

Caractérisation hydrodynamique d'un sol soumis à un apport de produits résiduaux organiques : étude du site expérimental de Colmar (Alsace).

Hami Said Ahmed^{a,b}

a) Laboratoire de Pédologie Institut des Sciences de la Vie (ISV). CERD, Route de l'aéroport, BP 486, Djibouti.

b) INRA - AgroParisTech - Unité Mixte de Recherche Environnement et Grandes Cultures Equipe Sol - Bâtiment EGERF- 78850 Thiverval-Grignon, France.

Résumé

Afin de mieux comprendre les effets de l'épandage de produit résiduaux organique sur les sols, une étude a été mise en place sur la plateforme de Colmar. Cette étude a pour objectif de caractériser les propriétés hydrodynamiques du sol en place, afin de fournir des données pour la modélisation des transferts d'eau et de contaminants dans ces sols limoneux. Cette caractérisation s'appuie sur la mesure de la relation teneur en eau en fonction des potentiels de l'eau, et sur une mesure de la conductivité des différents horizons du sol au voisinage de la saturation et à des potentiels élevés entre -1 et -10 cm. Dans l'ensemble du profil, on a observé une baisse de teneur en eau volumique avec la baisse du potentiel de l'eau. Les horizons de surface ont une teneur en eau résiduelle plus importante que celle des horizons profonds. On remarque que, plus on va en profondeur, plus la teneur en eau diminue, on peut dire que la présence des mésopores augmente avec la profondeur. Les caractéristiques teneurs en eau et potentiel de l'eau $\theta(h)$ des différents horizons de ce profil sont différents, essentiellement dû à des différences dans la partie « sèche » de la caractérisation. La conductivité au voisinage de la saturation K_s de l'horizon 1 est beaucoup plus importante que celle des autres horizons, ce qui est dû à la macroporosité causée entre autre par le travail du sol. On a pu constater que tous les horizons avaient des caractéristiques $K(h)$ différentes dues essentiellement au potentiel au voisinage de la saturation. Au cours de ce travail, la comparaison de deux méthodes de mesure de la rétention en eau, a montré que l'on pouvait utiliser les mêmes échantillons pour l'ensemble des pF, au lieu de changer à chaque fois les échantillons pour chaque pF.

Mots clés : Caractérisation hydrodynamique ; teneur en eau ; conductivité hydraulique ; potentiel de l'eau ; infiltromètre.

Abstract

To better understand the effects of application of organic waste produced on the soil, a study was set up on the platform of Colmar. This study aimed to characterize the hydrodynamic properties of the soil in place to provide data for modeling of water transfers and contaminants in the alluvial soils.

This characterization is based on measuring the water content relationship in terms of water potential, and a measure of the conductivity of different soil near

saturation and high potentials between -1 and -10 cm. Throughout the profile, there was a decrease of water content by volume with the decrease of water potential. The surface horizons have residual moisture content greater than that of deeper horizons. We noticed that the more we go in depth, more water content decreases; we can say that the presence of mesopores increases with depth. The characteristics and levels of water potential of water $\theta(h)$ of the various horizons of this profile are different, mainly due to differences in the «dry» part of characterization. Conductivity near saturation K_s of horizon 1 is much greater than elsewhere, due to among other macroporosity caused by tillage. It was found that all the horizons had different characteristics $K(h)$ mainly due to the potential near saturation. During this work, the comparison of two methods of measuring the water retention showed that one could use the same samples for all pF, instead of changing each time the samples for each pF.

Keywords : Hydraulic characterisation; water content; hydraulic conductivity; soil water potential, infiltrometer disc.

Introduction

Le recyclage des produits résiduels organiques en agriculture est appelé à se développer dans les années à venir. Cependant, son impact sur le sol et l'environnement est encore mal connu. Afin de mieux comprendre les effets des apports de produits résiduels organiques sur les sols, un dispositif d'étude, dénommé Qualiagro, a été mis en place par l'équipe Sol de l'UMR INRA/AgroParisTech EGC, en partenariat avec le CREED (centre de recherche de Veolia Environnement) pour permettre leur étude sur plusieurs années.

Dans le cadre de ce dispositif de recherche, on a caractérisé les propriétés hydrodynamiques du sol d'un des sites d'étude, situé sur le domaine expérimental du centre INRA de Colmar dans la perspective de réaliser une modélisation des transferts d'eau et de contaminants dans ce sol. L'utilisation de modèles mécanistiques pour décrire les flux hydriques nécessite la connaissance des propriétés hydrauliques des sols [relation entre conductivité hydraulique et potentiel matriciel, $K(h)$, et relation entre teneur en eau volumique et potentiel matriciel $\theta(h)$] (Mermoud et Xu, 2006). La connaissance de ces propriétés est un prérequis pour la résolution de la plupart des problèmes de transport de nutriments, de flux d'eau et de flux de micropolluants (issues de boues dépurées, déchets compostés...) dans les sols.

La relation entre la teneur en eau du sol et le potentiel matriciel $\theta(h)$ est une des deux caractéristiques des propriétés hydrauliques fondamentales du sol (Klute, 1986). Les solutions aux différents problèmes associés à la dynamique de l'eau dans le sol dépendent de la compréhension de la conductivité hydraulique K (Bouma et al., 1971). De nombreuses méthodes ont été développées pour mesurer ces propriétés sur le terrain et en laboratoire. La caractérisation hydrodynamique du sol de Colmar s'appuiera à la fois sur des techniques de terrain et sur des mesures

au laboratoire. On procédera en différentes étapes. Dans un premier temps, on va prélever des échantillons sur l'ensemble du profil pour établir la courbe de rétention $\theta(h)$ dans les différents horizons du profil. L'obtention de cette caractéristique se fera par la méthode presse de Richards, au laboratoire. Cette méthode a l'avantage d'être simple tant au niveau principe que du matériel utilisé (Gardner, 1986). La caractéristique de conductivité hydraulique des différents horizons du sol sera obtenue au voisinage de la saturation par infiltrométrie sous succion, sur le terrain.

Matériels & Méthodes

Présentation du site de l'étude

Le site de l'étude est situé sur le domaine expérimental du centre INRA de Colmar (Alsace). La fosse étudiée a été creusée le 6 février 2009 jusqu'à la couche de graviers /galets située à la base du sol, à 150 cm de profondeur, sur une surface de 3 mètres sur 1 mètre. Le sol est caractéristique des sols limoneux se développant sur lœss (Photo 1). Les horizons supérieurs sont décarbonatés par rapport au matériau originel. C'est un Calcisol issu du lœss sur les alluvions de la Fecht.

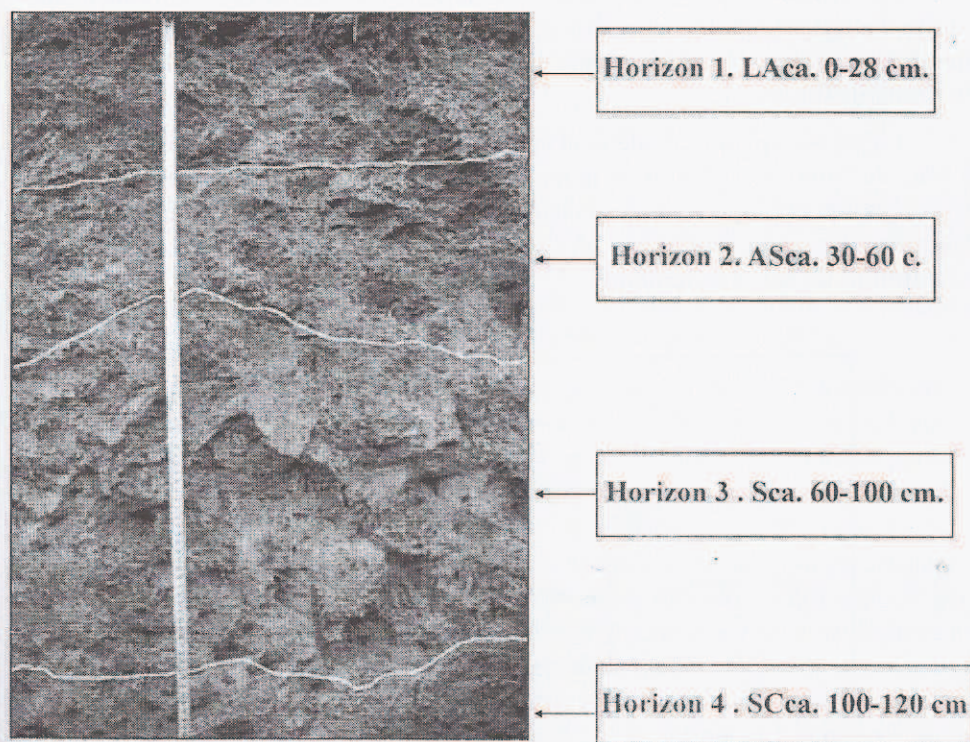


Photo 1 : Profil du sol.

Grandeurs physiques de l'hydrostatique du sol.

Dans le sol, l'eau est retenue dans les pores et par interaction avec les minéraux argileux principalement. La quantité d'eau retenue à un endroit et à un moment donné dépend de plusieurs facteurs. Elle peut être très variable, à la fois dans l'espace et dans le temps. Cet aspect quantitatif de la rétention est complété par un aspect énergétique lié à l'intensité avec laquelle l'eau est retenue et à diverses contraintes (pression) qui déterminent sa mobilité et par conséquent son transport et sa biodisponibilité. Deux grandeurs caractérisent la rétention de l'eau dans le sol : la teneur en eau et l'énergie potentielle de l'eau (Calvet, 2003).

Dans un sol saturé, le déplacement de l'eau a lieu dans tous les pores interconnectés, alors que dans un sol non saturé, l'eau ne va s'écouler que dans les pores pleins d'eau et interconnectés (Calvet, 2003). La conductivité hydraulique est la grandeur fondamentale pour la description du transport de l'eau. C'est une grandeur qui caractérise l'aptitude du sol à permettre le déplacement d'une phase liquide.

Mesure de la rétention en eau du sol au laboratoire : Presse de Richards.

Les différentes méthodes de détermination de la courbe de rétention en laboratoire consistent à établir une série d'équilibres entre l'eau de l'échantillon et une masse d'eau à des potentiels connus. Dans notre étude, nous avons utilisé la presse de Richards (figure 2).

La presse à plaque, également appelée presse de Richards, est un appareil qui permet de suivre l'évolution de la teneur en eau d'échantillons de sol en fonction de la pression appliquée sur ces échantillons. Le potentiel de l'eau dans le sol est déterminé par application d'une pression pneumatique de plus en plus forte sur des échantillons de sols non remaniés.

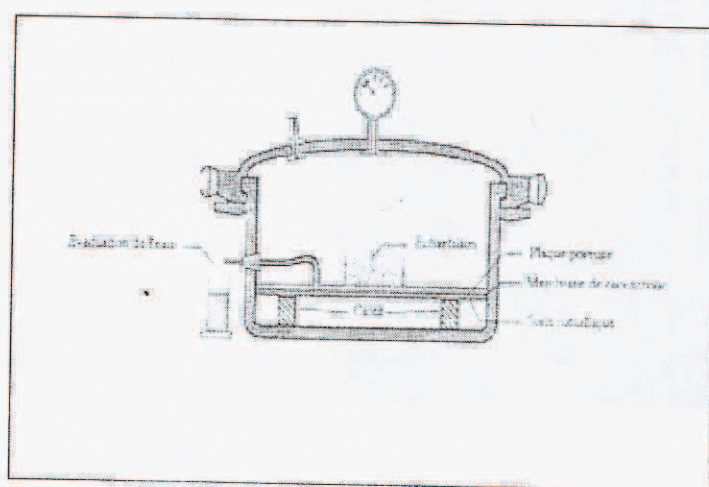


Figure 1 : Presse de Richards

Les courbes de rétention d'eau des sols sont souvent déterminées en laboratoire à l'aide d'une plaque de pression standard pour les faibles pressions (Carter, 1993). La gamme des pressions appliquées est exprimée en hectopascal, millibar ou en cm d'eau (Labat, 2006). La gamme des pressions que nous avons appliquées dans notre étude est indiquée dans le tableau 1.

Tableau 1 : La gamme de pressions appliquées

hPa	bar	cm eau	pF
10	0,01	10	1
31,5	0,03	31,5	1,50
100	0,1	100	2
200	0,2	200	2,3
490	0,49	490	2,7
1000	1	1000	3
3160	3,16	3160	3,5
6380	6,3	6380	3,8
10000	10	10000 →	4
16000	16	16000	4,2

La notion de pF correspond à la valeur absolue du potentiel matriciel exprimé en logarithme décimal de l'hauteur d'eau (h) exprimé en cm : $pF = \log_{10} h$. La loi de Jurin $h = 0,15/r$ où r est le rayon de pore exprimé en cm, permet de connaître la taille des pores dont l'eau est extraite à un potentiel donné, et d'établir la répartition de la taille des pores dans l'échantillon de sol (Musy et Soutter, 1991).

Le sol à étudier se présente sous formes d'échantillons non remaniés prélevés à l'aide de cylindres calibrés dont les dimensions sont les suivantes : 2.5 cm de hauteur et 5 cm de diamètre ce qui fait un volume de 49 cm³. Les cylindres permettent la prise d'échantillons non remaniés et de volume connu. Le prélèvement se fait en différentes étapes. Une fois la fosse creusée, on enfonce le cylindre verticalement sur une surface de sol aussi horizontale que possible, en le frappant doucement à l'aide d'une charge pour éviter de tasser le sol dans le cylindre ce qui pourrait perturber les mesures. On prélève 6 échantillons pour chaque horizon, et on prélève 60 échantillons supplémentaires pour l'horizon 1. La distance de prélèvements entre chaque échantillon est approximativement égale à 20 cm. Dans l'horizon 1, les prélèvements sont faits vers 15 cm, pour l'horizon 2, à 35 cm, pour l'horizon 3, entre 65 cm et 70 cm et enfin pour l'horizon 4, vers 100 cm. Les échantillons de sol sont soumis à une humectation par capillarité afin d'atteindre la saturation. Le système de saturation est composé d'un plateau percé en son bord par un orifice où se loge

un tuyau d'alimentation en eau, d'un substrat poreux composé de billes de verres d'une taille de 45 à 90 μm disposé en une couche de 3 à 4 cm recouvert à sa surface par 2 épaisseurs de toile en nylon dont la maille ne doit pas excéder 50 μm pour maintenir les billes de verres en leurs positions. Cette configuration des toiles évitera que les échantillons partiellement submergés soient contaminés par ces billes de verre au cours de la dernière phase de saturation. Les échantillons non remaniés sont équipés à leur base d'une toile dont l'ouverture de maille est importante pour assurer le contact à l'interface sol-plaque pF. Celle-ci sera identifiée et pesée. Dans le cas présent de la mise à saturation, cette toile assure le maintien des échantillons pour faciliter leur manipulation au cours des différentes opérations de préparation et de pesée. Ces échantillons sont déposés sur le substrat saturant à l'aide d'une spatule (Labat, 2006).

Les échantillons saturés sont pesés et placés sur une plaque poreuse enduite d'une couche de kaolinite afin d'établir une continuité hydraulique entre les échantillons et la plaque. L'ensemble est placé dans l'enceinte à pression, munie d'un manomètre qui permet de réguler la pression d'air appliquée sur les échantillons (Musy et Soutter, 1991 ; Klute, 1986) (Photo 2).

On ajuste la pression de l'air dans la marmite. Dès que la pression à l'intérieur de la marmite dépasse la pression atmosphérique, l'eau retenue dans le sol est extraite et s'écoule à travers les pores de la plaque poreuse. Cette plaque poreuse a des pores de rayon très faibles ($< 9,37 \times 10^{-2} \mu\text{m}$) qui restent saturés jusqu'à des pressions de 16000 cm de hauteur d'eau (pF 4,2). L'eau contenue dans l'échantillon va s'évacuer vers l'extérieur via une tubulure d'exhaure. Pour une pression donnée, l'écoulement cesse dès que l'équilibre entre la pression à l'intérieur de la marmite et les forces de succion dans l'échantillon de sol est atteint. On mesure la masse sèche de l'échantillon séché à 105°C pendant 24 heures au final, ce qui permet d'obtenir la teneur en eau volumique de l'échantillon à différentes valeurs de pF.

Pour les 6 échantillons de chaque horizon, nous avons considéré les valeurs de pF : (1 ; 1,5 ; 2 ; 2,3 ; 2,7 ; 3 ; 3,5 ; 3,8 ; 4 ; 4,2).

On trace alors les courbes de rétention $\theta(h)$. La relation entre la teneur en eau du sol et le potentiel matriciel (l'énergie de tension interfaciale de l'eau dans le sol) est une des deux des caractéristiques hydrauliques des sols (Klute, 1986).

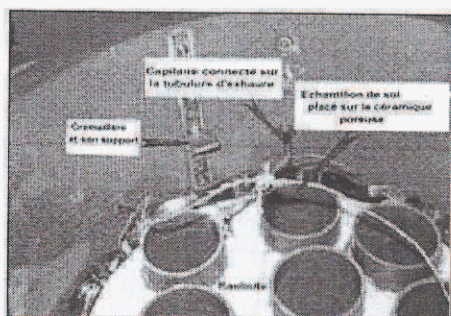


Photo 2 : Échantillons de sol placés sur la plaque poreuse dans la presse de Richards. (Labat, 2006).

Mesure de la conductivité hydraulique : L'infiltromètre à disque :

La conductivité hydraulique proche de la saturation a été mesurée entre -10 cm et 0 cm à l'aide d'un infiltromètre à disque aux potentiels -10,-6,-3,-1 cm. L'infiltromètre à succion multidisque (TRIMS) est un outil utilisé pour la mesure de la conductivité hydraulique des sols au voisinage de la saturation, pour des potentiels de l'eau compris entre -25 cm et 0 cm de hauteur de colonne d'eau soit -2,5 à 0 kPa (Perroux et white, 1988). Il permet d'explorer le fonctionnement hydrodynamique de la macroporosité des sols dans la limite de diamètre de pore équivalent supérieur à 0,12 mm (Coquet et al, 2000). Cet appareil est couramment utilisé pour mesurer la conductivité hydraulique par la méthode de multipotentiel (Ankeny et al, 1991) ou la fraction d'eau mobile dans le sol qui participe au transport des solutés (Clothier et al., 1992 ;1995) par la méthode monopotentiel (White et Sully, 1987).

L'infiltromètre à disque (figure 2) est composé de :

- un disque creux (D) muni d'une membrane (M) à sa base en contact avec le sol.
- un réservoir (RA) gradué, amovible et fermé à sa partie supérieure par une pince de Mohr et qui permet d'alimenter en eau le disque.
- une entrée d'air dans le réservoir d'alimentation à l'aide d'un tube (B) relié à un vase de Mariotte (VM) permettant de régler le potentiel de l'eau au niveau de la base du disque.

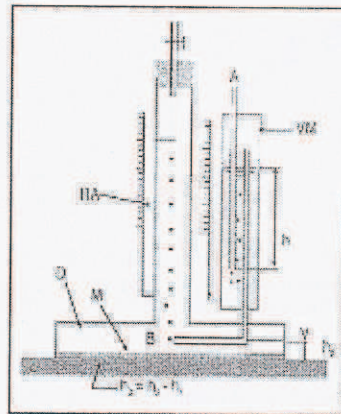


Figure 2 : Schéma de l'infiltromètre à disque (Coquet et al., 2000)

Résultats.

Mesures de rétention en eau.

La relation entre la teneur en eau (θ) et le potentiel de pression (h) est essentielle pour la description de la dynamique de l'eau en régime non saturé (Klute, 1986).

Les courbes de la figure 3 et 4 représentent la variation de la teneur en eau du sol en fonction du $pF = \log_{10} \frac{h}{h_0}$. Sur l'ensemble des courbes de rétention, nous avons pris la commodité de présenter à la valeur 0 du pF la teneur en eau à saturation.

Les courbes des valeurs moyennes de rétention en eau des différents horizons du profil présentent des allures assez proches (figure 4). Entre les différents horizons, on a moins de 10% de différence en teneur en eau à saturation. On remarque qu'on a une forte baisse de la teneur en eau entre la saturation et pF 1 suivi d'une décroissance modérée entre pF 1 et 3,5, sauf pour l'horizon 4. Entre la saturation et pF 2,3, les teneurs en eau ne semblent pas différentes entre les différents horizons. Par contre, la teneur en eau à pF 4,2 est plus importante dans les horizons de surface (horizon 1 et 2) que dans les horizons profonds (horizon 3 et 4). La teneur en eau à pF 4,2 dans les horizons de surface est à peu près 18%, alors que dans les horizons 3 et 4, elle est de 11 à 13%.

A partir de pF 2,69, on remarque que les teneurs en eau volumique des horizons de surface sont supérieures à celles des horizons profonds.

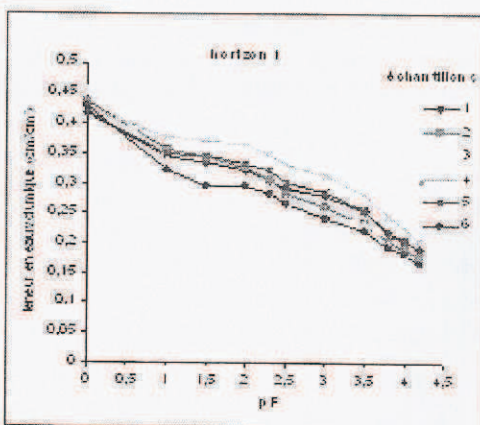


Figure 3 : Teneur en eau volumique en fonction du pF pour de l'horizon de surface.

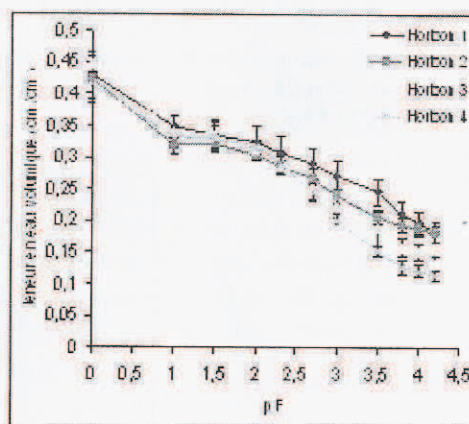


Figure 4 : Moyenne des teneurs en eau volumique des différents horizons du profil. Les barres d'erreurs représentent ± 1 écart-type

Pour chaque point de pF , des tests d'égalités de variance de teneurs en eau (F-test) et des tests d'égalités des espérances des teneurs en eau (T-test) ont été réalisés entre les différents horizons. Ces tests sont faits dans le but de savoir si on a une homogénéité ou pas des teneurs en eau mesurées entre les horizons du profil.

Les tests d'égalités de variance ont montré que dans l'ensemble du profil, les variances de teneurs en eau volumique étaient égales

Conductivité hydraulique.

Sur le terrain, on a mesuré la conductivité hydraulique à l'aide de l'infiltromètre à succion TRIMS. Pour chaque horizon, on a effectué 6 mesures.

La conductivité hydraulique suit généralement une loi de distribution log-normale. Nous avons donc calculé les intervalles de confiance (± 1 écart-type) à partir des valeurs logarithmiques de K (figure 5).

Dans l'ensemble du profil, on voit une diminution rapide de la conductivité hydraulique avec le potentiel. On remarque qu'au voisinage de la saturation les conductivités hydrauliques de l'horizon 1 sont nettement plus importantes que celles des autres horizons. Cependant, pour des faibles potentiels (à partir de potentiel $h = -6$ cm jusqu'à $h = -10$ cm), les barres des intervalles se chevauchent, ce qui pourrait nous amener à dire qu'il y a une certaine homogénéité des conductivités des différents horizons (figure 5). C'est à partir de potentiel $-4,5$ cm que les conductivités commencent à être différentes entre les horizons.

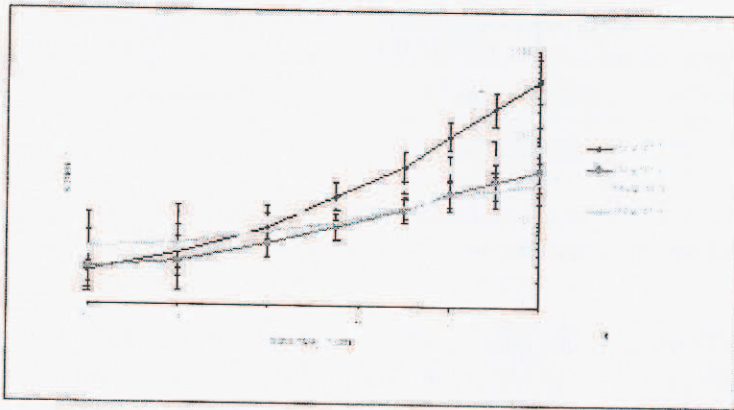


Figure 5 : Conductivité hydrauliques moyenne des différents horizons. Les barres d'erreur représentent les valeurs maximales et minimales.

Discussion.

Mesures de rétention en eau.

Dans la zone non saturée du sol, la teneur en eau et le potentiel de pression varient simultanément (Musy et Soutter, 1991). On observe une baisse de la teneur en eau avec la baisse du potentiel de l'eau. La relation entre le potentiel de pression (pF) et la teneur en eau traduit la diminution du potentiel matriciel au cours de la déshydratation (Calvet, 2003). D'après Van Genuchten et al (1991), la relation teneur en eau et potentiel dépend essentiellement de la texture et de la structure. De pF 3 à 4,2, on voit que la teneur en eau est plus importante dans les horizons 1 et 2 que dans les horizons 3 et 4. Ceci est lié au fait que les horizons 1 et 2 sont un peu plus argileux que les horizons profonds (3 et 4).

La pression moyenne de l'eau dépend de la taille des pores dans lesquels se forment les ménisques. On peut donc déduire de la caractéristique de rétention en eau (courbe teneur en eau - pF) la distribution des tailles des pores du sol. A la saturation, l'eau est retenue dans les pores $> 10\mu\text{m}$ (macropores), on parle de pores de drainage rapide et cette eau est une eau fortement influencée par la gravité. La

décroissance de la teneur en eau est forte pour l'ensemble des horizons entre la saturation et pF 1, ce qui indique la présence de macropores. Entre le pF 2,5 et 4,2, la taille des pores de rétention est de 0,2 à 10 μm (mésopores), on parle d'eau utile. Au delà du point de flétrissement (pF 4,2), le diamètre des pores équivalents contenant l'eau inutilisable est $< 0,2 \mu\text{m}$ (figure 6).

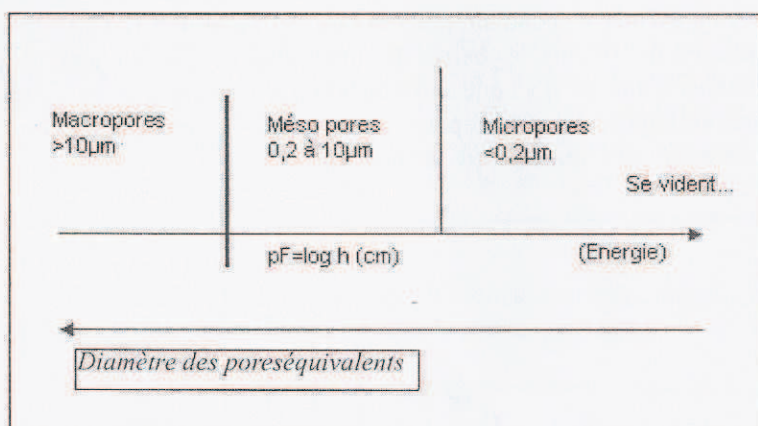


Figure 6 : Schéma de la relation entre l'énergie de l'eau et la porosité.

Dans l'ensemble des quatre horizons, on observe qu'à partir de la saturation (« pF 0 ») jusqu'à pF 2,3, on a des teneurs en eau relativement similaires, on peut dire qu'on a une homogénéité dans la distribution de la macroporosité dans l'ensemble des horizons (figure 4).

Du pF 2,7 jusqu'à pF 4,2, on remarque une différence des teneurs en eau entre les horizons supérieurs (horizon 1 et 2) et les horizons profonds (horizon 3 et 4). Ceci peut s'expliquer par le fait que les horizons 3 et 4 ont plus d'éléments grossiers que les horizons supérieurs.

L'horizon 1 a une teneur en eau plus importante que les autres horizons, on peut alors penser qu'il a une distribution de mésopores (pores de taille 0,2 à 10 μm) plus importante. De plus, on remarque que, plus on va en profondeur, plus la teneur en eau diminue, on peut donc dire que la présence des mésopores augmente avec la profondeur. On peut ainsi conclure que les horizons ont des caractéristiques $\theta(h)$ différentes (essentiellement dû à des différences dans la partie « sèche » de la caractérisation).

Conductivité hydraulique.

Pour tous les horizons, on a une diminution de la conductivité hydraulique à mesure que l'on s'éloigne de la saturation (figures 5). En condition non saturées, la teneur en eau θ et la charge de pression h diminuent à mesure que l'on s'éloigne de la saturation. Ainsi, par l'augmentation de la tortuosité et la diminution des vitesses, la conductivité hydraulique diminue rapidement (Musy et Soutter, 1991).

Dans l'ensemble du profil, les valeurs des six mesures de K sont variables lorsqu'on se rapproche de la saturation (K_s) (figure 5). Cette variabilité de K_s est plus importante dans l'horizon de surface (variation de 800 mm/h). Ceci peut être dû au travail du sol qui perturbe l'homogénéité de la structure de l'horizon. D'après Musy et Soutter (1991), la relation liant la conductivité à la charge de pression h est complexe et dépend du type de sol considéré, par le biais de ses caractéristiques structurales et texturales.

La conductivité au voisinage de la saturation (K_s) de l'horizon 1 est beaucoup plus élevée que celle des autres horizons (figure 5). Cela est dû à la présence de macroporosité due au travail du sol, à l'effet des racines des cultures et au climat. Cette macroporosité détermine fortement la conductivité hydraulique au voisinage de la saturation. Entre les potentiels -10 cm et -6 cm, les conductivités hydrauliques des différents horizons présentent une certaine homogénéité (figure 5). Sur la base des tests statistiques, on peut conclure que tous les horizons ont des caractéristiques $K(h)$ différents dus essentiellement au potentiel au voisinage de la saturation.

Conclusion.

Dans cette étude, le profil de sol situé sur le domaine du centre INRA de Colmar (Alsace), sur lequel nous avons travaillé est séparé en quatre horizons. C'est un Calcosol issu du loess sur les alluvions de la Fecht.

Jusqu'à une profondeur de 120 cm, les mesures de masses volumiques apparentes réalisées avec des cylindres de 500 cm³ ont montré une homogénéité des masses volumiques apparentes entre les horizons 1, 2 et 4.

Les mesures de teneurs en eau volumiques aux différents potentiels de l'eau (pF), ont montré qu'il y avait une certaine homogénéité des couches dans chaque horizon. De plus, cette caractérisation teneur en eau volumique et potentiel de l'eau (pF), nous a permis d'identifier une disparition de la macroporosité dans l'horizon 1 probablement due au tassement du sol. A pF 4,2, on observe un taux d'humidité résiduel plus important dans les horizons de surface (horizon 1 et 2) de l'ordre de 22 % que celui des horizons profonds (horizon 3 et 4) qui est de l'ordre de moins de 15 %. Ceci peut être expliqué par la teneur en argile un peu plus importante dans les horizons de surface. Les différents horizons ont des caractéristiques teneurs en eau et potentiel de l'eau $\theta(h)$ différentes, essentiellement dû à des différences dans la partie « sèche » de la caractérisation.

Grâce aux mesures de la conductivité hydraulique K aux différents potentiels de l'eau h , nous avons remarqué une diminution de la conductivité hydraulique à mesure que l'on s'éloigne de la saturation. La conductivité au voisinage de la saturation K_s de l'horizon 1 est beaucoup plus importante que celle des autres horizons, ce qui est dû à la macroporosité causée par le travail du sol, l'effet des racines des cultures et au climat. On a pu constater que tous les horizons avaient des caractéristiques $K(h)$ différentes dues essentiellement au potentiel au voisinage de la saturation.

Les données obtenues au cours de ces travaux, permettront d'obtenir les paramètres des équations de Mualem-van Genuchten traitées à l'aide du logiciel RETC. Ces paramètres serviront à réaliser des modélisations à l'aide du modèle Hydrus-1D, sur la base des données météorologiques disponibles sur le site de Colmar.

Bibliographies.

- Ankeny M.D., Ahmed M., Kaspar T.C., Horton R., 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of American Journal*, 55, 467-470
- Bouma J., Hillel, D.L., Hole, F.D., Amerman, C.R., 1971. Field Measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through artificial crusts. *Soils Sci. Soc. Amer. Pro.*, 35, 362-364.
- Calvet R., 2003. *Le Sol propriétés et fonctions. Tome 2.* DUNOD, 511pp.
- Labat C., 2006. Mesure de pF du sol. Fiche technique interne Ref Sol_PHY_PF_MO_01. 12pp.
- Carter M.R., 1993. *Soil Sampling and Methods of Analysis.* Lewis Publisher, USA
- Clothier BE., Kirham MB., Mclean J.E., 1992. In situ measurement of the effective transport volume for solute moving through soil. *Soil Science Society of American Journal*, 56, 733-736
- Clothier BE., Heng, L., Magesan G.N., Vogeler I., 1995. The measured mobile water contents of an unsaturated soil as a function of hydraulic regime, *Aust. J. Soil Res.*, 33-397-414
- Coquet Y., Vachier P., Labat C., 2005. Vertical variation of near saturated hydraulic conductivity in three soil profiles. *Geoderma*, 126, 181-191
- Coquet Y., Bouchet A., Labat C., Vachier P., et Roger Estrade J., 2000. Caractérisation hydrodynamique des sols à l'aide de l'infiltromètre à disque. Aspects théoriques et pratiques. *Etude et gestion des sols*, 7-24.
- Gardner W.R., 1958. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science Society of America Journal*, 85, 228-232.
- Gballou YORO et Gnahoua GODO. 1989-1990. Cahier ORSTOM série Pédologie, 35, n°4.: 423-429.
- Klute A., 1986. Water Retention : laboratory methods. *Methods of soils analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods.* Soil Sciences Society of America Madison, 635-662 pp.
- Labat C., 2006. Mesure de pF du sol. Fiche technique interne Ref Sol_PHY_PF_MO_01. 12pp.
- Mermoud A., Xu, D. 2006. Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions. *Soil & Tillage Research* 87. 89-100
- Mulla D.J. and McBratney Alex B. 2002. Soil Spatial Variability. Dans: *Soil Physics Companion*. A. Ed. W. Warrick. 343-373. Agriculture/ Environmental Science.
- Musy A., Soutter, M. 1991. *Physique du sol.* Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, Suisse, 335 p.
- Perroux K.M., White I. 1988. designs for disc permeameters. *Soil Science of America Journal*, 1205-1215.

- Reynolds W.D., Elrick D.E., 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. Soil Science Society of American Journal, 55, 633-639
- Van Genuchten, M. Th., Leij F.J. et Yates S.R., 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. Technical Report IAG-DW12933934. U.S. Salinity Laboratory, U.S. Department, Agricultural Research Service, Riverside, Californie.
- White I., Sully M.J., 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. Water Resour., 23, 1514-1522
- Wooding R.A., 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. Water Resour. Res., 4, 1259-1273