

DÉTERMINATION DE LA VARIATION SPATIO-TEMPORELLE DE LA TENEUR EN EAU LORS D'UNE INFILTRATION VERTICALE EN UTILISANT LA MÉTHODE TDR

DETERMINATION OF SPATIO-TEMPORAL VARIATION OF THE WATER CONTENT AT A VERTICAL INFILTRATION USING THE TDR METHOD

Salima BOUCHEMELLA¹ & Ibrahim ALIMI-ICHOLA²

¹Dr. Univ. Souk Ahras. Laboratoire INFRARES, Département de Génie civil, Algérie.
sali.bouchemella@gmail.com

²Dr. Insa de Lyon, Laboratoire LGCIE, France. ibrahimalimiichola8@msn.com

I. INTRODUCTION

L'infiltration est une composante primordiale dans le cycle de l'eau pénétrant dans le sol à partir de la surface. Elle décrit l'évolution de la variation de la teneur en eau en profondeur. Ses applications dans les sols non saturés sont nombreuses, aussi bien dans le domaine géotechnique de l'environnement, que celui de l'aménagement urbain.

Dans le domaine environnemental, la gestion et le stockage d'un volume croissant de déchets industriels et urbains nécessite l'implantation de sites de stockage et la prévention des

risques de pollution du sol récepteur et de la nappe phréatique. Par ailleurs le dysfonctionnement de plus en plus des réseaux d'assainissement ; suite à l'imperméabilisation croissante des surfaces urbaines ; incite de plus en plus les collectivités locales à se tourner vers les techniques qualifiées d'alternatives, par l'implantation de différents types d'ouvrages destinés à contrôler l'infiltration des eaux pluviales (chaussées à structure drainante, tranchées et faussées d'infiltration, etc.).

Du point de vue géotechnique, l'évolution de la teneur en eau avec la profondeur, donc du degré de saturation et de la

succion, est un paramètre fondamental pour la description du retrait et du gonflement des sols et leurs incidences sur les constructions.

La distribution de l'eau infiltrée dans les zones non saturées est largement conditionnée par ses propriétés hydriques (sa rétention hydrique, sa conductivité hydraulique et l'histoire du transport de l'eau en profondeur présentée sous forme de profils hydriques $\theta(t,z)$ ou sous forme de profils de potentiel de pression dans le sol $h(t,z)$). Différentes méthodes sont utilisées pour décrire l'infiltration des eaux dans les sols non saturés et pour la prévision de l'avancement de l'humidité en profondeur. Parmi les méthodes expérimentales il existe des méthodes destructives [BRU 56], qui ont évolué vers des techniques non destructives telles que la gammamétrie [ROL 02- TAB 99- VAC 68] et la méthode de TDR (Time Domain Reflectometry) [GAI 00- GAI 02]. Cette dernière méthode peut être utilisée in situ comme au laboratoire.

La méthode TDR permet de déterminer les courbes d'infiltration, les vitesses d'infiltration, la sorptivité, la transmissivité et la diffusivité qui caractérisent un sol non saturé, ainsi que les profils hydriques. Comme applications pratiques, citons : (i) la gestion du stockage des déchets, où les ingénieurs doivent évaluer le temps nécessaire pour intervenir, dans le cas de défaillance ou de fuite au niveau des couches étanches des zones de stockage, afin d'éviter la pollution de la nappe phréatique. (ii) l'effet des fluctuations climatiques. En effet, en période de sécheresse, la teneur en eau baisse en surface, et varie selon un profil hydrique typique avec la profondeur, de même pour le degré de saturation et la succion. Cette baisse de la teneur en eau en surface s'accompagne d'une augmentation de la succion. Celle-ci crée des déformations de retrait qui ont des incidences majeures sur les constructions (fissurations, pathologies, tassements différentiels...). Par ailleurs, en période humide, le phénomène inverse se produit. L'infiltration humidifie le sol, donc fait baisser sa succion, ce qui provoque cette fois-ci un gonflement de celui-ci, nuisible aussi pour le bon fonctionnement des ouvrages.

Dans ce travail, on présente un essai d'infiltration non destructif fait sur le limon de Florensac, en utilisant la méthode TDR pour le suivi des variations spatio-temporelles de la teneur en eau qui interviennent lors de l'infiltration. Le sol étudié est prélevé d'un site situé à Florensac dans la région de Languedoc-Roussillon au sud de la France. Ce sol constitue l'assise d'un système de caniveaux de récupération des eaux le long d'une voie de la SNCF, et qui a fait l'objet d'un projet d'étude du fonctionnement hydrique de ces caniveaux soumis à des vibrations répétées, modélisant les passages des trains (Ali-mi-Ichola, laboratoire LGCIE, Insa de Lyon). On peut alors suivre la vitesse d'infiltration, (vitesse à la surface du sol), la vitesse de percolation (vitesse à l'intérieur du sol) et la vitesse de sortie (qui définit la perméabilité du sol au sens de Darcy). La comparaison des différentes vitesses permet une meilleure compréhension de l'infiltration in situ.

Dans ce qui suit, on décrit en premier lieu les principales caractéristiques du matériau étudié, par la suite on expose la méthodologie expérimentale, ainsi que l'instrumentation employée pour la mesure de la teneur en eau et la représentation des profils hydriques. La courbe de rétention est mesurée par la méthode des papiers filtres et la méthode des solutions sa-

lines. La modélisation de cette dernière ainsi que la courbe de conductivité hydraulique a été effectuée en utilisant le modèle de van Genuchten-Mualem (1980-1976) [VAN 80] ; ce qui permet de déduire, à chaque instant, les profils de succions à partir des profils hydriques mesurés.

2. ESSAI D'INFILTRATION ET MESURE DE LA TENEUR EN EAU PAR LA METHODE TDR

2.1. Principe de la méthode TDR

La méthode TDR est devenue une méthode établie pour mesurer à la fois la teneur en eau d'un sol (θ) et sa conductivité électrique (σ_a). Elle est basée sur la mesure du temps de parcours (t) et l'atténuation de l'amplitude d'une impulsion électromagnétique lancée le long d'une ligne de transmission (TL) de longueur (L). La constante diélectrique ϵ est déduite du temps de transit d'une onde EM à l'intérieur du matériau par le biais d'une sonde. L'utilisation de la constante diélectrique pour la détermination de la teneur en eau est bien appropriée ; avec différents sols et pour la même teneur en eau, on obtient la même valeur de ϵ [GAI 00-GAI 02]. La constante diélectrique du sol est calculée à partir du temps de transit d'une impulsion électromagnétique à travers le sol, le long de la sonde selon [TOP 80], par :

$$\epsilon = \left(\frac{c.t}{2L} \right)^2 \quad [1]$$

avec : ϵ : la constante diélectrique ; c : la vitesse de la lumière, vitesse de propagation d'une onde électromagnétique dans l'espace (m/s) ; L : longueur de la tige de la sonde (m) ; t : temps de transit (s.)

2.2. Détermination de la teneur en eau volumique

De nombreuses mesures de la teneur en eau volumique ont été réalisées en parallèle à des mesures de constantes diélectriques par [TOP 80], afin de donner finalement naissance à une loi empirique générale $\theta=f(\epsilon)$ (équation 2), qui peut être utilisée pour plusieurs types de sol, mais pour des valeurs de teneur en eau volumique comprises entre 0 et 0,45 (cm^3/cm^3). Cette loi retenue dans ce travail est décrite par :

$$\theta = -0,053 + 0,029\epsilon - 5,510^{-4}\epsilon^2 + 4,310^{-6}\epsilon^3 \quad [2]$$

3. DESCRIPTION DE L'ESSAI

L'essai consiste à effectuer une infiltration verticale par le haut sur une colonne de sol composée d'anneaux en plexiglas emboîtés les uns dans les autres. Les anneaux utilisés ont un diamètre intérieur de 10,6cm et une hauteur de 5cm. L'essai est effectué sur un limon de Florensac dont les caractéristiques géotechniques sont présentées sur le tableau 1 [BOU 15]. En revanche le tableau 2 présente les conditions initiales et aux limites de l'essai.

Tableau 1. Caractéristiques géotechniques du limon de Florensac.

Sol	% éléments < 80µm	% éléments < 2µm	w _L (%)	w _p (%)	I _p (%)	VBS	w _{opt} (%)	(γ _{dopt} /γ _w)	(γ _s /γ _w)
Limon de Florensac	83,97	4,8	27,85	18,61	9,24	1,66	14,8	1,8	2,65

Tableau 2. Conditions initiales et limites de l'essai.

Sol	w _i (%)	d _d =(γ _d /γ _w)	n
Limon de Florensac	16	1,54	0,418

Avec : w_L : limite de liquidité, w_p : limite de plasticité, I_p = Indice de plasticité, VBS : valeur au bleu de méthylène ; w_{opt} : teneur en eau optimale Proctor ; (γ_{dopt}/γ_w) : densité sèche maximale Proctor, (γ_s/γ_w) : densité des grains solides, w_i : teneur en eau massique initiale de l'échantillon, d_d=(γ_d/γ_w) : densité sèche initiale de l'échantillon, n : la porosité.

La colonne montée est composée de 5 anneaux comme il est montré sur la figure 1(a), emboîtés les uns dans les autres par l'intermédiaire de gorge et d'épaulement pratiqués sur chaque anneau, formant une colonne de 25cm de hauteur, et serrés avec un système de serrage assurant l'étanchéité de la colonne. Les sols des anneaux sont ainsi en contact. Seulement quatre anneaux sont munis de sondes TDR. La sonde est insérée au milieu de l'échantillon de sol pendant le compactage (figure 1 (b)) à une densité sèche d_d=1.54 inférieure à celle de l'optimum Proctor. Elles sont installées à quatre niveaux dont la position à partir du haut, selon la désignation des sondes, est indiquée comme suit : (G24, 75mm), (G23, 125mm), (G29, 175mm) et (G22, 225mm). Ces quatre niveaux permettent de bien suivre l'évolution des changements de la teneur en eau sur la hauteur de l'échantillon. L'essai d'infiltration est effectué sous une charge hydraulique h₀=50cm, assurée par la position fixe de la bouteille de Mariotte. Une fois l'infiltration lancée, les mesures TDR sont effectuées à un pas de temps de 2mn. Et on suit au cours du temps, la quantité d'eau percolée à travers l'échantillon, en notant le niveau d'eau sur la bouteille de Mariotte. On note aussi au cours du temps le volume d'eau récupéré en bas de la colonne (figure 1(c)).

4. RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

4.1. Courbes d'infiltration et vitesses d'écoulement

A partir des lectures directes sur la bouteille de Mariotte, et à partir de la pesée de l'eau collectée à la sortie, on trace la courbe d'infiltration cumulée et de sortie en fonction du temps. La figure 2(a) montre qu'au début de l'essai, l'infiltration est caractérisée par sa rapidité due à la forte succion du sol, puis elle continue avec un débit constant caractérisé par une progression pratiquement linéaire de l'infiltration cumulée au cours du temps. Le régime quasi permanent est obtenu à t=100 heures où le débit infiltré semble indépendant du temps. Après 102 heures de temps d'infiltration, l'eau arrive à la partie inférieure de la colonne de sol et commence à sortir. Contrairement à l'eau l'infiltrée, l'eau sort plus lentement (Figure 2(a)).

Les vitesses d'entrée et de sortie de l'eau présentées sur la figure 2(b), sont déterminées à partir du rapport du volume infiltré sur la section du sol. On remarque que la vitesse d'in-

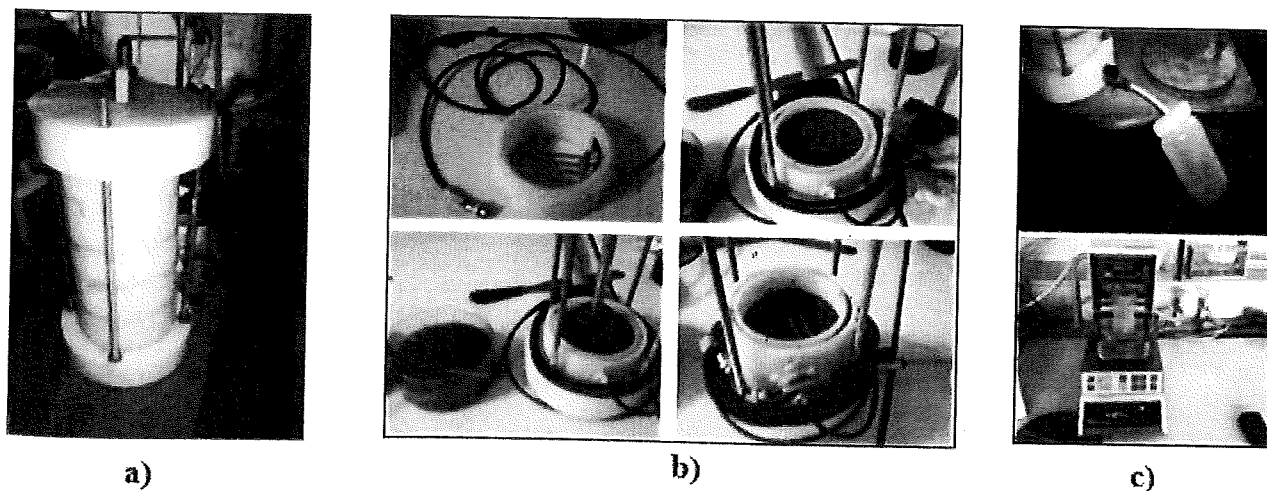


Figure 1. Mode opératoire de l'essai TDR

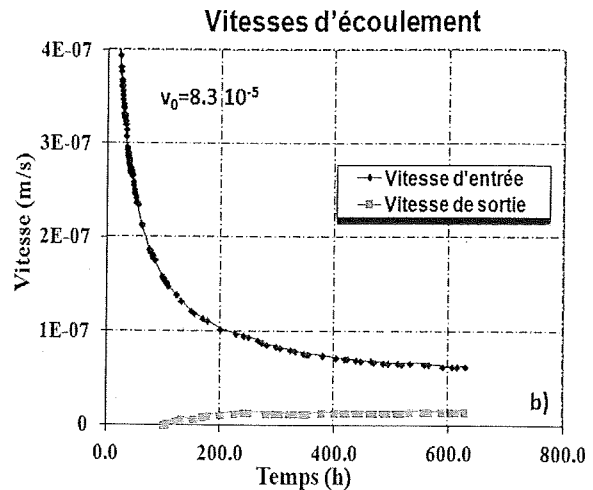
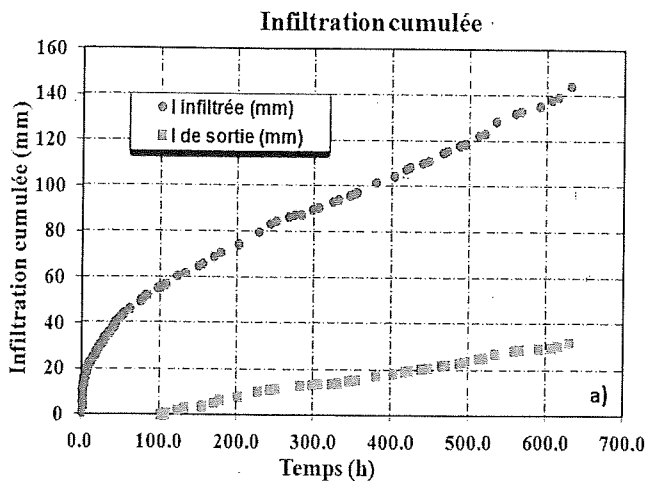


Figure 2a. Courbe d'infiltration cumulée. Figure 2b. Vitesse de l'eau infiltrée et de sortie.

filtration est très forte au début de l'essai. La vitesse initiale d'infiltration (v_0) est estimée à $8,3 \cdot 10^{-5}$ m/s, et elle diminue en fonction du temps, au fur à mesure que la succion du sol diminue. La figure montre aussi, qu'après un certain temps d'infiltration (300h), les vitesses d'entrée et de sortie varient très peu mais le volume infiltré demeure supérieur au volume sortant. On applique la loi de Darcy avec ces deux vitesses et le gradient hydraulique entre l'entrée et la sortie de la colonne pour connaître l'évolution du coefficient de perméabilité au cours de la saturation.

Tableau 4. Valeurs de sorptivité, transmissivité et diffusivité.

Modèles	θ_i (cm ³ /cm ³)	S (cm/mn ^{0.5})	A (cm/mn)	D' (cm ² /min)
Philip	0,2462	0,0827	-8,00E-05	0,0394
Philip à l'origine	0,2462	0,0724	-	0,03016

4.2. Sorptivité, transmissivité et diffusivité

Philip [PHI 69], pour son modèle de l'infiltration, a proposé une fonction du flux dépendant de la racine carrée du temps. On trace l'infiltration mesurée en fonction de la racine carrée du temps $I(\sqrt{t})$ présentée sur la figure 3. On fait après la régression de ces points, tantôt par une régression polynomiale d'ordre 2 pour la fonction de Philip (équation 3) exprimée par:

$$I(t) = S\sqrt{t} + At \quad [3]$$

Et tantôt par une régression linéaire passant par l'origine pour la fonction de Philip à l'origine (équation 4):

$$I(t) = S\sqrt{t} \quad [4]$$

A partir des deux courbes précédentes, on détermine la valeur de la sorptivité S, qui représente la pente des courbes. Ces valeurs sont indiquées sur le tableau 4. On constate que la valeur de la transmissivité «A» est négative. Ce qui est en désaccord avec la définition de la transmissivité. Donc le modèle de Philip avec transmissivité (équation 3) n'est pas utilisable malgré le bon coefficient de corrélation ($R^2=0,9856$).

La diffusivité du milieu peut être déterminée à partir de la sorptivité par la relation suivante:

$$D^* = \frac{\pi S^2}{4(\theta_s - \theta_i)^2} \quad [5]$$

Avec: S: la sorptivité [cm/mn^{0.5}]; θ_i : la teneur en eau volumique initiale [cm³/cm³]; θ_s : la teneur en eau volumique à saturation [cm³/cm³].

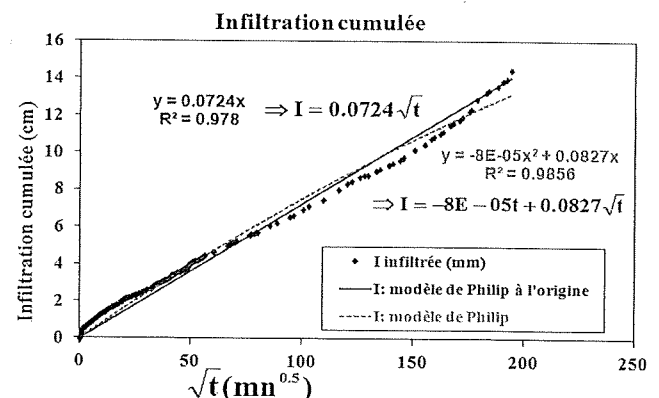


Figure 3. Infiltration cumulée en fonction de la racine du temps $I(\sqrt{t})$.

4.3. Perméabilité

La figure 4 représente l'évolution du coefficient de perméabilité en fonction du temps. Le coefficient de perméabilité est calculé d'après l'équation de Darcy, pour un gradient hydraulique $i=2$, à partir de la vitesse d'eau infiltrée et de la vitesse d'eau récupérée. Le coefficient de perméabilité est surestimé au début de l'infiltration pour la courbe $K_{entrée}$ et sous-estimé pour la courbe K_{sortie} . La perméabilité du sol est obtenue lorsque les deux courbes se rejoignent en tendant vers une même valeur. Ce qui correspond à la saturation complète du sol. Cet état n'a pas été atteint au cours de notre essai. Néanmoins, on peut considérer la valeur de K_s à la saturation comprise entre $2,13 \cdot 10^{-8}$ et $5 \cdot 10^{-9}$ (m/s).

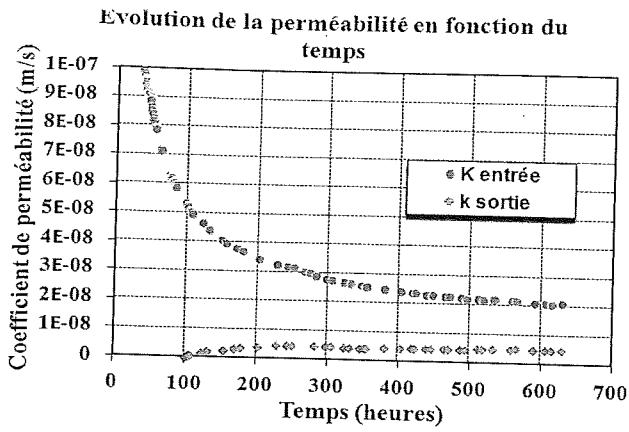


Figure 4. Evolution du coefficient de perméabilité du limon de Florensac en fonction du temps.

4.4. Profils hydriques

L'évolution de la teneur en eau le long de la colonne du sol est contrôlée par les sondes TDR ; chaque sonde donne des signaux dont les allures reflètent cette évolution. Le modèle de sonde utilisée dans ce travail, est un modèle à trois tiges déposées dans un plan horizontal, de longueur effective de $L=8\text{cm}$. La tige émettrice est placée au centre des deux tiges réceptrices. Les figures 5 (a) et (b) montrent un schéma de cette sonde montée dans un anneau en plexiglas.

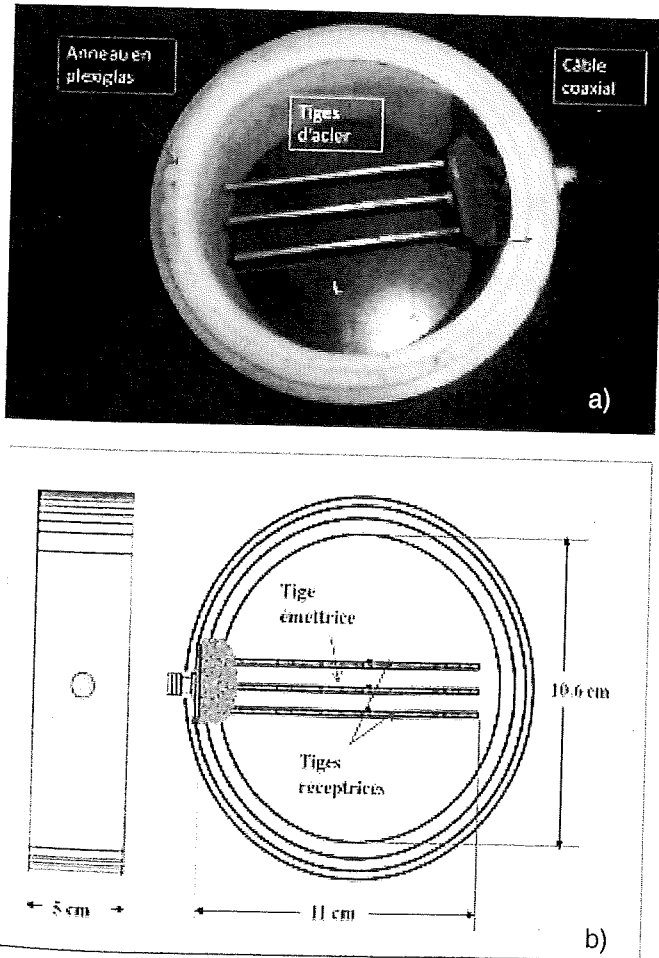


Figure 5. a) Montage d'une sonde TDR b) schéma représentatif d'une sonde TDR et anneau en plexiglas

Par le traitement des signaux des sondes, on détermine le point (a) et le point (b), présentés sur la figure 6, qui permettent l'évaluation de la longueur «l» et d'après l'équation (1), on détermine la constante diélectrique ϵ . La teneur en eau à l'instant t est calculée ensuite par l'équation (2) [TOP 80].

La figure 7 présente les profils d'humidité dans le limon de Florensac. Cette figure montre qu'il a fallu 176 heures pour saturer la colonne du limon de Florensac, et que l'eau n'est plus retenue en surface (à 7,5cm) ; par contre elle commence à stagner à la profondeur de 12,5cm jusqu'à saturation avant les couches supérieures, conséquence de l'effet gravitaire. La teneur en eau volumique de saturation est estimée à $0,429(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$. Ce qui correspond à la porosité du sol, donc dans ce cas, tous les pores sont remplis d'eau ($S_r=100\%$).

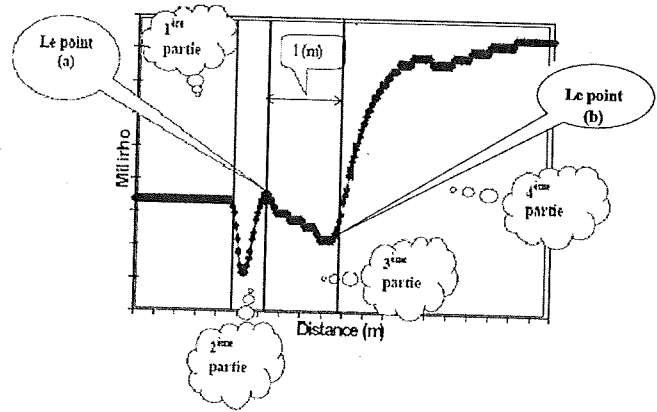


Figure 6. Allure d'un signal TDR.

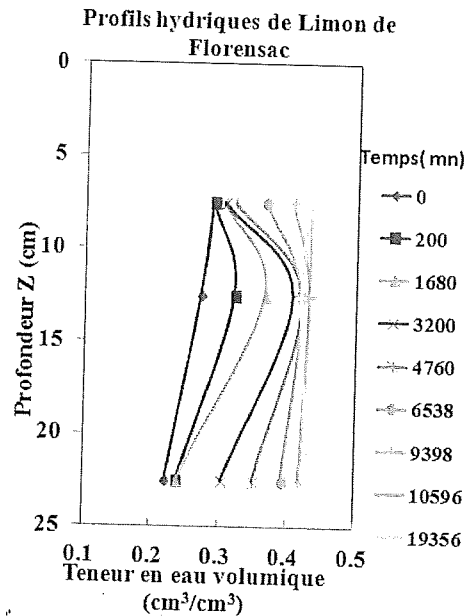


Figure 7. Profils hydriques du limon de Florensac.

4.5. Courbe de rétention

4.5.1. Mesure de la courbe de rétention

Afin de déterminer les capacités d'absorption du sol, des essais de mesure de succion par la méthode du papier filtre (contact method) sont réalisés à différentes teneurs en eau. Pour des

mesures de succion élevée, nous avons opté pour la méthode à succion imposée, la méthode des solutions salines (figure 8). Les teneurs en eau des échantillons sont déterminées par pesée. Les points mesurés de la succion et de la teneur en eau volumique par ces deux méthodes pour le chemin d'humidification sont présentés par la courbe illustrée sur la figure 9. D'après cette figure, la succion la plus forte qui a été appliquée est égale à un $pF=6,20$ ($pF = \log_{10}(h)$, avec h : la succion exprimée en cm de colonne d'eau), correspond à une teneur volumique de $0,018 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, soit une teneur en eau massique de $0,95\%$. La teneur en eau résiduelle est proche de cette valeur.

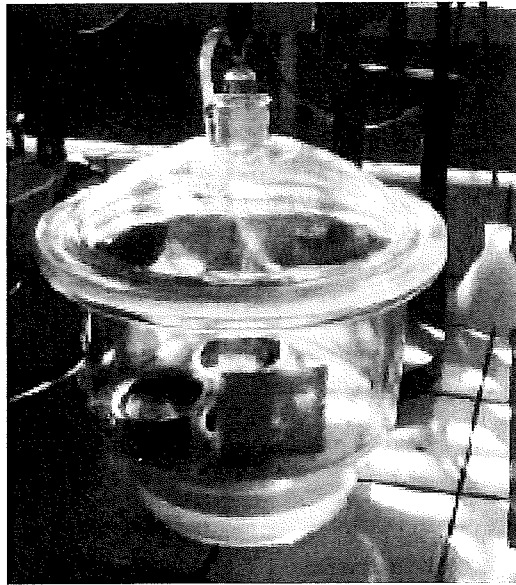


Figure 8. Méthode des solutions salines

Courbe de rétention mesurée du limon de Florensac

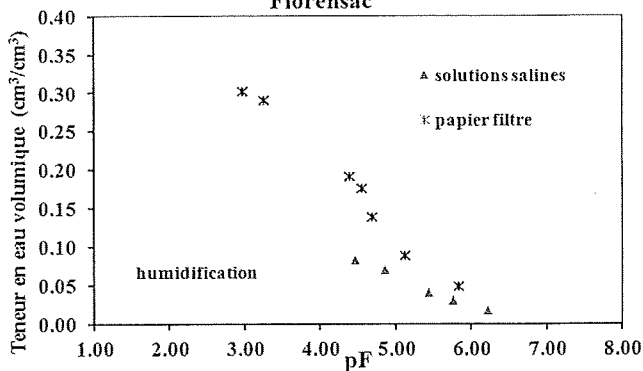


Figure 9. Courbe de rétention mesurée du limon de Florensac

4.5.2. Modélisation de la courbe de rétention

La modélisation de la courbe de rétention mesurée, permet d'avoir une continuité de la courbe, de la teneur en eau résiduelle jusqu'à la teneur en eau à saturation ; elle permet aussi d'obtenir des valeurs de succion correspondant à des valeurs de teneur en eau qui ne sont pas données par la mesure. Cette modélisation est effectuée en utilisant le modèle de Van Genuchten-Mualem (1980-1976) (équation 6a). La détermination des paramètres du modèle empirique est effectuée en utilisant le logiciel d'ajustement RETC.

$$\theta_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = [1 + (\alpha h)^n]^{-m} \quad [6a]$$

Avec : θ_e : teneur en eau volumique normalisée [L^3/L^3]; θ_s : teneur en eau volumique à saturation [L^3/L^3]; θ_r : teneur en eau volumique résiduelle [L^3/L^3]; α : paramètre lié à la pression d'entrée d'air [L^{-1}]; n : coefficient adimensionnel, lié à la distribution des tailles des pores ($n \geq 1$); m : coefficient adimensionnel de Mualem, lié à n comme suit : $m=1-1/n$.

L'ajustement des points de mesures avec le modèle de Van Genuchten-Mualem (1980-1976) donne les valeurs des paramètres indiquées au tableau 5. Les paramètres du modèle sont obtenus avec un coefficient de corrélation $R^2=0,863$. Les deux courbes calculée et mesurée sont présentées sur la figure 10. La pression d'entrée d'air h_{ac} déduite de la courbe calculée correspond à un $pF=2,2$ ($h_{ac}=158,49\text{cm}$)

Tableau 5. Paramètres de la courbe de rétention du modèle de Van Genuchten-Mualem

θ_s (cm^3/cm^3)	θ_r (cm^3/cm^3)	n	m	α (cm^{-1})	R^2
0,42	0,018	1,334	0,249	1,67E-03	0,863

Courbe de rétention limon de Florensac

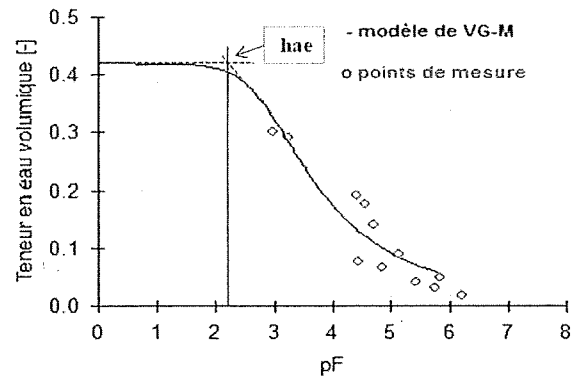


Figure 10. Courbe de rétention mesurée et calculée par le modèle de Van Genuchten-Mualem du limon de Florensac

4.6. Profils de succion

Les variations spatio-temporelles des pF présentés sur la figure 11 sont calculées à partir des profils hydriques et de la courbe de rétention présentée par l'équation 6, en utilisant les valeurs ajustées des paramètres (tableau 5).

Profils de succion de limon de Florensac

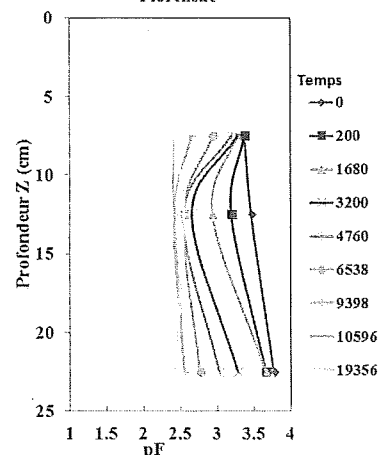


Figure 11. Profils de succion du limon de Florensac

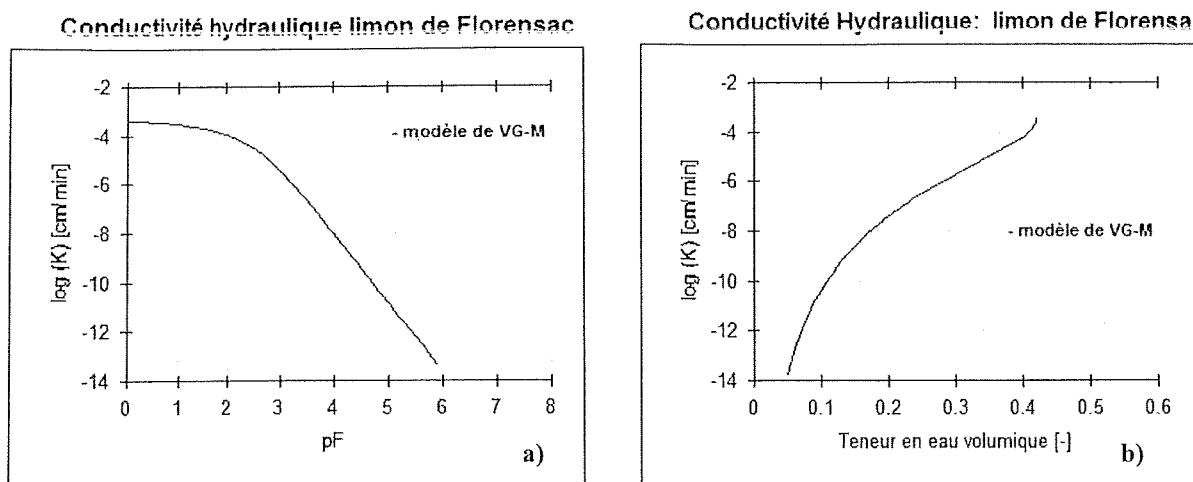


Figure 12. Courbe de conductivité hydraulique a) $\log K(pF)$ et b) $\log K(\theta)$ calculées par le modèle de Van Genuchten- Mualem

4.7. Modélisation de la courbe de conductivité hydraulique

En utilisant les résultats de la modélisation de la courbe de rétention (tableau 5), les deux courbes présentant l'évolution de la conductivité hydraulique avec la teneur en eau volumique et avec le potentiel de succion $K(\theta)$ et $K(pF)$, illustrées sur les figures 12 (a) et (b), sont calculées avec le modèle van Genuchten-Mualem (équations 6b et 6c), en prenant une valeur approximative de la conductivité à saturation de $K_s = 5.10^{-8}$ (m/s).

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{0.5} \left[1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^m \right]^2 \right]$$

et

$$K(h) = K_s \frac{\left\{ 1 - (\alpha h)^{n-1} [1 + (\alpha h)^n]^{-m} \right\}^2}{[1 + (\alpha h)^n]^{\frac{m}{2}}} \quad [6b,6c]$$

Avec: θ_s : teneur en eau volumique à saturation [L^3/L^3]; θ_r : teneur en eau volumique résiduelle [L^3/L^3]; K_s : conductivité hydraulique à saturation [$L.T^{-1}$]; α : paramètre lié à la pression d'entrée d'air [L^{-1}]; n : coefficient adimensionnel, lié à la distribution des tailles des pores ($n \geq 1$); m : coefficient adimensionnel de Mualem, lié à n comme suit: $m=1-1/n$.

5. CONCLUSION

Cette étude nous a permis le suivi de l'évolution de la variation de la teneur en eau en profondeur dans une colonne de sol non saturé (limon de Florensac) grâce à la méthode de TDR. Cet essai nous a permis de déterminer entre autres, les courbes d'infiltration, les vitesses d'infiltration, la sorptivité, la transmissivité et la diffusivité qui caractérisent un sol non saturé. Il a permis également de déterminer les profils hydriques et de succion.

De cet essai nous avons tiré les points suivants:

- i. La méthode TDR permet de bien suivre l'évolution de la teneur en eau en profondeur dans le sol au cours du temps. Néanmoins, elle nécessite un travail préparatif en amont considérable, et une interprétation rigoureuse des signaux des sondes TDR.

- ii. Le modèle d'infiltration de Philip ne peut pas être utilisé pour tous les types de sol pour la détermination de la transmissivité (transmissivité négative dans le cas du limon de Florensac).
- iii. Les profils de succion sont déterminés indirectement et nécessitent la détermination expérimentale de la courbe de rétention ainsi que la modélisation de cette dernière en choisissant un modèle reliant la teneur en eau et la succion.

On note aussi que l'on doit surestimer la perméabilité d'un sol en place si on utilise la vitesse d'infiltration. Pour réduire l'erreur sur le coefficient de perméabilité mesuré in situ, il faut augmenter la durée de l'essai d'infiltration. Il est donc recommandé d'effectuer plusieurs essais successifs pour améliorer la valeur du coefficient retenu pour qualifier la vitesse de pénétration de l'eau dans un sol non saturé. La considération d'une vitesse de pénétration trop élevée peut être une cause de mise en charge de la surface du sol lorsque le débit d'apport d'eau est important.

6. BIBLIOGRAPHIE

- [BOU 15] BOUCHEMELLA S. contribution à la simulation numérique des écoulements des eaux dans les milieux poreux non saturés. Thèse de Doctorat, Université de Guelma. Algérie (2015).
- [BRU 56] Bruce R.R., et Klute A., "The measurement of soil diffusivity". *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Vol. 20, 458-462, (1956). 33
- [GAI 00] Gaidi L., et Alimi-Ichola I., Etude des caractéristiques hydrodynamiques des sols par la méthode TDR (Time Domain Reflectometry). *Bulletin of engineering geology and Environment*, V. 59, N° 3, 247-255. (2000).
- [GAI 02] Gaidi L., Transfert par infiltration de l'eau et du soluté dans les sols non saturés, utilisation de la méthode TDR Thèse de Doctorat, LGCIE Laboartory, Insa-Lyon, France (2002).
- [PHI 69] Philip J. R., "Theory of infiltration". *Adv. Hydroscience*, 5, 215-305. (1969).
- [ROL 02] Rolland S., Transfert hydrique dans les sols argileux gonflants: influence du confinement. Thèse de doctorat, INPL. Nancy. (2002).

- [TAB 99] Tabani P., Transfert hydrique dans des sols déformables. Thèse de doctorat, INPL. Page.173. (1999).
- [TOP 80] Topp G.C., Davis J.L., and Annan A.P., Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, vol. 16, n° 3, 574-582. (1980).
- [VAC 68] Vachaud G., Contribution à l'étude des problèmes

d'écoulements en milieux poreux non saturés. Thèse de doctorat. Faculté des sciences de l'université de Grenoble, 159. (1968).

- [VAN 80] Van Genuchten M. TH. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated. *Soil Sci. Am. J.*, 44, 892-898 (1980).