
0,000	0	0,000	0	0	0
0,002	1	514,286	0,012	0,5	40,909
0,005	2	378,947	0,028	1	35,644
0,018	3	166,154	0,045	1,5	33,540
0,035	4	115,200	0,065	2	30,901
0,058	5	86,124	0,077	2,5	32,609
0,083	6	72,483	0,095	3	31,579
0,111	7	63,317	0,109	3,5	32,061
0,136	8	58,776	0,125	4	31,929
0,163	9	55,385	0,142	4,5	31,765
0,193	10	51,724	0,158	5	31,690
0,219	11	50,318	0,174	5,5	31,629
0,246	12	48,703	0,191	6	31,441
0,273	13	47,609	0,205	6,5	31,707
0,326	15	46,075	0,223	7	31,461
0,352	16	45,426	0,242	7,5	30,999
0,378	17	45,033	0,254	8	31,441
0,403	18	44,628	0,269	8,5	31,546
0,432	19	43,987	0,286	9	31,456
0,453	20	44,199	0,301	9,5	31,521
0,483	21	43,448	0,316	10	31,607
0,501	22	43,878	0,331	10,5	31,685
0,523	23	43,996	0,346	11	31,807
0,544	24	44,104	0,360	11,5	31,944
0,566	25	44,139	0,377	12	31,835
0,588	26	44,255	0,390	12,5	32,074
0,610	27	44,262	0,406	13	32,055
			0,421	13,5	32,100
			0,437	14	32,020
			.../...	.../...	.../...
			0,566	18,5	32,695
			0,581	19	32,727