

**Liste des publications**

1. TA A.N., TANG A.M., CUI Y.J. 2008. Suivi du profil hydrique dans le sol par mesures directes de teneur en eau. Int. Sym. on drought and constructions SEC 2008, Paris, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC), IST – Diffusion des Editions, ISBN: 978-2-7208-2527-1, 129-134.
2. CUI Y.J., LU Y.F. & GAO Y.B. 2007. Modélisation des échanges à l'interface sol-atmosphère et simulation numérique des profils hydriques. Revue Française de Géotechnique (ISSN – 0181-0529), N° 120-121, 59-66.
3. TANG A.M., TA A.N., CUI Y.J. and THIRIAT J. 2008. An infiltration chamber for the studies of water transfer in compacted expansive clays. Geotechnical Testing Journal. Under second review.
4. TA A.N., TANG A.M., CUI Y.J., THIRIAT J. 2009. A large-scale infiltration test in compacted expansive clay. Asia-Pacific Unsat 2009, Newcastle, Australia. Abstract accepted and full length paper under finalization.
5. TA A.N., TANG A.M., CUI Y.J. 2009. Hydro-mechanical characterisation of a compacted expansive clay by suction controlled oedometer tests. Asia-Pacific Unsat 2009, Newcastle, Australia. Abstract accepted and full length paper under finalization.



# SUIVI DU PROFIL HYDRIQUE DANS LE SOL PAR MESURES DIRECTES DE TENEUR EN EAU

## **SOIL HYDRIC PROFILE MONITORING BY DIRECT WATER CONTENT MEASUREMENT**

An-Ninh TA<sup>1</sup>, Anh-Minh TANG<sup>1</sup>, Yu-Jun CUI<sup>1</sup>

*1 Université Paris-Est, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Institut Navier – CERMES, 6-8 av. Blaise Pascal, Cité Descartes, Champs-sur-Marne, 77455 MARNE-LA-VALLEE, France. [ta@cermes.enpc.fr](mailto:ta@cermes.enpc.fr).*

**RÉSUMÉ** – L'évolution du profil hydrique d'un massif de l'argile verte est étudié par deux sondes électromagnétiques : ThetaProbe et ECH<sub>2</sub>O-TE. Leur étalonnage préalable est réalisé et montre un bon fonctionnement avec l'argile verte et d'autres sols. Le résultat du suivi hydrique dans le massif de sol confirme la performance de ThetaProbe.

**ABSTRACT** – The evolution of the hydric profile in green clay was studied using two electromagnetic probes: ThetaProbe and ECH<sub>2</sub>O-TE. Their previous calibration was performed and showed a good functioning with green clay and other soils. The result of hydric monitoring in the soil confirms the performance of ThetaProbe.

### **1. Introduction**

La France a connu récemment plusieurs sécheresses comme celles de 1997, de 2003 et de 2005. Les dommages causés sur les constructions ont été considérables. Du point de vue géotechnique, ces dommages sont dus aux tassements et soulèvements différentiels du sol qui sont fonction de la variation de la teneur en eau du sol. Ainsi, bien comprendre les mécanismes de transfert d'eau dans le sol est essentiel. Ce transfert peut être dû à une infiltration suite à une précipitation ou à une évaporation vers l'atmosphère.

Dans le cadre du projet Fondation MAIF intitulé « Aléa et risque sécheresse : Analyse du comportement des sols argileux lors de cycles climatiques extrêmes. Application au risque sécheresse : aide au diagnostic et recommandation », un modèle physique a été réalisé avec la mise en place d'un massif de l'argile verte de Romainville compactée. Le profil hydrique a été étudié par suivi de teneur en eau durant l'infiltration. Les sondes ThetaProbe et ECH<sub>2</sub>O ont été utilisées permettant le suivi de la teneur en eau volumique. L'étalonnage préalable de ces sondes a montré un bon fonctionnement sur une large gamme de teneur en eau volumique, de 0 à 50%.

### **2. Matériaux et dispositifs expérimentaux**

#### **2.1. Matériaux**

L'argile verte de Romainville a été prélevée en bloc dans la carrière à Villeparisis, à l'Est de Paris. Sa teneur en eau naturelle était de 38%. Le sol a été d'abord morcelé puis étalé sur une

grande paillasse pour être séché à l'air. Sa teneur en eau finale après cette phase était de 5,8%. Le sol a été ensuite broyé et tamisé à 2 mm et compacté dans une cuve de plexiglas afin d'obtenir un massif d'un mètre de hauteur et d'une section de 0,80x1,00 m. La densité sèche du sol après le compactage était proche de celle in-situ : 1,35 g/cm<sup>3</sup>.

L'analyse minéralogique par diffraction aux rayons X a montré que la fraction argileuse (68%) est composée d'illite et de smectite ; la teneur en carbonate est de 13%.

Le sable utilisé dans l'étude de l'étalonnage est du sable de Fontainebleau ; le loess a été prélevé au Nord de Paris sur la ligne du TGV Nord.

## ***2.2. Les sondes pour mesurer la teneur en eau***

Deux sondes ont été utilisées: ThetaProbe (Delta-T, 1999) et ECH<sub>2</sub>O-TE (DECAGON, 2007). Il s'agit des sondes électromagnétiques dont le principe est de mesurer la constante diélectrique du sol (Topp et al., 1980). La dernière est très influencée par la présence d'eau dans le sol, car la constante diélectrique de l'eau est élevée (81), tandis que celles des éléments solides du sol et de l'air sont petites (4 et 1, respectivement).

La sonde ThetaProbe fait partie au groupe ADR (Amplitude domain reflectometry) (Munoz-Carpena, 2004). Elle génère une onde sinusoïdale de 100 MHz de fréquence dans une ligne coaxiale composée de deux parties : la sonde et la partie du sol avec quatre électrodes métalliques. Suite à la différence d'impédance entre deux parties, une partie d'onde reflète en arrière à la frontière entre deux parties et provoque des interférences dans la sonde. Grâce à la mesure de la différence de voltage interférent entre deux extrémités de la sonde, on peut obtenir l'impédance du sol, donc sa constante diélectrique (Gaskin et Miller, 1996).

La sonde ECH<sub>2</sub>O-TE est une sonde capacitive fonctionnant à 70 MHz. Le principe de ces sondes est de mesurer le temps de chargement de milieu du condensateur qu'elles forment avec le sol, puis de déduire la constante diélectrique de ce milieu (Nemali et al., 2007).

## ***2.3. Procédure expérimentale***

Les sondes sont installées d'une manière appropriée dans la cuve pour assurer un bon contact avec le sol et ne pas changer la densité du sol lui-même.

Dans la cuve, à chaque niveau de compactage de 20, 40, 60, 80, 95 cm, une sonde ThetaProbe et une sonde ECH<sub>2</sub>O-TE ont été installées au pré emplacement préparé avec soins. Les sondes ont été installées parallèlement à la surface pour éviter l'écoulement préférentiel dans le sol. Enfin, une fois l'état d'équilibre initial ait atteint, une imbibition a été appliquée par la surface. La teneur en eau a été enregistrée automatiquement tous les 3 heures durant l'infiltration pendant 6 mois.

L'étalonnage a été réalisé avec de l'argile verte de Romainville, du sable de Fontainebleau, et du loess dans un moule métallique d'un diamètre de 7cm et d'une hauteur de 8 cm. Les sols ont été d'abord préparés à la teneur en eau voulue (de 0 à 55%) puis compactés dans un moule métallique par une presse mécanique. Pour que la densité du sol ne soit pas affectée par la mesure, les pré-trous d'un diamètre légèrement inférieur à celui des quatre électrodes de la sonde ThetaProbe ont été réalisés par forage. La teneur en eau a été vérifiée avant et après chaque mesure.

### 3. Résultats

#### 3.1. Etalonnage des sondes

Les résultats de l'étalonnage sont présentés sur la Figure 1. Pour la sonde ThetaProbe, il s'agit de la corrélation entre la racine au carré de la constante diélectrique avec la teneur en eau préparée. Dans une large gamme de teneur en eau de 0 à 55%, on observe une bonne linéarité avec l'écart type de 0,97.

Quant à la sonde ECH<sub>2</sub>O-TE, il s'agit de la relation entre la sortie RAW et la teneur en eau volumique. La sortie RAW de cette sonde est en relation directe et linéaire avec la constante diélectrique du sol (relation non communiquée par le fabricant). On constate de nouveau une bonne relation linéaire entre RAW et la teneur en eau volumique dans une large gamme, de 18 à 56%.

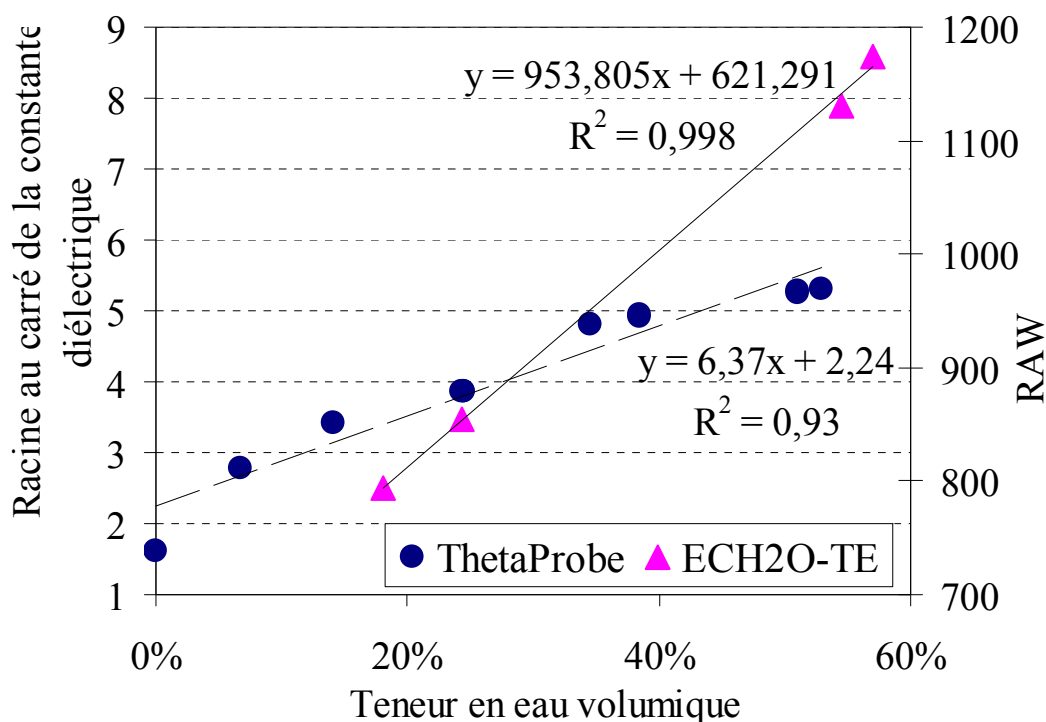


Figure 1. Résultats de l'étalonnage : racine au carré de la constante diélectrique (sonde ThetaProbe) et RAW (sonde ECH<sub>2</sub>O-TE) en fonction de la teneur en eau volumique avec leurs courbes de tendance correspondantes

#### 3.2. Résultats d'infiltration dans la cuve

La Figure 2 présente l'évolution hydrique du massif de l'argile verte dans la cuve, du 28 septembre 2007 au 6 mars 2008, avec la mise à eau le 12 novembre 2007. Pendant la période d'équilibre, le sol restait sec, sa teneur en eau volumique était d'environ 8% pour la sonde ECH<sub>2</sub>O-TE et 10% pour la sonde ThetaProbe. Sachant que la teneur en eau volumique

estimée avec  $w = 5,8\%$  (séchage à l'air) et  $\rho_d = 1,35 \text{ Mg/m}^3$  est de  $7,8\%$ . Avec la mise en place de l'eau en surface le 12 novembre 2007, on constate une augmentation rapide de la teneur en eau en surface (TP5, EC5) jusqu'à la teneur en eau à l'état saturé ( $50\%$ ).

L'eau en surface a été vidée le 16 novembre 2007, on a constaté un séchage à la surface ; les deux sondes TP5 et EC5 indiquent une nette diminution de la teneur en eau ( $-5\%$ ). Tandis que, à 20 cm de la surface, les sondes TP4 et EC4 montrent une descente d'eau en indiquant une augmentation de la teneur en eau ( $+10\%$ ).

L'eau a été remise à la surface du massif le 10 décembre 2007. On a constaté un saut immédiat de teneur en eau à la surface (TP5, EC5) et à la profondeur de 20 cm (TP4, EC4). Ces sondes ont atteint toutes la teneur en eau saturée. Un mois plus tard, les sondes à 40 cm (TP3, EC3) commencent à croître et parvenir aussi rapidement à la teneur en eau saturée. Par contre, il a fallu attendre deux mois de plus, en mars 2008, pour voir les premières variations de la teneur en eau à 60 cm de profondeur (TP2, EC2). Les sondes à 80 cm (TP1, EC1) restaient continuellement constantes à leurs valeurs initiales.

Sauf la sonde ThetaProbe à la surface, qui présentait une augmentation sans cesse, les deux sondes ThetaProbe à 20 et 40 cm (TP2, TP3) restaient constantes après avoir atteint l'état saturé. Par contre, les deux sondes ECH<sub>2</sub>O (EC2, EC3) à 20 et 40 cm connaissaient sans arrêt une diminution importante, tandis que la sonde ECH<sub>2</sub>O-TE à la surface (EC1) augmentait comme la sonde ThetaProbe au même niveau (TP1).

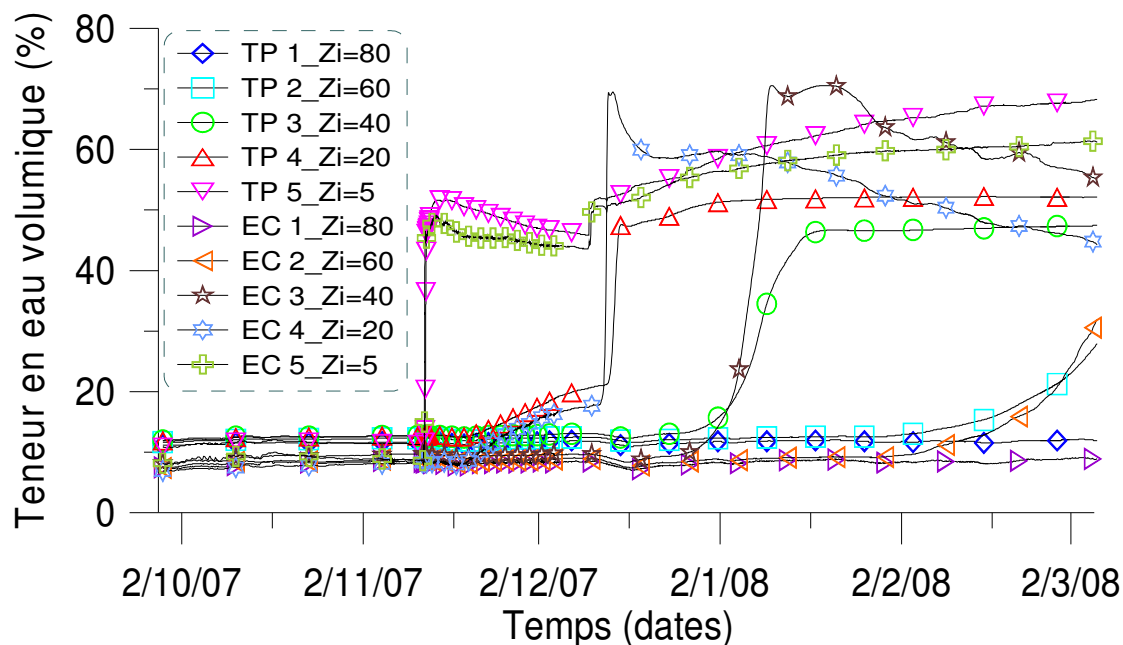


Figure 2. Suivi du profil hydrique dans la cuve avec 5 sondes ThetaProbes (TP) et 5 sondes ECH<sub>2</sub>O-TE (EC) et leurs positions (profondeur en centimètres)

#### 4. Discussion

Le résultat d'étalonnage montre un bon fonctionnement des sondes ThetaProbe et ECH<sub>2</sub>O-TE. La sonde ThetaProbe est capable de couvrir une large gamme de mesure de teneur en eau de

l'argile verte. La sortie en constante diélectrique (à la racine au carré) de la sonde est en bonne relation linéaire avec la teneur en eau volumique. Ce résultat correspond bien aux résultats dans la littérature (Gaskin et Miller, 1996 ; Robinson et al., 1999). Afin de confirmer la performance de la sonde, on l'a testée avec différents sols et comparé l'ensemble de nos résultats avec les résultats trouvés avec quatre sables différents de Robinson (1999). Le résultat (Figure 3) montre clairement une bonne performance de la sonde ThetaProbe pour différents sols. En effet, bien qu'il s'agisse plutôt d'une corrélation polynomiale d'ordre 3, mais une relation linéaire reste toujours satisfaisante (Figure 1). Les deux paramètres  $a_0$ ,  $a_1$  trouvés dans la relation entre la racine au carré de la constante diélectrique et la teneur en eau ( $\sqrt{K} = a_0 + a_1\theta$ ) sont de 6,66 et de 2,16 respectivement. Nos deux valeurs diffèrent de celles proposées par le fabricant et par Gaskin et Miller (1996) : 8,4 et 1,6 et de celles trouvées par Nemali et al. (2007) : 8,67 et 1,19. Cette différence confirme la nécessité de l'étalonnage pour chaque type de sol concerné.

Les deux paramètres trouvés dans la relation entre RAW et la teneur en eau volumique de la sonde ECH2O-TE (Figure 1) sont compatibles avec ceux proposés du fabricant pour le sol minéral. Cette compatibilité confirme la qualité de l'étalonnage.

En ce qui concerne le fonctionnement des sondes dans la cuve (Figure 2), la première constatation est la bonne similarité dans la réponse de chaque couple de capteur ThetaProbe et ECH2O-TE au même niveau. La sensibilité d'eau et l'ordre de grandeur sont assez proches.

Dans la première période d'équilibre quand le sol est sec (du 28/9/07 au 14/11/07), 5 sondes de chaque type ont la même valeur de teneur en eau volumique. Cette observation confirme une bonne homogénéité du massif de sol ainsi que le bon fonctionnement de chaque type de sonde. La légère différence peut être expliquée par la non-linéarité dans la relation entre la racine au carré de la constante diélectrique et la teneur en eau quand le sol est sec, car à l'état sec, la constante électrique dépend de l'eau liée électriquement à la matrice solide (Gaudu et al., 1993).

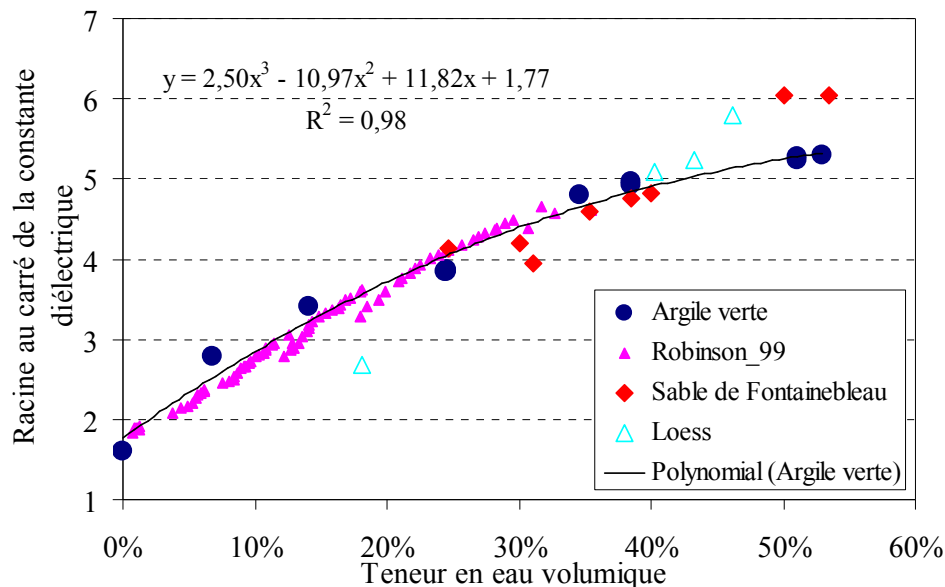
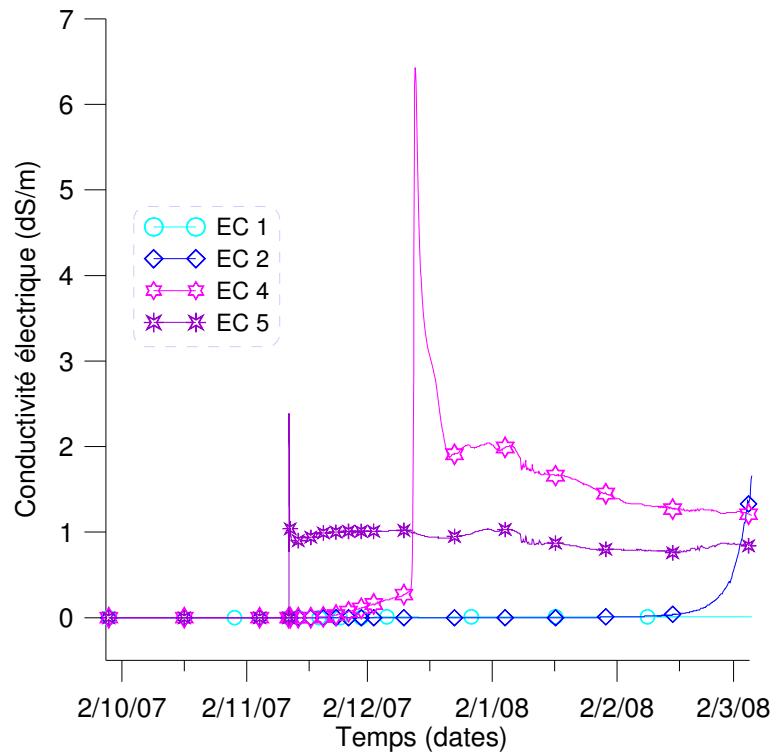


Figure 3. Etalonnage de la sonde ThetaProbe avec différents sols et en comparaison avec les résultats de Robinson (1999, 4 sables différents)



**Figure 4. Evolution de la conductivité électrique au cours de l'infiltration dans la cuve**

On remarque également une diminution importante et successive dans la réponse de teneur en eau de deux sondes EC3 et EC4 (à 20 et 40 cm de profondeur) après un saut significatif. Ce phénomène est lié directement au principe opérationnel de cette sonde ECH<sub>2</sub>O-TE : Comme les autres sondes capacitives, elle est très influencée par la conductivité électrique (Gaudu et al., 1993 ; Nemali et al., 2007). Selon Nemali et al. (2007), qui a travaillé avec la sonde ECH<sub>2</sub>O-10 (cette sonde ressemble à notre sonde ECH<sub>2</sub>O-TE mais fonctionne avec une fréquence plus basse : 20 MHz), il y a une relation directe entre la conductivité électrique et la réponse en constante diélectrique. Surtout, dans la gamme de 1 à 3 dS/m, une augmentation de la conductivité thermique entraîne une nette augmentation dans la réponse en constante diélectrique. Nos sondes ECH<sub>2</sub>O-TE mesurent également la conductivité électrique dans le sol (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) (la mesure de la sonde EC3 n'est pas correcte, et donc non présentée). On y constate un saut considérable de la conductivité électrique (de 0 à 2, voire à 6 dS/m) dans le sol à chaque arrivée d'eau ; ceci provoque ensuite un saut dans la réponse de la teneur en eau. Puis, la baisse de la conductivité électrique cause logiquement une diminution dans la réponse de la teneur eau de la sonde ECH<sub>2</sub>O-TE.

Ce phénomène n'a pas été observé sur ThetaProbe. Cette sonde n'est apparemment pas influencée par la conductivité électrique. Cette confirmation est en bonne concordance avec les conclusions de Nemali et al. (2007) et de Gaskin et Miller (1996).

## 5. Conclusions

Ce travail s'inscrit dans l'objectif de valider les sondes pour le suivi hydrique dans le sol afin d'étudier le phénomène de sécheresse. Les résultats montrent une bonne performance de la

sonde ThetaProbe dans une large gamme de mesure de teneur en eau (de 0 à 55%). Elle n'est pas influencée par la conductivité électrique du sol (de 0 à 6 ds/m). Elle peut donc être utilisée pour étudier l'argile verte de Romainville et les autres sols de forte salinité.

La sonde ECH<sub>2</sub>O ne marche pas bien dans le sol de haute conductivité électrique comme l'argile verte de Romainville. En revanche, c'est une sonde peu coûteuse et elle peut être utilisée pour donner de bons indicateurs pour un sol de faible salinité.

## 6. Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet Fondation MAIF « Aléa et risque sécheresse : Analyse du comportement des sols argileux lors de cycles climatiques extrêmes. Application au risque sécheresse : aide au diagnostic et recommandation ».

## 7. Références bibliographiques

- DECAGON (2007) ECH2O-TE/EC-TM Water Content, EC and Temperature Sensors. *User Manual*, 38.
- Delta-T (1999) ThetaProbe Soil Moisture Sensor \_ type ML2x \_ *User Manual*.
- Gaskin G. J., Miller J. D. (1996) Measurement of Soil Water Content Using a Simplified Impedance Measuring Technique. *Journal of Agricultural Engineering Research* 63 (2), 153-159.
- Gaudu J. C., Mathieu J. M., Fumanal J. C., Bruckler L., Chanzy A., Bertuzzi P., Stengel P., Guennelon R. (1993) Soil-Moisture Measurement Using a Capacitive Probe. *Agronomie* 13 (1), 57-73.
- Munoz-Carpena R. (2004) Field devices for monitoring soil water content. *Bulletin* 343, 16.
- Nemali K. S., Montesano F., Dove S. K., van Iersel M. W. (2007) Calibration and performance of moisture sensors in soilless substrates: ECH2O and Theta probes. *Scientia Horticulturae* 112 (2), 227-234.
- Robinson D. A., Gardner C. M. K., Cooper J. D. (1999) Measurement of relative permittivity in sandy soils using TDR, capacitance and theta probes: comparison, including the effects of bulk soil electrical conductivity. *Journal of Hydrology* 223 (3-4), 198-211.
- Topp G. C., Davis J. L., Annan A. P. (1980) Electromagnetic Determination of Soil-Water Content - Measurements in Coaxial Transmission-Lines. *Water Resources Research* 16 (3), 574-582.



## **Modélisation des échanges à l'interface sol-atmosphère et simulation numérique des profils hydriques**

Modelling exchanges at soil-atmosphere interface and numerical simulation of soil water content profiles

Yu-Jun Cui<sup>1</sup>, Ying-Fa Lu<sup>2</sup> et Yan-Bin Gao<sup>3</sup>

1: Professeur, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées

2: Professeur, Université des Trois Gorges, Yichang, République Populaire de Chine

3: Docteur, Université Tongji, Shanghai, République Populaire de Chine

### **Correspondance**

Prof. Yu-Jun Cui  
Centre d'Enseignement et de Recherche en Mécanique des Sols (CERMES)  
Ecole Nationale des Ponts et Chaussées (ENPC)  
6 et 8 av. Blaise Pascal  
Cité Descartes, Champs-sur-Marne  
77455 Marne La Vallée cedex 2

Tél : 01 64 15 35 50

Fax : 01 64 15 35 62

E-mail : [cui@cermes.enpc.fr](mailto:cui@cermes.enpc.fr)

## RESUME :

Une méthode de simulation des profils de teneur en eau des sols en considérant l'interaction sol-atmosphère a été développée. Cette méthode considère les données météorologiques et les propriétés thermique et hydraulique du sol. Deux approches de détermination de l'évapotranspiration sont présentées : l'approche de Penman (1948) et l'approche de Choudhury et al. (1986) ou de Xu et Chiu (1997). La première a été appliquée au site de Boissy-le-Châtel alors que la deuxième a été appliquée à un remblai expérimental du CER de Rouen. Un bon résultat a été obtenu dans les deux cas en termes de variations de la température dans le sol ; les simulations donnent des résultats de variation de la teneur en eau moins satisfaisants, surtout avec l'approche de Penman pour la zone proche de la surface du sol. Une discussion aborde les cas avec présence de la végétation et l'effet de la fissuration du sol.

**Mots clés :** Interaction sol-atmosphère, évapotranspiration, modélisation, profils hydriques, végétation.

## ABSTRACT:

A method for determining the water content profiles of soils by considering soil-atmosphere interaction was developed. This method considers meteorological data and the soil thermal and hydraulic properties. Two methods for determining evapotranspiration were used: Penman's approach (1986) and the approach by Choudhury et al. (1986) or Xu and Chiu (1997). The former was applied to the site of Boissy-le-Châtel whereas the latter was applied to the experimental embankment of CER-Rouen. Good result in terms of soil temperature changes has been obtained in the two cases. The simulations gave less satisfactory results in terms of changes in water content in the near surface zone, especially with Penman's approach. A discussion considers the cases with the presence of vegetation and the effect of soil cracking.

**Keywords:** Sol-atmosphere interaction, evapotranspiration, modelling, water content profiles, vegetation.

## NOTATIONS ET SYMBOLES

$C_a$  : chaleur spécifique de l'air, kJ/(kg K) , (1.01 kJ/(kg K) pour l'air sec)

$C_h$  : chaleur spécifique du sol, kJ/(kg K)

$C_s$  : chaleur spécifique des solides, kJ/(kg K)

$C_w$  : chaleur spécifique de l'eau, kJ/(kg K)

$d$  : hauteur de déplacement, m

$D_v$  diffusivité de la vapeur ; m<sup>2</sup>/s

ET : évapotranspiration réelle, mm/jour

ETP : évapotranspiration potentielle, mm/jour

G : flux de chaleur dans le sol, W /m<sup>2</sup>

$\Delta G$  : percolation

g : accélération de la pesanteur, m/s<sup>2</sup>

H : flux de chaleur sensible, W /m<sup>2</sup>

$h_w$  : charge hydraulique, m

$k$  : constante, prise en général égale à 0,41

$k_H$  : diffusivité tourbillonnaire de l'air, m<sup>2</sup>/s

$k_s$  : coefficient de perméabilité à l'état saturé, m<sup>2</sup>/s

$k_v$  : diffusivité tourbillonnaire de la vapeur d'eau, m<sup>2</sup>/s

$k_w$  perméabilité à l'eau liquide m/s

$k_{w1}$  : coefficient de perméabilité à une succion de référence  $s_1$  , m/s

LAI : Leaf Area Index qui correspond au rapport de la surface développée par le feuillage à la surface occupée au sol par la végétation

$L_e$  : flux de chaleur latente, W/m<sup>2</sup>

$L_v$  : chaleur latente de l'évaporation d'eau, J/kg

$M_w$  : masse molaire de l'eau, 0,018kg/mol

$m_2^w$  : constante

P : pression atmosphérique (kPa) ou précipitation (mm/jour)

$P_v$  : pression de vapeur, kPa

$p_{vza}$  : pression de vapeur d'eau à  $z_a$ , Pa

$P_{vs}$  : pression de vapeur saturante, kPa

$p_{vz0}$  : pression de vapeur d'eau à la surface du sol, Pa

R : constante des gaz parfaits, 8,314J/(mol.K)

$r_a$  : résistance aérodynamique, m/s

$r_{a0}$  : résistance aérodynamique dérivée d'un profil de vitesse de vent logarithmique, m/s

$R_i$  : nombre de Richardson

$R_n$  : radiation solaire nette, W/m<sup>2</sup>

$R_{off}$  : ruissellement en surface (mm/jour)

$r_{st\ min}$  : résistance stomatique minimale, m/s

S : extraction d'eau

$\Delta S$  : quantité d'eau stockée dans un volume de sol

T : température, °C ou K

$T_a$  : température à une élévation de référence  $z_a$ , K

$T_s$  : température à la surface du sol, K

$T_0$  : température aérodynamique, K

t : temps , s

$u_a$  : vitesse du vent à  $z_a$ , m/s

$u_2$  vitesse du vent à 2 m d'élévation, m/s

$\Delta W$  : variation de la masse totale

z : élévation, m

$z_0$  : longueur de rugosité, m

$\rho_w$  : masse volumique de l'eau ( $\text{kg/m}^3$ )  
 $\beta$  : coefficient de Bowen  
 $\chi$  : paramètre  
 $\delta$  : constante  
 $\varepsilon$  : rapport du poids moléculaire de l'eau à celui de l'air,  $\varepsilon = 0,622$   
 $\gamma$  : constante psychrométrique  
 $\eta$  : paramètre,  $\eta = 0,75$  en condition instable ( $T_s > T_a$ ) et  $\eta = 2$  en condition stable ( $T_s < T_a$ )  
 $\lambda$  : conductivité thermique du sol  
 $\theta$  : teneur en eau volumique du sol  
 $\theta_a$  : teneur en air volumique  
 $\theta_r$  : teneur en eau volumique résiduelle  
 $\theta_s$  : teneur volumique des solides  
 $\theta_w$  : teneur en eau volumique  
 $\theta_{w1}$  : teneur en eau volumique à une succion de référence  $s_1$   
 $\theta_{ws}$  : teneur en eau volumique à l'état saturé  
 $\rho_a (\text{kg} / \text{m}^3) = 129.29(273.13 / T(K))(P(\text{kPa}) - 0.3783P_v(\text{kPa}))$  : masse volumique de l'air  
 $\rho_a (\text{kg} / \text{m}^3) = 1.2929(273.13 / T(K))$  : masse volumique de l'air sec  
 $\nu$  : constante  
 $\xi$  : constante  
 $\zeta$  : constante  
 $\Delta$  : taux de variation de la pression de vapeur avec la température

## Introduction

Avec le réchauffement climatique planétaire, la sécheresse devient un phénomène de plus en plus préoccupant. Dans le domaine du génie civil, l'effet de la sécheresse se traduit notamment par des désordres causés par le mouvement du sol, que ce soit un tassement ou un gonflement, à des constructions reposant sur fondations superficielles. Une première analyse de la pathologie des désordres observés montre que l'origine du problème vient de l'interaction sol-végétation-atmosphère qui engendre des variations de la teneur en eau ou de la succion du sol et provoque des variations du volume de ce dernier. Le problème est d'autant plus critique que le mouvement du sol est différentiel. Ainsi, bien comprendre l'interaction sol-végétation-atmosphère est primordiale dans l'analyse de l'effet de la sécheresse.

Les avancées récentes dans la mécanique des sols non saturés permettent l'évaluation de ce type de mouvements différentiel du sol différentiels si la variation de la succion dans le sol est connue. Une première approche directe serait bien entendu de suivre la variation de la succion soit à l'aide des techniques comme la tensiométrie, la psychrométrie, la mesure par du papier filtre, etc. (Delage et Cui, 2000), soit en suivant la variation de la teneur en eau à l'aide des techniques comme la mesure par TDR (Time Domain Reflectometry ou réflectométrie en domaine temporel) (Pereira dos Santos 1997), la mesure par sonde capacitive (Martin et Meillier 2002) ou la mesure par sonde neutronique (Ferber et Delfaut 2000). Mais cette approche directe s'avère très onéreuse. Une autre approche alternative indirecte serait de modéliser l'interaction sol-atmosphère en utilisant les données météorologiques d'une part et des paramètres caractéristiques du sol d'autre part. Considérant que les données météorologiques sont en général riches et continues, la deuxième approche indirecte a un avantage évident. C'est cette approche que nous utiliserons dans cet article.

## Evapotranspiration

Quand l'énergie solaire arrive sur la surface de la terre, une partie est reflétée par cette dernière en fonction des propriétés de la surface du sol. En faisant le bilan d'énergies rentrant et sortant sur la surface du sol, on détermine la radiation solaire nette, notée  $R_n$ . Cette quantité d'énergie est utilisée pour chauffer l'air en augmentant le flux de chaleur sensible  $H$ , pour chauffer le sol en augmentant le flux de chaleur dans ce dernier et pour évaporer l'eau du sol en augmentant le flux de chaleur latente  $L_e$ . Ainsi le bilan d'énergie solaire à la surface du sol peut s'écrire (Tanner 1960, Blight 1997) :

$$R_n = G + H + L_e \quad (1)$$

L'évapotranspiration potentielle d'un sol peut être estimée en utilisant la méthode proposée par Penman (1948) :

$$ETP = \frac{\Delta R_n / L_v + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (2)$$

où

$$E_a = 0.165(P_{vs} - P_v)(0.8 + u_2 / 100) \quad (3)$$

L'équation 2 est empirique qui correspond à un cas idéal : large zone couverte de végétation homogène en période de croissance et avec une alimentation d'eau illimitée. Ainsi, ETP

correspond à une évapotranspiration maximale. La chaleur latente de l'évaporation d'eau  $L_v$  est fonction de la température comme l'indique l'équation 4 (Cui et al. 2005) :

$$L_v = 4.186 \times 10^3 (607 - 0.7 \times T) \quad (4)$$

où  $T$  est la température exprimée en °C.

La mesure d'évapotranspiration peut se faire par mesure directe à l'aide d'un lysimètre, par approche du bilan d'eau ou par approche du bilan d'énergie. La mesure directe par lysimètre consiste à suivre la variation de la masse totale  $\Delta W$  d'un volume de sol représentatif, de la quantité d'eau  $\Delta S$  stockée dans ce volume de sol et de la percolation  $\Delta G$  (Benson et al. 2001). L'évapotranspiration réelle  $ET$  est ainsi déterminée par

$$ET = \Delta W - (\Delta S - \Delta G) \quad (5)$$

On note que la détermination de  $\Delta W$  se fait en général par pesée et que celle de  $\Delta S$  se fait en utilisant le profil de teneur de eau donné par des sondes de teneur en eau installées dans le volume de sol.

L'approche du bilan d'eau propose de déterminer, dans un système de lysimètre, le terme  $\Delta W$  en suivant la précipitation  $P$  et le ruissellement en surface  $R_{off}$  (Khire et al. 1997). On a ainsi l'évapotranspiration calculée par

$$ET = (P - R_{off}) - (\Delta S - \Delta G) \quad (6)$$

L'approche du bilan d'énergie consiste à déterminer le coefficient de Bowen (équation 9) en partant de la définition théorique du flux de chaleur sensible  $H$  et de du flux de chaleur latente  $L_e$  :

$$H = \rho_a C_a k_H \frac{\partial T}{\partial z} \quad (7)$$

On note que la valeur de la masse volumique et celle de la chaleur spécifique de l'air sec sont en général considérées dans les calculs.

$$L_e = \frac{L_v \rho \epsilon k_v}{P} \frac{\partial P_v}{\partial z} \quad (8)$$

En général,  $k_v$  et  $k_H$  sont supposés égaux. Ainsi, le rapport de  $H$  à  $L_e$ , noté  $\beta$  et appelé coefficient de Bowen, devient :

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{PCp}{L_v \epsilon} \frac{\partial T}{\partial P_v} = \gamma \frac{\partial T}{\partial P_v} \quad (9)$$

Connaissant la radiation solaire nette  $R_n$ , le flux de chaleur dans le sol ainsi que le coefficient de Bowen  $\beta$ , le flux de la chaleur latente  $L_e$  est calculé par :

$$L_e = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (10)$$

L'équation 9 indique que  $\beta$  peut se déterminer en connaissant le gradient de température et le gradient de pression partielle de la vapeur d'eau. Le système de Campbell Scientific (Campbell Scientific BR023, 1998) propose, pour ce faire, de suivre la variation de la température et celle de la pression de vapeur d'eau à deux élévations différentes à l'aide respectivement de thermocouples et d'hygromètres.

La radiation solaire nette peut être suivie en utilisant un radiamètre (Blight 1997), alors que le flux de chaleur dans le sol peut se déterminer à l'aide de plaques de chaleur enterrées dans le sol (Campbell Scientific 1998).

## Modélisation de l'échange sol-atmosphère

Le phénomène d'échange sol-atmosphère est un problème couplé. En effet, sous l'effet de l'atmosphère, le sol change de teneur en eau ou de succion, engendrant la variation de son volume ; cette variation volumique fait varier les propriétés hydrique et thermique, influençant ainsi les échanges sol-atmosphère. Ceci est particulièrement le cas pour des sols argileux.

Afin de bien mettre en évidence le phénomène d'échange sol-atmosphère, on se limite ici au cas de sols non déformables comme les sols sableux ou limoneux. On considère seulement l'écoulement de l'eau (liquide et vapeur) et le transfert de chaleur. L'équation 10 décrit l'écoulement de l'eau alors que l'équation 11 décrit le transfert de chaleur. On observe que les deux transferts sont couplés à travers la pression de vapeur d'eau  $P_v$  (Wilson et al. 1994).

$$\frac{\partial h_w}{\partial t} = C_w^1 \frac{\partial}{\partial z} \left( k_w \frac{\partial h_w}{\partial z} \right) + C_w^2 \frac{\partial}{\partial z} \left( D_v \frac{\partial P_v}{\partial z} \right) \quad (11)$$

$$\text{où } C_w^1 = \frac{1}{\rho_w g m_2^w} \text{ et } C_w^2 = \frac{P + P_v}{P(\rho_w)^2 g m_2^w}$$

$$C_h \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) - L_v \frac{P + P_v}{P} \frac{\partial}{\partial z} \left( D_v \frac{\partial P_v}{\partial z} \right) \quad (12)$$

$$\text{où } C_h = C_s \theta_s + C_w \theta_w + C_a \theta_a$$

On note que ces deux équations sont valables seulement pour des milieux non déformables. De plus, pour un incrément de succion donné, il est supposé que la variation de la teneur en eau volumique avec la succion est linéaire. La conductivité thermique du sol  $\lambda$  est déterminée suivant la méthode proposée par De Vries (1963) qui consiste à considérer les effets de chaque phase en fonction de sa teneur volumique.

Deux propriétés hydrauliques sont évoquées dans l'équation 11 : la variation de la perméabilité  $k_w$  avec la succion  $s$  et la variation de la teneur en eau volumique  $\theta_w$  avec la succion. On adopte l'équation 13 pour la perméabilité et l'équation 14 pour la teneur en eau volumique (voir Cui et al. 2005).

$$k_w = \frac{k_s}{1 + \left( \frac{k_s}{k_{w1}} - 1 \right) \left( \frac{s}{s_1} \right)^\xi} \quad (13)$$

$$\theta_w = \frac{\theta_{ws} - \theta_r}{1 + \left( \frac{\theta_{ws} - \theta_r}{\theta_{w1} - \theta_r} - 1 \right) \left( \frac{s}{s_1} \right)^\xi} + \theta_r \quad (14)$$

Cui et al. (2005) ont montré que ces deux équations permettent de reproduire de façon satisfaisante la courbe de rétention d'eau et celle de variation de perméabilité avec la succion.

Si les conditions aux limites sont définies, la résolution des équations 11 et 12 donne les profils de  $P_v$  (succion) et de température. Le profil de teneur en eau peut ainsi être

déterminé en utilisant l'équation 14. La définition des conditions à la limite supérieure (surface du sol) se fait en considérant l'interaction sol-atmosphère. Il existe deux cas possibles : cas avec précipitations et cas sans précipitations. En cas de précipitations, c'est l'infiltration d'eau (précipitation – interception – ruissellement) qui est considérée comme le débit d'eau en surface ; dans le cas contraire, on peut considérer deux approches : l'approche de Penman (1948) et l'approche proposée par Choudhury et al. (1986) ou par Xu et Qiu (1997).

L'approche de Penman consiste à utiliser l'équation 2 pour calculer l'évapotranspiration potentielle ETP, et à utiliser ensuite ETP pour déterminer le débit de la vapeur d'eau (flux d'évaporation). On note que ETP correspond à une évapotranspiration potentielle, qui peut être nettement supérieure à l'évapotranspiration réelle. Une approche alternative serait de considérer l'équilibre énergétique à la surface du sol en réalisant un calcul de transfert hydraulique et de chaleur dans une couche fine de sol proche de la surface (Choudhury et al. 1986, Xu et Qiu 1997). Le calcul est plus réaliste, mais au prix d'un calcul plus lourd avec des paramètres physiques souvent mal connus. Dans cette approche, le flux de chaleur sensible  $H$  et le flux de chaleur latente  $L_e$  sont calculés par

$$H = \frac{\rho_a C_a (T_s - T_a)}{r_a} \quad (15)$$

$$L_e = \frac{L_v M_w (p_{vz0} - p_{vza})}{RT r_a} \quad (16)$$

La résistance aérodynamique  $r_a$  peut être calculée en utilisant l'équation 17 (Choudhury et al. 1986, Boulet et al. 2000) :

$$r_a = r_{a0} \frac{1}{(1 + R_i (T_s - T_a))^n} \quad (17)$$

Le nombre de Richardson  $R_i$  et la résistance aérodynamique dérivée d'un profil de vitesse de vent logarithmique  $r_{a0}$  sont donnés par :

$$R_i = \frac{5g(z_a - d)}{u_a^2 T_a} \quad (18)$$

$$r_{a0} = \frac{\left[ \ln \left( \frac{z_a - d}{z_0} \right) \right]^2}{k^2 u_a} \quad (19)$$

Pour des sols nus, la hauteur de déplacement  $d$  est égale à zéro.

Xu et Chiu (1997) ont modifié l'approche de Choudhury et al. (1986) en proposant une autre formule plus empirique pour le calcul de  $r_a$ . On note que les deux méthodes permettent de déterminer numériquement par itération le flux de chaleur latente  $L_e$  et la température à la surface du sol  $T_s$ . Comme  $L_e$  correspond au débit de vapeur d'eau, les conditions à la limite supérieure sont bien définies. En revanche, avec l'approche de Penman, il est nécessaire de déterminer, en plus du flux d'évaporation, le flux de chaleur  $G$  à la surface du sol à partir de la radiation solaire nette (on suppose ici que le rapport  $G/H$  est constant, égal à  $\delta$ ).

## Applications

On présente une application de l'approche de Penman au site de Boissy-le-Châtel et une application de l'approche de Choudhury et al. (1986) ou de Xu et Chiu (1997) à un remblai expérimental réalisé par le Centre d'Expérimentation Routière (CER) de Rouen.

### Site de Boissy-le-Châtel

Le site de Boissy-le-Châtel est situé à environ 50 km à l'Est de Paris. Le sol concerné est un limon des plateaux. Depuis 1996, les données météorologiques sont enregistrées, ainsi que la température et la teneur en eau du sol par des sondes TDR (Time Domain Refractometry). Huit piézomètres et un collecteur sont également mis en place pour suivre le stockage d'eau dans le sol (Cui et al. 2005).

L'approche de Penman est appliquée sur ce site. Les données enregistrées en avril 1999 sont utilisées pour la simulation. Les propriétés de rétention d'eau ont été déterminées à l'aide de la technique de mesure de succion par tensiomètre (Mantho 2005); la variation de la perméabilité avec la succion a été déterminée avec la méthode des profils instantanés (Delage et Cui 2000) en réalisant un essai d'infiltration (Mantho 2005). Les paramètres utilisés sont présentés dans le tableau 1.

La figure 1 présente la comparaison entre les températures calculées et mesurées à la profondeur de 0,5 m. On observe que la différence entre les deux est assez petite, inférieure à 1°C, sauf pour les derniers jours du mois où l'écart atteint 2°C environ.

Sur la figure 2 on présente la comparaison entre les variations de teneur en eau calculées et mesurées à 5 profondeurs différentes (15, 25, 35, 45 et 55 cm). On observe une très bonne correspondance pour les profondeurs de 25, 35, 45 et 55 cm ; en revanche pour le niveau de 15 cm qui est proche de la surface, les calculs surestiment considérablement la teneur en eau volumique pour la période du 13 au 30 avril. Ceci est probablement lié au fait que la couche superficielle a des propriétés hydrauliques et hydriques différentes de celles des couches plus profondes. En effet, cette couche est enherbée, correspondant ainsi à un matériau de mélange sol - racines d'herbes. Il serait plus raisonnable de prendre, dans le calcul, un jeu de paramètres différent pour cette couche particulière. Il est aussi possible que ce résultat soit lié à l'utilisation de l'évapotranspiration potentielle ETP dans le calcul.

### Remblai expérimental de Rouen

Le CER de Rouen du CETE Normandie – Centre a mis en place à Rouen un remblai expérimental en décembre 2004. Le remblai a une hauteur de 5,27 m et il est construit par compactage en 15 couches. Les couches sont numérotées de 1 à 15 de la base à la crête du remblai. Les couches 1 à 5 sont construites avec le limon A28 faiblement compacté alors que les couches 6 à 15 sont construites avec le limon SNEC bien compacté.

Le remblai est instrumenté de différents capteurs à différentes positions :

- 1) 40 TDR pour le suivi de la teneur en eau volumique ;
- 2) 10 capteurs de teneur en eau volumique du Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées (LRPC) ;
- 3) 15 capteurs de succion de type équitensiomètre ;
- 4) 25 sondes de températures ;
- 5) 18 extensomètres pour le suivi des déformations verticales ;
- 6) 8 capteurs LVCD pour le suivi des déformations horizontales ;
- 7) une sonde de température pour le suivi de la température à la surface du sol.

De plus, une station météorologique est installée sur le remblai, permettant l'acquisition des données suivantes en temps réel :

- (1) la vitesse du vent à 2 m ;
- (2) la radiation solaire ;
- (3) la précipitation ;
- (4) les températures à 0,5 m et 1 m;
- (5) les humidités relatives à 0,5 m et 1 m;
- (6) la pression atmosphérique.

Dans la simulation numérique, pour rester dans le cas unidimensionnel, seul l'axe de symétrie du remblai est considéré. De plus, on suppose que le ruissellement en surface  $R_{off}$  est nul. L'approche de Choudhury et al. ou de Xu et Chiu est utilisée. La température et la teneur en eau volumique du sol mesurées à minuit le 31 mars 2005 sont considérées pour représenter l'état initial ; la simulation est effectuée sur tout le mois d'avril.

Les paramètres sont estimés en se basant sur des propriétés du limon de Jossigny compacté (Cui et Delage 1996) et des mesures in-situ (teneur en eau et succion). Le tableau 2 regroupe les paramètres utilisés dans la simulation.

Les résultats de suivi en place ont montré qu'en termes de variations de température, seule la mesure la plus proche de la surface du remblai, à 34 cm, présente une variation significative, et qu'en termes de variations de teneur en eau volumique, elles ont été très faibles pour tous les niveaux de mesure. Donc seules les mesures à 34 cm de la surface du remblai sont comparées avec les résultats des simulations.

La figure 3 montre une comparaison entre les variations de température mesurées et calculées durant le mois d'avril 2005. Une concordance satisfaisante est observée entre la mesure et la simulation.

La figure 4 montre la comparaison entre les variations de teneur en eau volumique calculées et mesurées durant la même période. On observe que la mesure indique une teneur en eau presque constante alors que la simulation a donné une faible diminution de la teneur en eau d'environ 2 points.

## Discussion

Dans les deux applications présentées précédemment, on n'a pas considéré l'effet de la végétation. Or, elle peut jouer un rôle primordial dans le problème de sécheresse car d'une part la végétation puise l'eau du sol d'une manière surprenante : un saule adulte puise 300 litres d'eau par jour dans le sol (Cui et Delage 2002), et d'autre part la végétation a souvent un effet localisé de puisement d'eau, favorisant ainsi le tassement différentiel des constructions concernées. C'est particulièrement le cas pour les arbres isolés.

Sur le plan de la modélisation, quand il s'agit d'un couvert homogène (cultures agricoles, forêt, zone enherbée, etc.), on adopte en général une méthode simplifiée qui est une extension de celle pour sols nus. On définit un paramètre  $\chi$  qui relie la température à la surface du sol  $T_s$  à une température  $T_0$  appelé température aérodynamique (équation 20),  $\chi$  étant défini par l'indice LAI (Leaf Area Index) qui correspond au rapport de la surface développée par le feuillage à la surface occupée au sol par la végétation (équation 20).

$$\chi = \frac{T_0 - T_a}{T_s - T_a} = \frac{1}{e^{v/(v-LAI)} - 1} \quad (20)$$

Une fois la température aérodynamique  $T_0$  obtenue, on la substitue, dans l'équation 15 pour le calcul du flux de chaleur sensible  $H$ , à  $T_s$  ; on considère également, dans l'équation 16 pour le

calcul du flux de chaleur latente  $L_e$ , une pression de vapeur d'eau à la surface du sol correspondante à  $T_0$  (Boulet et al. 2000). De plus, on considère dans le calcul de  $L_e$  une résistance stomatique minimale  $r_{st\ min}$  liée à la présence de la végétation.

Ainsi, le cas des sols nus correspond à un cas particulier de couvert homogène, avec  $LAI = 0$  et  $r_{st\ min} = 0$ .

La modélisation du cas d'arbres isolés est plus complexe. La pratique courante consiste à introduire un terme d'extraction d'eau « S » dans l'équation de Richards (Whisler et al. 1968, Molz et Remson 1970, Clausnitzer et Hopmans 1994) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla [k_w \nabla (h_w + z)] - S \quad (21)$$

On note que l'extraction d'eau par les racines est un phénomène complexe, car elle dépend non seulement de l'essence elle-même (taille, feuillage, enracinement, etc.), mais aussi des propriétés du sol concerné (état hydrique, salinité, état de compaction, etc.). La plupart des travaux réalisés jusqu'à présent sont basés sur le modèle de Feddes et al. (1978) qui considère l'état hydrique du sol, la distribution du système racinaire, etc. (voir Vrugt et al. 2001).

En plus de la végétation, la fissuration du sol est un autre phénomène important à prendre en compte dans l'analyse de l'échange sol-atmosphère. En effet, la fissuration du sol pourrait modifier la quantité de radiation solaire nette à cause de la modification de la valeur de l'albédo (coefficient de réflexion de l'énergie solaire par la terre) et la longueur de rugosité  $z_0$  (équation 19); elle modifie le flux de chaleur latente à cause de la modification de la résistance aérodynamique (équation 16) ; elle modifie les propriétés thermo-hydro-mécanique du sol ; elle modifie surtout la géométrie du problème : à cause des fissures, les sols en profondeur, jadis épargnés par les changements climatiques, peuvent être touchés, amplifiant ainsi l'impact de la sécheresse sur les constructions.

## Conclusion

Une méthode indirecte de détermination des profils de teneur en eau en considérant l'interaction sol-atmosphère a été présentée. On s'est limité au cas de sols non déformables comme des sols sableux ou limoneux et on a considéré seulement l'écoulement de l'eau (liquide et vapeur) et le transfert de chaleur dans le sol. Deux approches ont été présentées pour la détermination de l'évapotranspiration à la surface du sol : l'approche de Penman (1948) et l'approche proposée par Choudhury et al. (1986) ou par Xu et Qiu (1997).

L'application de l'approche de Penman au site de Boissy-le-Châtel a montré que cette approche permettait de bien simuler la variation de la température dans le sol, et qu'en revanche, en termes de variations de teneur en eau, elle donnait des résultats satisfaisants seulement à des profondeurs éloignées de la surface : pour le niveau proche de la surface (15 cm) les calculs surestiment considérablement la teneur en eau volumique. Ceci est probablement lié à l'utilisation de l'évapotranspiration potentielle ETP dans la méthode. En effet, l'évaporation réelle peut être nettement inférieure à l'évapotranspiration potentielle.

Considérant les limitations de la méthode de Penman, l'approche de Choudhury et al. (1986) ou de Xu et Chiu (1997) a choisie pour la simulation du remblai expérimental du CER de Rouen. La comparaison entre les variations de température mesurées et calculées durant le mois d'avril 2005 a montré une bonne concordance entre les mesures et la simulation, avec un écart nettement plus petit que celui avec la méthode de Penman. Ainsi, dans l'analyse de

l'interaction sol-atmosphère, on recommande l'utilisation des approches comme celle de Choudhury et al. ou de Xu et Chiu.

Une méthode de prise en compte de l'effet de la végétation a été présentée. Dans le cas de couvert homogène, une extension de l'approche de Choudhury et al. (1986) peut être employée simplement en introduisant la notion de température aérodynamique  $T_0$  qui est liée à l'indice LAI. Dans le cas d'arbres isolés, il est nécessaire d'introduire, dans l'équation de transfert d'eau, un terme « S » qui correspond à l'extraction de l'eau par des racines. Ce terme d'extraction d'eau est assez difficile à appréhender sachant qu'il dépend non seulement de l'essence elle-même (taille, feuillage, enracinement, etc.), mais aussi des propriétés du sol concerné (état hydrique, salinité, état de compaction, etc.).

La fissuration du sol est un autre phénomène important à prendre en compte dans l'analyse de l'échange sol-atmosphère car elle peut modifier non seulement la quantité de radiation solaire nette et les propriétés thermo-hydro-mécaniques du sol, mais aussi la géométrie du problème : les sols plus profonds ne sont plus protégés à cause des fissures.

## REMERCIEMENTS

Les auteurs adressent leur gratitude au CEMAGREF et au CER de Rouen pour avoir fourni les données sur le site de Boissy-le-Châtel et sur le remblai expérimental respectivement. La construction du remblai expérimental a été réalisée dans le cadre d'une opération LCPC-11j031 intitulée « Terrassements et Comportement des Matériaux de Remblai ». Le LCPC est remercié également.

## REFERENCES

- Benson C.H., Abichou T., Albright W.H., Gee G., Roesler A.C. (2001). Field Evaluation of Alternative Earthen Final Covers. *International Journal of Phytoremediation*, Vol. 3, No. 1, pp. 105-127.
- Blight G.E. (1997). Interaction between the atmosphere and the earth. *Géotechnique*, No. 47, 715-767.
- Boulet G., Chehbouni A., Braud I., Vauclin M., Haverkamp R., Zammit C. (2000). A simple water and energy balance model designed for regionalization and remote sensing data utilization. *Agriculture and forest meteorology* 105, 117-132.
- Campbell Scientific Inc. (1998). BR023 Bowen ratio system instrumentation manual.
- Choudhury B.J., Reginato, R.J., Idso, S.B. (1986). An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. *Agric. Forest Meteorol.*, **37**, pp.75-88
- Clausnitzer V., et Hopmans J. W. (1994). Simultaneous modeling of transient three-dimensional root growth and soil water flow. *Plant Soil*, 164, 299-314.
- Cui Y. J. et Delage P. (1996). Yielding and plastic behaviour of an unsaturated compacted silt. *Géotechnique* 46, No. 2, pp. 291-311.
- Cui Y.J. and Delage P. (2002). Application de la mécanique des sols non saturés au calcul des ouvrages géotechniques. *Technique de l'Ingénieur*, C303.
- Cui Y.J., Lu Y.F., Delage P., Riffard M. (2005). Field simulation of in-situ water content and temperature changes due to ground-atmospheric conditions. *Géotechnique*, 55(7), 557-567.
- Delage P. et Cui Y.J. (2000). L'eau dans les sols non saturés. *Technique de l'Ingénieur*, C301-1 – C301-20 et Doc. C304-1 – C304-2.

- De Vries D. A. (1963). Thermal properties of soils. In physics of plan environment. Edited by W. R. Van Wijk, North Holland Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands, 210-235.*
- Feddes R. A., Kowalik P. J., Zaradny, H. (1978). Simulation of field water use and crop yield. Wageningen Center for Agriculture and Documentation, Wageningen, The Netherlands.
- Ferber V. et Delfaut A. (2000) Application des sondes de diagraphies nucléaires dans le domaine du contrôle des fondations profondes et des comblements de cavités souterraines. Bull. des Laboratoires des Ponts et Chaussées, n°228, réf. 4337, pp. 87-98.
- Khire M., Benson C., Bosscher P. (1997). Water Balance Modeling of Earthen Final Covers. Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 123(8), 744-754.
- Mantho A-T. (2005). Echange sol-atmosphère. Application à la sécheresse. Thèse de doctorat de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées (ENPC). 250 p.
- Martin R. et Meillier D. (2002). Instrumentation du site de Roquevaire (13). Un système d'acquisition autonome développé autour d'une canne de mesure de teneurs en eau du sol. Rapport interne BRGM/RP-MODEM2-FR, 35 p.
- Molz F. J., et Remson I. (1970). Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. Water Resour. Res., 6(5), 1346-1356.
- Penman H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Meteorol. Soc., London, A 193, pp. 120-145
- Pereira dos Santos L.A. (1997). Développement d'une nouvelle méthode de détermination des profils de teneur en eau dans les sols par inversion d'un signal TDR. Thèse Université Joseph Fourier-GrenobleI, LTHE, 354 p.
- Tanner C. B. (1960). Energy balance approach to evapo-transpiration from crops. Proc. Soil Sci. Soc. Am. 24, 1-9.*
- Vrugt J. A., Hopmans J. W., Simunek J. (2001). Calibration of a two-dimensional root water uptake model. Soil Sci. Soc. Amer. J., 65, 1027-1037.
- Whisler F. D., Klute A., Millington R. J. (1968). Analysis of steady state evapotranspiration from a soil column. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 32, 167-174.
- Wilson G.W., Fredlund D.G., Barbour, S.L. (1994). Coupled soil-atmosphere modelling for soil evaporation. Can. Geotech J., No. 31, 151-161.*
- Xu Q. et Qiu C.J. (1997). A variational method for computing surface heat fluxes from ARM surface energy and radiation balance system. Journal of Applied Meteorology, 36(1), 3-11

Tableau 1. Paramètres utilisés pour le site de Boissy-le-Châtel

Chaleur spécifique	$C_s$ (J/m <sup>3</sup> °C)	2,24 x 10 <sup>6</sup>
	$C_w$ (J/m <sup>3</sup> °C)	4,15 x 10 <sup>6</sup>
Conductivité hydraulique	$k_s$ (m/s)	1,32 x 10 <sup>-6</sup>
	$k_{wl}$ (m/s)	2,0 x 10 <sup>-7</sup>
	$s_l$ (kPa)	600
	$\xi$	1,48
Teneur en eau volumique	$\theta_{ws}$	0,40
	$\theta_{wl}$	0,34
	$s_l$ (kPa)	5,7
	$\varsigma$	2,18
Autres paramètres	$m_2^w$ (kPa <sup>-1</sup> )	9,1 x 10 <sup>-3</sup>
	$\delta$	1,41

Table 2 Paramètres utilisés pour le remblai expérimental du CER de Rouen

Chaleur spécifique	$C_s$ (J/m <sup>3</sup> °C)	2,24 x 10 <sup>6</sup>
	$C_w$ (J/m <sup>3</sup> °C)	4,15 x 10 <sup>6</sup>
Conductivité hydraulique	$k_s$ (m/s)	1,5 x 10 <sup>-9</sup> ; (6 x 10 <sup>-9</sup> m)*
	$k_{wl}$ (m/s)	1,15 x 10 <sup>-10</sup>
	$s_l$ (kPa)	40
	$\xi$	1,25
Teneur en eau volumique	$\theta_{ws}$	0,33 ; (0,44)*
	$\theta_r$	0,05
	$\theta_{wl}$	0,26
	$s_l$ (kPa)	30 ; □50)*
	$\varsigma$	1,0
Autre paramètre	$m_2^w$ kPa <sup>-1</sup>	6 x 10 <sup>-3</sup>

\* Valeurs utilisées pour les couches 1 à 5.

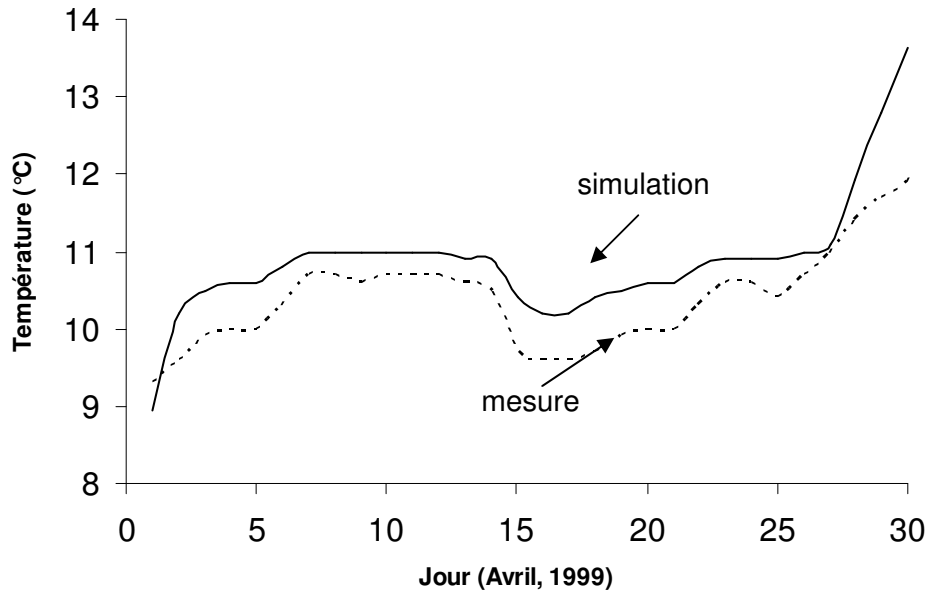


Figure 1. Comparaison entre les variations de température calculées et mesurées à la profondeur de 0,5 m

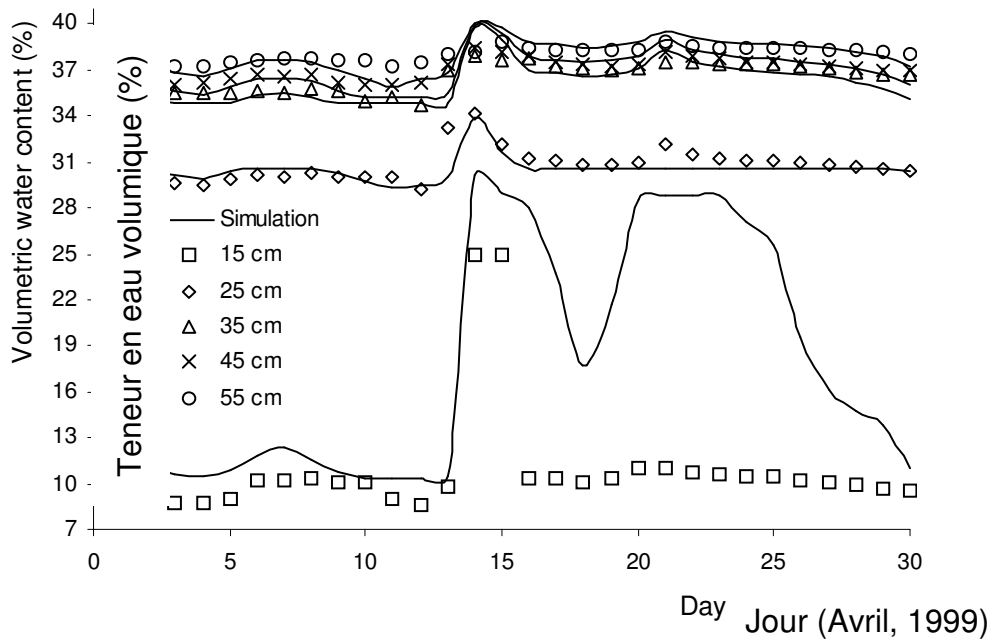


Figure 2. Comparaison entre les variations de teneur en eau volumique calculées (traits continus) et mesurées (symboles)

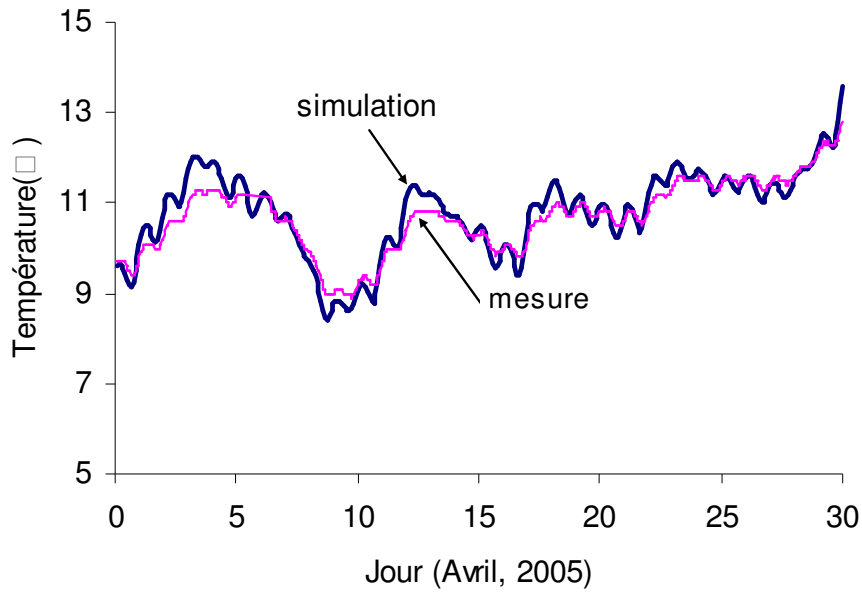


Figure 3. Comparaison entre les variations de température calculées et mesurées, à 34 cm de la surface du remblai

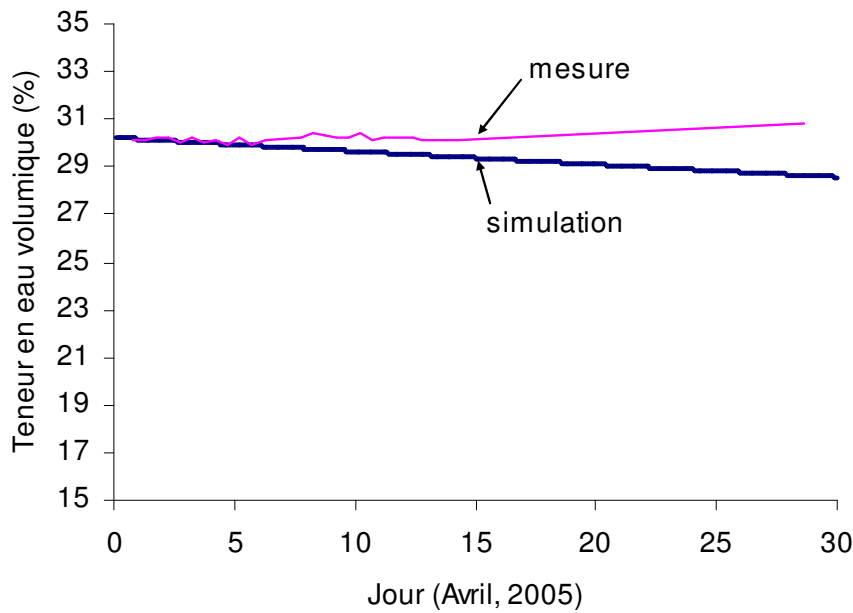


Figure 4. Comparaison entre les variations de teneur en eau volumique calculées et mesurées, à 34 cm de la surface du remblai

# **An infiltration chamber for the studies of water transfer in compacted expansive clays**

**Anh-Minh TANG, An-Ninh TA, Yu-Jun CUI, and Jérémy THIRIAT**

Ecole des Ponts – ParisTech, U.R. Navier – CERMES, 6 – 8 av. Blaise Pascal, Cité Descartes, Champs – sur – Marne, 77455 MARNE – LA – VALLEE, France

## **Corresponding author**

Yu-Jun CUI

ENPC/CERMES

6 – 8 av. Blaise Pascal, Cité Descartes, Champs – sur – Marne

77455 Marne – la – Vallée cedex 2

France

Phone : +33 1 64 15 35 50

Fax : +33 1 64 15 35 62

Email : [cui@cermes.enpc.fr](mailto:cui@cermes.enpc.fr)

## **Abstract**

A large-scale infiltration chamber was developed to study the water transfer in compacted expansive clay. Volumetric water content sensors were buried in a soil column for water content monitoring during infiltration. In addition to water content, soil suction and temperature at various locations and the heave at the soil surface were also monitored. Emphasis was put in minimizing the effect of sensors installation on water transfer and soil deformation. The results obtained for 338-day infiltration were presented in terms of changes of suction, volumetric water content, temperature and the soil heave. Based on the recorded data, the performance and limitation of different suction and volumetric water content sensors and the adopted test procedure were analyzed. Note also that the results constitute useful data for further physical analysis or numerical models calibration.

Key-words: Infiltration chamber, expansive clay; suction; water content; monitoring; soil heave.

## Introduction

The water transfer in compacted expansive soil is a key issue in geotechnical and geo-environmental engineering: in the safety assessment of geological radioactive disposal (Alonso et al., 2008) and surface waste disposal (Chapuis, 2002; Albright et al., 2006; Delage and Romero, 2008); in the analysis of the impact of seasonal changes on the behavior of embankments and dams (Ridley et al., 2003); in the analysis of soil-structure interaction caused by swell/shrinkage of expansive soils (Abduljawwad et al., 1998); in the assessment of surficial stability of compacted clay slopes (Day and Axten, 1989; Aubeny and Lytton, 2004). From an experimental point of view, the water transfer analysis requires measurement of soil suction or water content. Tarantino et al. (2008) present a review of techniques for field study on water transfer in unsaturated soils and show that several techniques are available for field measurement of suction, water content and unsaturated hydraulic conductivity. Nevertheless, as the boundary conditions in the field cannot be controlled and are difficult to measure (Cui et al., 2005; Cui and Zornberg, 2008) additional laboratory tests are often required for field studies.

In laboratory, the unsaturated hydraulic conductivity of soil can be measured by various methods among which unsteady methods such as the instantaneous profile method (Daniel, 1982) are the most suitable for clayey soils (Benson and Gribb, 1997). After Masrouri et al. (2008), unsaturated hydraulic conductivity of expansive soils is often determined in constant-volume conditions. This condition is verified in the case of engineered clay barriers used in the geological radioactive waste disposal. Indeed, the host geological barrier constrains the swelling of engineered clay barriers upon wetting (Robinet and Rhattas, 1995; Loiseau et al., 2002; Kröhn, 2003). Nevertheless, in most cases, swelling takes place during infiltration (Kim et al., 1999; Lemaire et al., 2004). With soil swelling, the advance rate of wet front at free-swell conditions was significantly higher than at constant-volume conditions (Yong and Mohamed, 1992; Cui et al., 2008*b*). This shows the importance of the coupling between water transfer and soil volume change during infiltration in compacted expansive soils.

Further examination of laboratory infiltration studies reveals that, in the determination of unsaturated hydraulic conductivity by the instantaneous profile method, only the soil suction was continuously monitored (Daniel, 1982; Chiu and Shackelford, 1998; Bruckler et al., 2002; Loiseau et al., 2002), the water content evolution being deduced from the water retention curve that is separately determined. In the works of Robinet and Rhattas (1995) and Kröhn (2003), the infiltration test was stopped after a predefined period and the soil sample was dismantled for the direct determination of water content by oven-drying. Obviously, the number of water content profiles was limited by the number of tests performed. In the works of Kim et al. (1999) and Lemaire et al. (2004), the dual-energy gamma-ray technique was used for monitoring the variations of water content profile along the clay sample. Compared to the method employed by Robinet and Rhattas (1995) and Kröhn (2003), this method has the advantage of being non-destructive; but it needs sophisticated installation and is time consuming (Masrouri et al., 2008).

Laboratory infiltration tests with both continuous suction and water content monitoring require usually medium to large-scale equipments (Meerdink et al., 1996; Stormont and Anderson, 1999; Choo and Yanful, 2000; Yang et al., 2004) where suction is monitored by tensiometers or psychrometers while volumetric water content is monitored by TDR probes.

Note that for the suction measurement, good contact should be ensured between the sensors and the soil, and for the measurement of water content using TDR probes full insertion of the wave guides into the soil is needed. After Yang et al. (2004), embedding the full length TDR's waveguides in the soil allows a more accurate water content measurement.

In the present work, a laboratory infiltration chamber was developed for the studies on water transfer in compacted expansive clays. Compacted Romainville expansive clay was tested. During water infiltration, the measurements of suction, volumetric water content and temperature were made at various locations. The soil heave was also monitored using 15 LVDT (Linear Variable Differential Transformer) on soil surface. A wide range of suction (from 0 to 100 MPa) was covered by three types of sensors: (1) sensors measuring the relative humidity in air-filled pores; (2) psychrometers for the total suction; and (3) high-capacity tensiometers for the matric suction. Volumetric water content was monitored using dielectric methods. These sensors were fully buried in the soil allowing free displacement of the sensors with soil deformation. A large soil volume was considered (800 × 1000 mm section with an initial height of 1000 mm). This is mainly justified by the significant volume of the sensors; a small soil volume would lead to unrepresentative measurements because of influence of the sensors on both water transfer and soil deformation. Moreover, the large soil section allowed minimizing the effect of the friction between the sidewall of the chamber and the soil on the total soil heave in the central part. An infiltration of 338 days was performed and in this paper, the results are presented in terms of variations of suction, volumetric water content, temperature, and displacement observed on the soil surface. It is worth mentioning that even though the boundary conditions of the test performed do not correspond exactly to the field conditions in the applications cited previously, it is thought that the results obtained provide useful information to understand the field observations. Furthermore, the data recorded being complete covering at the same time changes in suction, volumetric water content, temperature and displacement, they can be quite useful for further theoretical and numerical analysis.

## Experimental setup

The schematic views of the experimental setup are presented in Fig. 1 and a picture is presented in Fig. 2. The soil was compacted in an acrylic transparent chamber with a 20-mm-thick wall, 800-mm internal width and 1000-mm internal length, 1550-mm height (Fig. 1a). The chamber is constituted of four separated acrylic plates joined together by epoxy glue on the four corners. The bottom of the chamber is fixed on a PVC plate (30-mm thick). On the top, an acrylic cover is used. The system is strengthened by four vertical metallic stiffeners on the four corners and confined by various lateral metallic stiffeners in order to provide a good resistance against the lateral stress developed during wetting of the soil. The joints between the plates are finally sealed by silicon glue to prevent any leakage.

The details of the sensors used are presented in Table 1 and their locations are shown in Fig. 1. The distribution of the displacement sensors (LV) is shown in Fig. 1b. Five ThetaProbe sensors (TP) were buried in the soil (Fig. 1c). On the opposite side, five ECH<sub>2</sub>O-TE sensors (EC) were buried at the same levels. These sensors that allow the measurement of volumetric water content were installed every 200 mm along the height of the chamber. Fig. 1c shows the 10 temperature sensors (PT) located every 100 mm along the height. The locations of high-capacity tensiometers (TS) and relative humidity sensors (RS) are indicated in Fig. 1d (section B-B). Each type of sensor was installed every 200 mm on both sides, allowing one

measurement every 100 mm along the height from each type of sensor. The RS sensor T3111 is a programmable temperature and humidity transmitter which is equipped with temperature and relative humidity sensors. The transmitter contains a microprocessor-based control circuitry in a durable plastic case with connection terminals and sensors in a filter with stainless steel mesh. The same distribution pattern was used for the installation of the psychrometers (PS) as shown in Fig. 1e (section C-C).

The details of the plugs designed for the installation of each type of sensor are shown in Fig. 3. The supports for ThetaProbe, ECH<sub>2</sub>O-TE and PT sensors (Fig. 3a) ensure the watertightness with the passages of cables. The RS sensor measures the relative humidity in a small chamber (Fig. 3b) communicating with the soil through a porous metallic body. As for the tensiometers (Fig. 3c), they were kept in direct contact with the soil.

The water flow system for the infiltration chamber included the rainfall distributor and the drainage system. For the rainfall distributor, four perforated tubes with very small holes were installed on the cover of the chamber. These tubes were connected to a tap of the local water system in the laboratory through a volume meter ( $\pm 50 \times 10^{-6} \text{ m}^3$  of accuracy) and a flow meter ( $\pm 1.5 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$  of accuracy). Within this rainfall distributor, water can flow to the soil surface in a satisfactorily uniform pattern and at a controlled flow rate. For the drainage system, the soil was compacted on a layer of gravel ( $d = 2 - 5 \text{ mm}$ ) of 30-mm thick separated by a layer of geotextile of 1-mm thick. Two outlets were perforated close to the bottom of the chamber for water and air drainage.

## Material and experimental procedures

The Romainville clay taken from a quarry in Cormeilles - en - Parisis, 25 km north-west from Paris, was studied. A general view of the geological profile of the site was presented by Arnould (2006). Its geotechnical properties (after Audiguier et al., 2007; Laribi et al., 2008) are presented in Table 2. According to the Casagrande's classification criterion, the soil is a high plasticity clay. It belongs to CH following the USCS soil classification system.

The soil transported to the laboratory was air-dried, crushed and sieved through a 2-mm sieve. It was then stocked in a sealed box for several days in order to homogenize its water content prior to the compaction. The water content at which the clay was compacted was 5.7%. For the compaction of the soil, 56.86 kg of the air-dried soil was first poured into the chamber and compacted manually to have a layer of 50-mm thick. That corresponds to a dry density of  $1.35 \text{ Mg/m}^3$  that was similar to the in-situ dry density (Cui et al., 2006). The void ratio and degree of saturation after compaction were 1.07 and 15.6%, respectively. This procedure of compaction by layer was repeated until reaching the total height of 1000 mm. Note that this procedure allows obtaining a satisfactory homogeneity in the soil in terms of dry density variations.

During compaction, the installation of sensors buried in the soil was performed between the compaction of soil layers. The ECH<sub>2</sub>O-TE and PT sensors were installed on the compacted soil layer prior to pouring the subsequent soil layer. The installation procedure of ThetaProbe is shown in Fig. 4. After the compaction of the soil layer at the defined level, a hole having similar dimension of the sensor was created manually. The sensor was then placed

horizontally in the hole by inserting the 4 steel guides inside the soil. The hole was finally filled and manually compacted with a calculated quantity of soil in order to ensure the same dry density of the soil ( $1.35 \text{ Mg/m}^3$ ). This procedure aimed at minimizing the effect of the sensors installation on the soil density.

The dielectric sensors (ThetaProbe and ECH<sub>2</sub>O-TE) were calibrated prior to use. For this purpose, Romainville clay was compacted at various water contents to a dry density of  $1.35 \text{ Mg/m}^3$ . After the compaction, the sensors were then inserted into the compacted sample for the measurement. In Fig. 5, the volumetric water content ( $\theta$ ) of the compacted samples (determined using the gravimetric water contents by oven-drying and the global dry density) is plotted versus the square root of dielectric constant ( $\sqrt{\epsilon}$ ) provided by the ThetaProbe sensor. The following best fitted curve was found:

$$\theta = 2.5483(\sqrt{\epsilon})^2 - 4.0981\sqrt{\epsilon} + 0.0099 \quad [1]$$

This equation was established based on the measurements made in the range of volumetric water content from 0 to 50%. In Fig. 6, the volumetric water content ( $\theta$ ) of the compacted samples (also determined using the gravimetric water contents by oven-drying and the global dry density) is plotted versus the raw value (RAW) provided by the ECH<sub>2</sub>O-TE sensor. A linear relationship can be proposed:

$$\theta = 0.1049(\text{RAW}) - 65.47 \quad [2]$$

Note that Decagon (2007) proposed a similar linear equation for mineral soils.

Chronologically, if the time for completion of the compaction is considered as  $t = 0$ , the relative humidity sensors and the displacement transducers (LV) were installed at  $t = 19$  days. The system was then sealed to reach its equilibrium state for 25 days ( $t = 45$  days). Infiltration was then started by rainfall on the soil surface at a rate of  $0.6 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{mn}$ . The rainfall was stopped at  $t = 48$  days, providing a total volume of water to the soil of  $0.09 \text{ m}^3$ . From  $t = 48$  days to  $t = 73$  days, no more water was added. Because it was difficult to control the water level above the soil surface when fixing the rainfall intensity at  $0.6 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{mn}$ , from  $t = 73$  days, a permanent layer of water (10 – 40 mm) was kept on the soil surface. Subsequently, when the level of the water layer was lower than 10 mm,  $0.02 \text{ m}^3$  of water was added, elevating the water level by 25 mm. The total volume of water added ( $Q_{\text{inlet}}$ ) was plotted versus elapsed time as shown in Fig. 7a.

## Experimental results

The results are presented in terms of changes in relative humidity ( $RH$ ) (Fig. 7b), volumetric water content measured by ThetaProbe sensors ( $\theta_{TP}$ ) (Fig. 7c) and ECH<sub>2</sub>O-TE sensors ( $\theta_{EC}$ ) (Fig. 7d) and heave at soil surface (Fig. 7e). Note that the relative humidity sensors and the displacement transducer (LV) were installed at  $t = 19$  days and the system was then sealed for 25 days (until  $t = 45$  days) to reach its equilibrium state. At the end of the equilibration period, the relative humidity measured was  $50 \pm 1\%$  except that measured by the RS10 sensor. For RS10 which was situated close to the soil surface, the relative humidity was equal to 56% after the installation and then decreased progressively to 53% at  $t = 45$  days. Actually, during the installation of the displacement transducers (at  $t = 19$  days), the cover of the chamber was opened, and the soil on the surface would be humidified by the air in the laboratory. After covering the chamber, the relative humidity at the soil surface decreased approaching the

value at lower soil layers. The volumetric water content at the end of the equilibration period was  $12 \pm 1\%$  for  $\theta_{TP}$  and  $9 \pm 1\%$  for  $\theta_{EC}$ , significantly higher than the global volumetric water content (7.7%) estimated by considering a gravimetric water content of 5.7% and a dry density of  $1.35 \text{ Mg/m}^3$ .

Fig. 7b shows that after the start of infiltration at  $t = 45$  days, the relative humidity measured at a depth of 50 mm (RS10) started to increase at  $t = 46$  days and reached 96% after one day ( $t = 47$  days). The relative humidity measured at a depth of 150 mm (RS9) started to increase at  $t = 47$  days and reached 90% at  $t = 50$  days. During the period  $t = 48 - 73$  days where no more water was added, the relative humidity measured at these two depths remained high while that of RS8 (at 250-mm depth) and RS7 (at 350-mm depth) increased significantly. The relative humidity measured at deeper levels remained unchanged during this period. For the second phase of infiltration (from  $t = 73$  days), the relative humidity measured by the other sensors increased progressively, as a function of the distance from the sensor to the surface. In addition, the rate of the relative humidity increase was lower at deeper levels: for instance, 20 days were needed for RS6 (at 450-mm depth) to have the relative humidity increases from 50 to 96% ( $t = 90 - 110$  days) while 150 days were needed for RS2 at 850-mm depth ( $t = 150 - 300$  days).

The observations made on the changes in volumetric water content from the ThetaProbe sensors were similar to those from the relative humidity sensors (see Fig. 7c). The start of infiltration at  $t = 45$  days induced a quick increase of the volumetric water content measured at 50-mm depth (TP5) from 11 to 52% after 2 days. During the period of  $t = 48 - 73$  days where no more water was added, this value decreased slightly to 46% while that measured at 250-mm depth (TP4) increased progressively to 20%. For the second phase of infiltration (from  $t = 73$  days), the volumetric water content measured at 50-mm depth (TP5) started first to increase quickly from 46 to 52% after 1 day. It continued to increase during the infiltration and reached 77% at  $t = 300$  days. At  $t = 76$  days, the volumetric water content measured at 250-mm depth (TP4) started to increase quickly (from 21%) and reached 47% after 2 days. It continued to increase and stabilized at 52% ( $t = 100$  days). For the other ThetaProbe sensors, the larger the depth, the later the increase of volumetric water content. In addition, the final value of volumetric water content at a deeper sensor was lower. For instance, at  $t = 300$  days, it was equal to 77% at 50-mm depth (TP5) against 47% at 650-mm depth (TP2). Note that the estimated volumetric water content at saturated state was 49% (corresponding to a density of soil particles of  $2.67 \text{ Mg/m}^3$  and a dry density of  $1.35 \text{ Mg/m}^3$ ). This high volumetric water content obtained at 50-mm depth (TP5) would be explained by a significant swelling of the soil near the surface; a volumetric water content of 77% (at saturated state) corresponds to a dry density of  $0.58 \text{ Mg/m}^3$ . On the other hand, as the ThetaProbe was calibrated only in the range of volumetric water content from 0 to 50% (Fig. 5), this high volumetric water content would be also affected by the lack of accuracy.

The ECH<sub>2</sub>O-TE sensors were installed at the same levels as for the ThetaProbe sensors. Fig. 7d shows that the increase of the volumetric water content measured by the ECH<sub>2</sub>O-TE sensors during infiltration was similar to that by the ThetaProbe sensors. For instance, the volumetric water content measured at 50-mm depth (EC5) increased quickly at  $t = 45$  days from 9% and reached its maximum at 49% after 2 days. That was similar to the response of ThetaProbe TP5 embedded at the same level. Nevertheless, significant difference can be observed between the two types of sensors after reaching high volumetric water contents. For the ThetaProbe sensors, from  $t = 73$  days (second stage of infiltration), the volumetric water content increased continuously and stabilized at about 50% (except that measured at 50-mm

depth, TP5). On the contrary, for ECH<sub>2</sub>O-TE sensors, the volumetric water content reached first a big value (between 60-70%) and then decreased significantly.

As far as the heaves are concerned (Fig. 7e), after the start of infiltration, at  $t = 45$  days, it increased quickly and reached  $29 \pm 1$  mm after 2 days. During the period of  $t = 47 - 73$  days where no more water was added, the heaves continued to increase but at a significantly lower rate until it reached  $34 \pm 2$  mm at  $t = 73$  days. During the second phase of infiltration (from  $t = 73$  days) where a layer of water was permanently maintained on the soil surface, the heaves increased quickly in the beginning and trended to stabilize at the end of infiltration. The measurement was stopped at  $t = 283$  days and the final heaves measured were in the range of 105-127 mm.

For further analysis, the results presented in Fig. 7b were used to plot the profiles of relative humidity at various times (Fig. 8). In this figure, the elevation  $h$  was calculated from the bottom of the soil column (from the level of the geotextile). Prior to the infiltration ( $t = 45$  days), the relative humidity in the soil column was equal to 50%. When water was applied to the soil surface, it increased quickly at the highest layer: at  $t = 50$  days, it was higher than 90% for  $h > 840$  mm. At  $t = 100$  days, the relative humidity was close to 100% for  $h > 640$  mm while it remained unchanged at  $h < 440$  mm. This transient zone ( $h = 440 - 640$  mm), where the soil started to be wetted but did not reach saturation, enlarged with increasing time  $t$  ( $h = 140 - 440$  mm at  $t = 150$  days;  $h = 40 - 340$  mm at  $t = 200$  days). Note that in this figure, the relative humidity at the bottom was assumed to be constant at 50% which was the relative humidity of the air in the laboratory. Actually, as described previously (Fig. 1), the soil was compacted on a layer of gravel which was in contact with two air outlets. The bottom of the compacted soil column can be then assumed to be in contact with air in the laboratory. Thus both the relative humidity and the air pressure in the soil at the bottom corresponded to the conditions of the air in the laboratory.

The evolution of the volumetric water content measured by ThetaProbe sensors was plotted versus time in Fig. 9. In this figure, the elevation  $h$  corresponds to the initial position of the ThetaProbe sensors (the position would change due to soil swelling during infiltration). As mentioned previously, the volumetric water content at saturated state at a dry density of  $1.35 \text{ Mg/m}^3$  was estimated at 49%. During infiltration, the swelling corresponded to a decrease of dry density and thus resulted in an increase of volumetric water content at saturated state. For the purpose of simplicity, in this analysis the soil was assumed to be saturated when the volumetric water content measured by ThetaProbe exceeded 49%. Fig. 9 shows that the saturated zone ( $\theta_{TP} > 49\%$ ) was advancing from the soil surface quickly in the beginning of the infiltration, but at a decreasing rate. For instance, at  $t = 100$  days, the soil was saturated for  $h > 740$  mm; and then  $h > 540$  mm at  $t = 150$  days;  $h > 340$  mm at  $t = 200$  days. Note also that at  $t = 300$  days the soil at  $h = 140$  mm still remained unsaturated.

Based on the heave data recorded by the LV sensors (15 points, see Fig. 1b) and the measurements performed using a ruler (accuracy:  $\pm 1$  mm) through the acrylic transparent walls of the chamber, the heave of the soil surface at  $t = 283$  days was plotted in a 3-D graph (Fig. 10). The maximum heave (120 – 130 mm) was observed in the central part of the surface while the minimum heave (60 – 80 mm) was observed on the four corners. The heave measured beside the walls remained lower than 100 mm.

The sensors measuring the soil suction at relatively low range (psychrometers and tensiometers) were unfortunately available only for the last months of the test. The results are

presented in Fig. 11, together with the data regarding temperature. In Fig. 11a, the total suctions measured by psychrometers are plotted. The total suction measured at  $h = 40$  mm (PS1) was equal to 8 MPa (higher limit for the used psychrometer) at  $t = 304$  days, and it decreased to 2.21 MPa at  $t = 338$  days. The total suction measured at  $h = 140$  mm (PS2) decreased from 0.85 MPa ( $t = 285$  days) to 0.16 MPa ( $t = 338$  days). The total suction measured at  $h = 240$  mm (PS3) fluctuated around 0.1 MPa. At higher elevation, the total suction was lower than the lower limit of psychrometers (0.05 MPa) and no results are then available.

The results obtained from the tensiometers are presented in Fig. 11b. After installation of the tensiometers, approximately 15 days were required to reach equilibrium. At  $h = 240$  mm (TS3), the matric suction was equal to 50 kPa. It is lower but in the same order of magnitude of the total suction measured by the psychrometer PS3 at the same level. Note that the total suction is the sum of matric suction and osmotic suction and this latter was not measured. Lower matric suctions were recorded at higher elevation, in concordance with advancing of the infiltration front.

The variations of temperature are presented in Fig. 11c for the PT sensors within the soil and in Fig. 11d for the RS sensors beside the walls (see also Fig. 1). It can be observed that the diurnal variation of the RS sensors ( $\pm 1^\circ\text{C}$ ) was more pronounced than that of PT sensors ( $\pm 0.1^\circ\text{C}$  except for PT10).

The suction profile at  $t = 300$  days measured by the three types of sensors was plotted in Fig. 12. The total suction at  $h = 0$  was assumed to be equal to that imposed by the conditions of the ambient air ( $RH = 50\%$  and  $T = 20^\circ\text{C}$ , corresponding to  $s = 94$  MPa, see Tang and Cui, 2005). At  $h = 40$  mm,  $s = 18.5$  MPa corresponding to a relative humidity of 87%. At higher elevation, the relative humidity was higher than 96% ( $s < 6$  MPa). In this suction range, the error of measurement by RS sensor becomes significant (see Delage et al., 1998) and for this reason, these measurements were not considered. Three values of suction are available at  $t = 300$  days for the psychrometers, corresponding to  $h = 40, 140$  and  $240$  mm. The range of the total suction measured by psychrometers was 0.05 - 8 MPa (see Table 1). For the tensiometers, the values of matric suction at  $h = 240, 340$  and  $440$  mm are available. The results plotted in Fig. 12 show a satisfactory agreement between the measurements by the three types of sensors since all the results can be almost fitted with only one curve. To a certain extent, this also indicates that the total suction is approximately equal to the matric suction in the studied Romainville clay, the osmotic suction being negligible.

The volumetric water content (measured by the ThetaProbe) was correlated with the suction measured by the RS sensors (for  $s > 6$  MPa), psychrometers (for  $s = 0.05 - 8$  MPa) and tensiometers (Fig. 13). One data set (volumetric water content and suction) every 30 days was taken from the measurements at each level. A satisfactory linear correlation was obtained in a  $\theta - \log(s)$  plot. This relationship, which is independent of the sensors positions and of time, correspond to the wetting path of the soil water retention curve.

## Discussion

In this work, an infiltration test was performed by wetting compacted Romainville clay from the top surface and monitoring the change of relative humidity, volumetric water content,

suction and temperature at various locations and the heave on the soil surface. The changes of relative humidity with time (Fig. 7b) are similar to that obtained by Loiseau et al. (2002) when wetting a compacted expansive soil under confined condition: the relative humidity close to the wetting end increased quickly while the rate of increase was lower at larger distances from the wetting end. This pattern is equally similar to that observed on the volumetric water content measured by ThetaProbe sensors (Fig. 7c) and to that obtained by Kröhn (2003).

The results of the volumetric water content measured by ThetaProbe sensors are in agreement with the results of suction. That confirms the validity of the sensor on one hand and that of the experimental procedure applied on the other hand. In fact, the performance of the ThetaProbe sensors in field conditions was shown in various works (Lukangu et al., 1999; Robinson et al., 1999; Verhoef et al., 2006; Smethurst et al., 2006; Zhan et al., 2007). The results obtained in this study show that the compaction procedure used allowed avoiding the effect of sensors installation on the soil density. In addition, the volume of the ThetaProbe sensors buried in the soil was negligible (comparing to the large dimension of the infiltration chamber), and therefore the sensors did not significantly influence the water transfer. The initial volumetric water contents measured by ThetaProbe and ECH<sub>2</sub>O-TE sensors were similar; that confirms the homogeneity of the compacted soil in terms of both density and water content.

As shown in Fig. 7, when the volumetric water content became higher than 50%, the responses of ECH<sub>2</sub>O-TE sensors were different from that of ThetaProbe sensors. This can be explained by the limited measurement range provided by the ECH<sub>2</sub>O-TE sensors. Indeed, after Decagon (2007), and Kizito et al. (2008), the ECH<sub>2</sub>O-TE sensor provides accurate measurements in the range of volumetric water content from 0 to 50%. For higher values, more calibrations are required.

The variations of heave with time recorded (Fig. 7e) are similar to that observed by Abduljawwad et al. (1998) and Kim et al. (1999): wetting induced a quick increase of heave and the rate decreased then progressively with time. The 3-D presentation of heave at  $t = 283$  days (Fig. 10) shows a significant boundary effect: the heave measured in the middle zone of the surface (120 – 130 mm) was twice of that on the corners (60 – 80 mm). The significant boundary effect can be attributed to the friction between the walls of the infiltration chamber and the soil; this friction decreased the soil swelling as the vertical stress does in oedometer condition. Indeed, most works have showed that the maximum swelling strain recorded on expansive soils upon wetting in oedometer decreased drastically when the vertical stress increased. As a consequence, the measurements provided by the suction sensors near the edge of the chamber affected by the edge friction and corresponding constraint on the porosity, and do not represent the suction changes in the central part of the chamber.

The boundary effect can be also observed on the temperature measurement (Fig. 11): the diurnal variation of  $T$  measured within the soil column ( $\pm 0.1$  °C) was significantly lower than that measured on the walls ( $\pm 1$  °C). In addition,  $T$  measured close to the soil surface (PT10) fluctuated with higher amplitude than other PT sensors.

The time needed to reach suction equilibrium was quite long for the tensiometers: 15 days (see Fig. 11). This long time is related to the low permeability of compacted expansive soils (Singh and Kuriyan, 2003; Oliveira and Marinho, 2008). In addition to the limited range of suction for the tensiometers (lower than 1.5 MPa), this long equilibrium time is another drawback of the tensiometers when used to monitor the soil suction in expansive soils. This is

probably the reason why tensiometers have been not commonly used in the studies on expansive soils. In addition, as stated by Cui et al. (2008a), the high-capacity tensiometer is slightly sensitive to temperature changes (the pressure given increases with the temperature rise at a rate of 1 kPa/°C). For this reason, the accuracy of the tensiometers used in the conditions of the present test can be estimated at 1 kPa. That corresponds equally to the level of positive pore water pressure in the flooding condition (100 mm of water). Obviously, this water level can not be monitored by the high-capacity tensiometers used.

Future studies have been planned for the near future using this infiltration chamber. Firstly, the results obtained (simultaneous measurement of suction and volumetric water content) can be analyzed for determining the unsaturated hydraulic conductivity using the instantaneous profile method (Daniel, 1982; Meerdink et al., 1996; Chiu and Shackelford, 1998; Cui et al. 2008b). Following this method, the hydraulic gradient ( $i$ ) at an elevation  $h$  and at a time  $t$  is determined from the tangent of the suction profiles; the water flux is deduced from the volumetric water content profiles; the unsaturated hydraulic conductivity can then be determined by applying the generalized Darcy's law.

There are other methods for analyzing such experimental data. In the work of Robinet and Rhattas (1995), the unsaturated hydraulic conductivity was evaluated using a simple theoretical approach considering the presence of water in two forms, adsorbed and capillary. Water pressure and gas pressure were used as variables. Kim et al. (1999) used a one-dimensional numerical model to analyze the soil deformation and unsaturated transient water flow in swelling soil based on a laboratory infiltration test. The Wind's method, previously described to estimate soil hydraulic properties under evaporation conditions, was applied to infiltration conditions by Bruckler et al. (2002). Lemaire et al. (2004). They analyzed the water transport occurring in an infiltration test on an expansive clay using the common diffusion equation involving Boltzmann variable. A parameter of hydraulic diffusivity was deduced using Matano's method. After Lemaire et al. (2004), two fluid transport mechanisms were involved in the test performed: imbibition of the microporosity in the scale of clay grains and capillary imbibition in the mesoporosity around the clay grains.

The results obtained in this study are in agreement with existing data, confirming that the size of the chamber is large enough for neglecting the effect of embedded sensors on the water transfer and soil swelling. On the other hand, the large size of the section allows developing studies on the soil-atmosphere interaction when rainfall, solar radiation, air circulation with controlled relative humidity are applied on the soil surface. The development of such a system can be based on the works reported by several authors as Kohsiek (1981), van de Griend and Owe (1994), Aluwihare and Watanabe (2003). Note however that most studies on soil-atmosphere interaction are usually conducted with soil and/or climate monitoring in field condition (Tsaparas et al., 2003; Fityus et al., 2004; Smethurst et al., 2006; Zhan et al., 2007; Cui and Zornberg, 2008).

## Conclusion

A large-scale infiltration chamber was developed in order to study the water infiltration in compacted expansive Romainville clay. The soil sample was instrumented by various suction sensors (high capacity tensiometer, psychrometer, and relative humidity sensor), volumetric water content sensors (ThetaProbe and ECH<sub>2</sub>O-TE), temperature sensors and displacement

sensors. A specific installation was adopted for each type of sensor. Emphasis was put in minimizing the effect of sensors installation on water transfer and soil deformation. An infiltration test was performed with monitoring for 338 days. The following conclusions can be drawn:

- Monitoring total suction changes by measurement of relative humidity at various locations allowed tracking the water transfer in the soil; but these measurements are only valid for the high suction range and therefore should be completed with the measurements by other types of sensors for lower range of suction (psychrometer, tensiometer). The results obtained show a good agreement between the three types of suction sensors. Note however that long equilibrium time was required when using high-capacity tensiometers for suction monitoring in expansive soils as Romainville clay.
- Sensors for monitoring the volumetric water content were buried inside the soil column, which allowed the free displacement of the sensors with the soil during infiltration. The good agreement between water content measurement and suction measurement confirm that the dimensions of the soil sample were large enough to minimize the effect of the sensors on water transfer.
- Heave measured at various locations on the soil surface showed a significant effect of the chamber-soil friction on the soil swelling, the heave measured in the middle of the surface being twice that on the corners.
- With the experimental procedure applied, the response of the ThetaProbe sensor has been found to be in agreement with that of suction measurement while the response of the ECH<sub>2</sub>O-TE showed some anomalies.

## Acknowledgments

This work was carried out within the framework of the research project “Aléa et Risque Sécheresse” supported by the MAIF Foundation.

## References

- Abduljawwad, S. N., Al-Sulaimani, G. J., Basunbul, I. A., and Al-Buraim, I., 1998, "Laboratory and field studies of response of structures to heave of expansive clay," *Géotechnique*, Vol. 48, No. 1, pp. 103-121.
- Alonso, E. E., Springman, S. M., and Ng, C. W. W., 2008, "Monitoring Large-Scale Tests for Nuclear Waste Disposal," *Geotechnical and Geological Engineering*, Vol. 26, No. 6, pp. 817 – 826.
- Albright, W. H., Benson, C. H., Gee, G. W., Abichou, T., McDonal, E. V., Tyler, S. W., and Rock, S. A., 2006, "Field performance of a compacted clay landfill final cover at a humid site," *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol. 132, No. 11, pp. 1393 – 1403.
- Aluwihare, S., and Watanabe, K., 2003, "Measurement of evaporation on bare soil and estimating surface resistance," *Journal of Environmental Engineering-ASCE*, Vol. 129, No. 12, pp. 1157-1168.
- Arnould, M., 2006, "Discontinuity networks in mudstones: A geological approach," *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, Vol. 65, No. 4, pp. 413-422.

- Aubeny, C. P., and Lytton, R. L., 2004, "Shallow slides in compacted high plasticity clay slopes," *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol. 130, No. 7, pp. 717 – 727.
- Audiguier, M., Geremew, Z., Laribi, S., Cojean, R., 2007, "Caractérisation au laboratoire de la sensibilité au retrait-gonflement des sols argileux," *Revue Française de Géotechnique*, No. 120 – 121, pp. 67 – 82.
- Benson, C. H., and Gribb, M. M., 1997, "Measuring unsaturated hydraulic conductivity in the laboratory and field," *Unsaturated Soil Engineering Practice*, New York: ASCE, Geotechnical Special Publication No. 68, pp. 113-168.
- Bruckler, L., Bertuzzi, P., Angulo-Jaramillo, R., and Ruy, S., 2002, "Testing an infiltration method for estimating soil hydraulic properties in the laboratory," *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 66, No. 2, pp. 384-395.
- Chapuis, R. P., 2002, "The 2000 R.M. Hardy Lecture: Full-scale hydraulic performance of soil-bentonite and compacted clay liners," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 39, No. 2, pp. 417-439.
- Chiu, T.-F., and Shackelford, C. D., 1998, "Unsaturated hydraulic conductivity of compacted sand-kaolin mixtures," *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol. 124, No. 2, pp. 160-170.
- Choo, L.-P., and Yanful, E. K., 2000, "Water flow through cover soils using modeling and experimental methods," *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol. 126, No. 4, pp. 324-334.
- Comet, 2008, "*T3111 Transmitters: Programmable transmitter of temperature, relative humidity and other derived humidity values with 4-20 mA outputs. Instruction Manual.*" 8 pages.
- Correge, 2008, "*Thermosonde à câble à résistance platine,*" [www.correge.fr/thermosonde-cable](http://www.correge.fr/thermosonde-cable).
- Cui, Y.J., Lu, Y.F., Delage, P and Riffard, M. 2005, "Field simulation of in-situ water content and temperature changes due to ground-atmospheric conditions," *Géotechnique*, Vol.55, No. 7, pp. 557-567.
- Cui, Y.-J., Mantho, A.-T., Cui, K., and Audiguier, M., 2006, "Water retention properties and volume change behaviour of natural Romainville clay," *Proc. 4<sup>th</sup> Int. Conf. on Unsaturated Soils (UNSAT' 2006)*, Carefree, AZ, Vol 1., pp. 873-882.
- Cui, Y.J., and Zornberg, J., 2008, "Water Balance and Evapotranspiration Monitoring in Geotechnical and Geoenvironmental Engineering," *Geotechnical and Geological Engineering*, Vol. 26, No. 6, pp. 783 – 798.
- Cui, Y. J., Tang, A. M., Mantho, A. T., and De Laure, E., 2008a, "Monitoring field soil suction using a miniature tensiometer," *Geotechnical Testing Journal*, Vol. 31, No. 1, pp. 95-100.
- Cui, Y.J., Tang, A.M., Loiseau, C., Delage, P., 2008b, "Determining water permeability of compacted bentonite-sand mixture under confined and free-swell conditions," *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 33, Supplement 1, pp. S462 – S471.
- Daniel, D. E., 1982, "Measurement of hydraulic conductivity of unsaturated soils with thermocouple psychrometers," *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 46, No. 6, pp. 1125-1129.
- Day, R. W., and Axten, G. W., 1988, "Surficial stability of compacted clays slopes," *Journal of Geotechnical Engineering*, Vol. 115, No. 4, pp. 577 – 580.
- Decagon, 2007, "*ECH2O-TE/EC-TM Water Content, EC and Temperature Sensors,*" Pullman, WA 99163 USA.

- Delage, P., Howat, M.D., and Cui, Y.J., 1998. "The relationship between suction and swelling properties in a heavily compacted unsaturated clay". *Engineering Geology*, Vol. 50, Nos 1 -2, pp. 31 – 48.
- Delage, P., and Romero, E., 2008, "Geoenvironmental Testing," *Geotechnical and Geological Engineering*, Vol. 26, No. 6, pp. 729 – 749.
- Delta-T, 1999, "*ThetaProbe Soil Moisture Sensor \_ type ML2x \_ User Manual*," Cambridge CB5 0EJ, England.
- FGP, 2004, "*Modèle DX20EL Capteur de déplacement LVDT*," [www.fgp-instrumentation.com](http://www.fgp-instrumentation.com).
- Fityus, S. G., Smith, D. W., and Allman, M. A., 2004, "Expansive soil test site near Newcastle," *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol. 130, No. 7, pp. 686-695.
- Kim, D.J., Angulo Jaramillo, R., Vauclin, M., Feyen, J., Choi, S.I., 1999, "Modelling of soil deformation and water flow in a swelling soil," *Geoderma*, Vol. 92, pp. 217 – 238.
- Kizito, F., Campbell, C. S., Campbell, G. S., Cobos, D. R., Teare, B. L., Carter, B., and Hopmans, J. W., 2008, "Frequency, electrical conductivity and temperature analysis of a low-cost capacitance soil moisture sensor," *Journal of Hydrology*, Vol. 352, No. 3-4, pp. 367-378.
- Kohsiek, W., 1981, "A Rapid-Circulation Evaporation Chamber for Measuring Bulk Stomatal-Resistance," *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 20, No. 1, pp. 42-52.
- Kröhn, K.P., 2003, "Results and interpretation of bentonite resaturation experiments with liquid water and water vapour," *Proc. Int. Conf. From Experimental Evidence towards Numerical Modeling of Unsaturated Soils*, Weimar, Germany, (ed. T. Schanz), Berlin: Springer, Vol. 1, pp. 257 – 272.
- Laribi, S., Audiguier, M., and Cojean, R., 2008, "Assessing shrink/swell properties of two argillaceous soils from the Paris Basin: A comparison of cation exchange determination methods," *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, Vol. 67, No. 3, pp. 415-424.
- Lemaire, T., Moyne, C., and Stemmelen, D., 2004, "Imbibition test in a clay powder (MX-80 bentonite)," *Applied Clay Science*, Vol. 26, No. 1-4, pp. 235-248.
- Loiseau, C., Cui, Y.J., and Delage, P., 2002 "The gradient effect on the water flow through a compacted swelling soil," *Proc. 3rd Int. Conf. on Unsaturated Soils (UNSAT 2002)*, Recife, Brazil (ed. Jucá, J.F.T., de Campos, T.M.P. and Marinho, F.A.M.), Lisse: Swets & Zeitlinger, Vol. 1, pp. 395-400.
- Lukangu, G., Savage, M. J., and Johnston, M. A., 1999, "Use of sub-hourly soil water content measured with a frequency-domain reflectometer to schedule irrigation of cabbages," *Irrigation Science*, Vol. 19, No. 1, pp. 7-13.
- Masroui, F., Bicalho, K., and Kawai, K., 2008, "Laboratory Hydraulic Testing in Unsaturated Soils," *Geotechnical and Geological Engineering*, Vol. 26, No. 6, pp. 691 – 704.
- Meerdink, J. S., Benson, C. H., and Khire, M. V., 1996, "Unsaturated hydraulic conductivity of two compacted barrier soils," *Journal of Geotechnical Engineering-Asce*, Vol. 122, No. 7, pp. 565-576.
- Oliveira, O. M., and Marinho, F. A. M., 2008, "Suction equilibration time for a high capacity tensiometer," *Geotechnical Testing Journal*, Vol. 31, No. 1, pp. 101-105.
- Ridley, A. M., Dineen, K., Burland, J. B., and Vaughan, P. R., 2003, "Soil matrix suction: Some examples of its measurement and application in geotechnical engineering," *Géotechnique*, Vol. 53, No. 2, pp. 241-253.
- Robinet, J. C., and Rhattas, M., 1995, "Détermination de la perméabilité non saturée des matériaux argileux a faible porosité," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 32, No. 6, pp. 1035-1043.

- Robinson, D. A., Gardner, C. M. K., and Cooper, J. D., 1999, "Measurement of relative permittivity in sandy soils using TDR, capacitance and theta probes: comparison, including the effects of bulk soil electrical conductivity," *Journal of Hydrology*, Vol. 223, No. 3-4, pp. 198-211.
- Singh, D. N., and Kuriyan, S. J., 2003, "Estimation of unsaturated hydraulic conductivity using soil suction measurements obtained by an insertion tensiometer," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 40, No. 2, pp. 476-483.
- Smethurst, J. A., Clarke, D., and Powrie, W., 2006, "Seasonal changes in pore water pressure in a grass-covered cut slope in London Clay," *Géotechnique*, Vol. 56, No. 8, pp. 523-537.
- Stormont, J. C., and Anderson, C. E., 1999, "Capillary barrier effect from underlying coarser soil layer," *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol. 125, No. 8, pp. 641-648.
- Tang, A. M., and Cui, Y. J., 2005, "Controlling suction by the vapour equilibrium technique at different temperatures and its application in determining the water retention properties of MX80 clay," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 42, No. 1, pp. 287-296.
- Tarantino, A., Ridley, A. M., and Toll; D. G., 2008, "Field Measurement of Suction, Water Content, and Water Permeability," *Geotechnical and Geological Engineering*, Vol. 26, No. 6, pp. 751 – 782.
- Tsaparas, I., Rahardjo, H., Toll, D. G., and Leong, E.-C., 2003, "Infiltration characteristics of two instrumented residual soil slopes," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 40, No. 5, pp. 1012-1032.
- Van de Griend, A. A., and Owe, M., 1994, "Bare Soil Surface-Resistance to Evaporation by Vapor Diffusion under Semiarid Conditions," *Water Resources Research*, Vol. 30, No. 2, pp. 181-188.
- Verhoef, A., Fernandez-Galvez, J., Diaz-Espejo, A., Main, B. E., and El-Bishti, M., 2006, "The diurnal course of soil moisture as measured by various dielectric sensors: Effects of soil temperature and the implications for evaporation estimates," *Journal of Hydrology*, Vol. 321, No. 1-4, pp. 147-162.
- Wescor, 2004, "*PSYPRO Water Potential System \_ Users Manual*," Wescor, Logan, UT 84321-5294 USA.
- Yang, H., Rahardjo, H., Wibawa, B., and Leong, E.-C., 2004, "A soil column apparatus for laboratory infiltration study," *Geotechnical Testing Journal*, Vol. 27, No. 4, pp. 347-355.
- Yong, R. N., and Mohamed, A. M. O., 1992, "A Study of Particle Interaction Energies in Wetting of Unsaturated Expansive Clays," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 29, No. 6, pp. 1060-1070.
- Zhan, T. L. T., Ng, C. W. W., and Fredlund, D. G., 2007, "Instrumentation of an unsaturated expansive soil slope," *Geotechnical Testing Journal*, Vol. 30, No. 2, pp. 113-123.

1 **Table 1. Sensors used**

2

Name	Type	Manufacturer	Model	Parameter measured	Range	Accuracy	Number	Position	Reference	
TS	High-capacity tensiometer	ENPC		Matric suction	0 – 1500 kPa	–	6	Wall	Cui et al. (2008a)	
PS	Psychrometer	Wescor	PST-55	Total suction	0.05 – 8 MPa	± 0.03 MPa	8	Wall	Wescor (2004)	
RS	Transmitter	Elcowa	T3111	- Relative humidity - Temperature	0 – 100% -30°C to +150°C	±2.5% ±0.4°C	10	Wall	Comet (2008)	
TP	ThetaProbe	Delta-T	ML2x	Volumetric water content	0 – 100%	±1.0%	5	Soil	Delta-T (1999)	
EC	Capacity	Decagon	ECH <sub>2</sub> O-TE	-Volumetric water content - Electrical conductivity - Temperature	0 – 100% 0 – 50 dS/m -40 to +50°C	±3.0% ±10.0% ±1.0°C	5	Soil	Decagon (2007)	
PT	Resistance detectors	temperature	Correge	PT1000	Temperature	0 – 100 °C	±0.3°C	10	Soil	Correge (2008)
LV	Linear variable differential transformer	FGP	DX20EL	Displacement	0-50 mm	±0.125 mm	15	Surface	FGP (2004)	

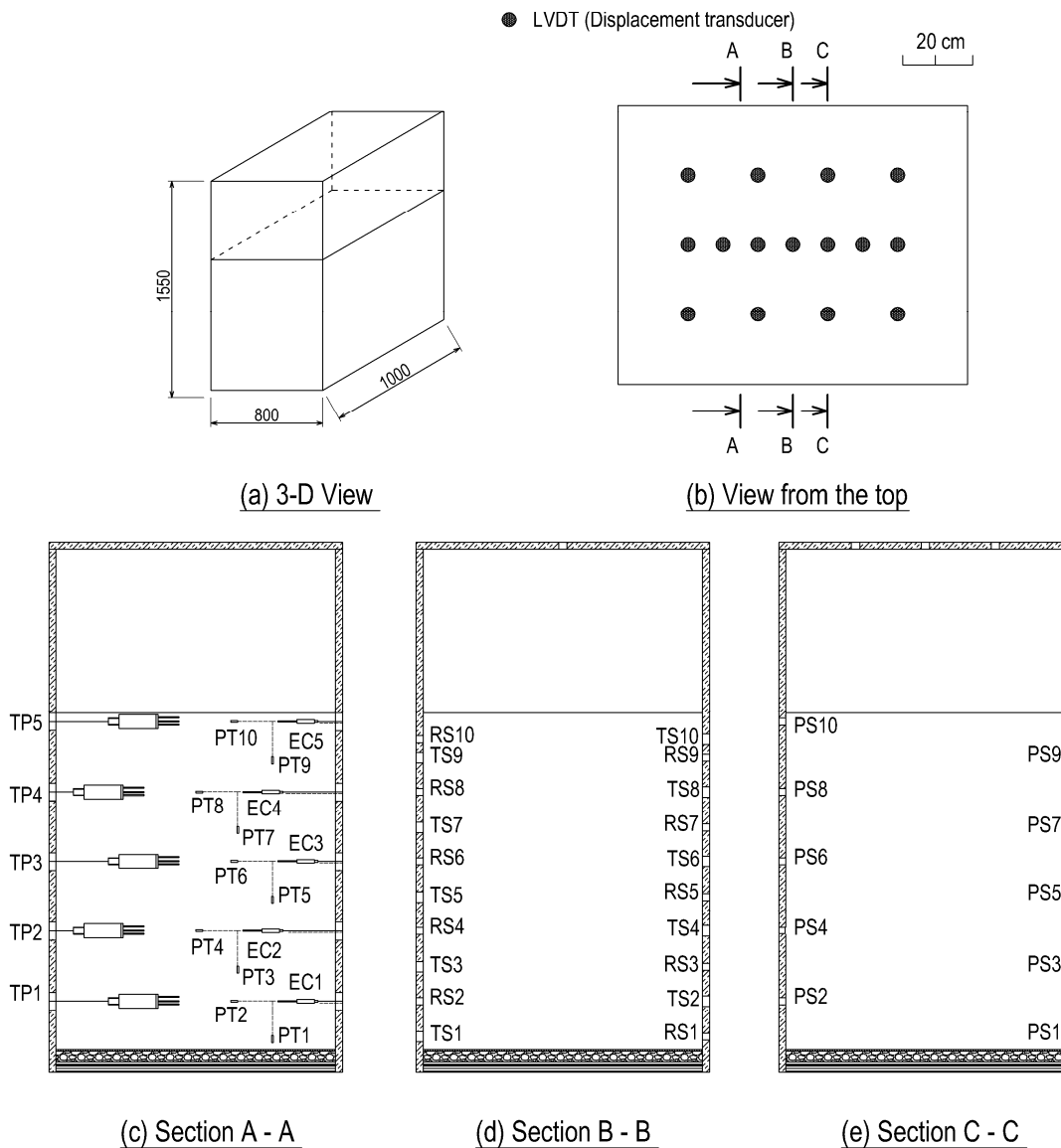
3

**Table 2. Geotechnical properties of Romainville green clay (after Audiguier et al., 2007; Laribi et al., 2008)**

---

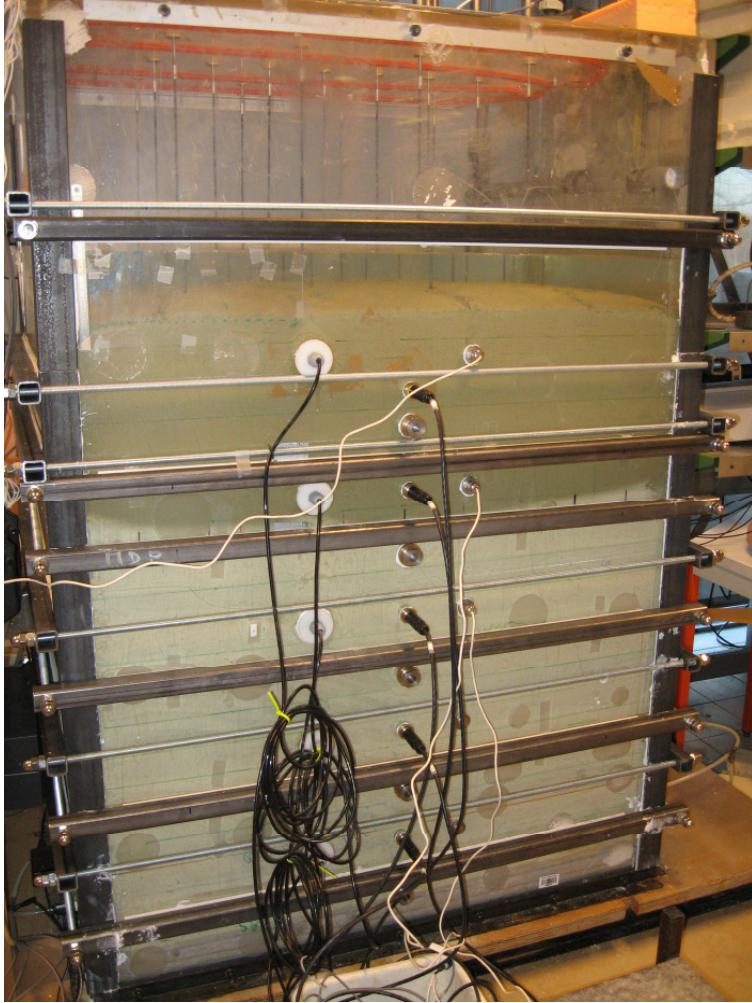
Property	Romainville green clay
Carbonate content (%)	15-20
Organic matter content (%)	0.12
Specific surface area (m <sup>2</sup> /g)	98
Blue methylene value	6.5
Liquid limit (%)	75
Plastic limit (%)	40
Plasticity index (%)	35
< 2 μm (%)	84
Specific gravity	2.67

---

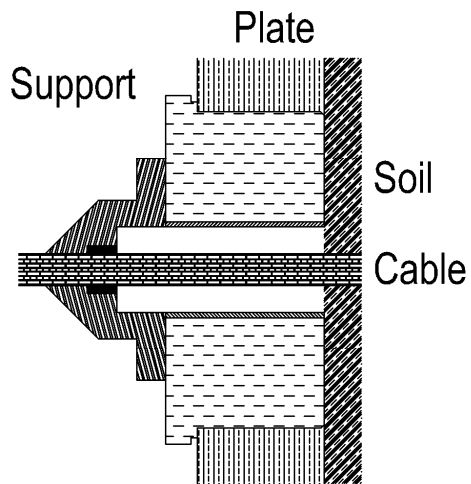


TP: Volumetric water content sensor (ThetaProbe)  
 PT: Temperature sensor  
 EC: Volumetric water content sensor (ECH2O-TE)  
 TS: Matric suction sensor (Tensiometer)  
 RS: Relative humidity sensor  
 PS: Total suction sensor (Psychrometer)

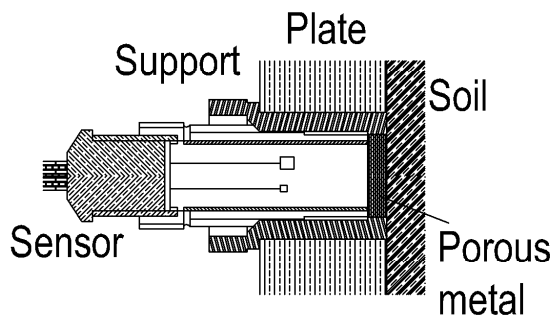
**Fig. 1. Schematic views of the experimental setup**



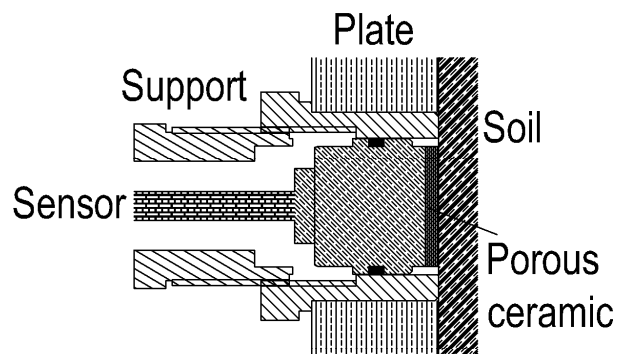
**Fig. 2. Picture of the experimental setup**



a) ThetaProbe, ECH2O-TE, PT

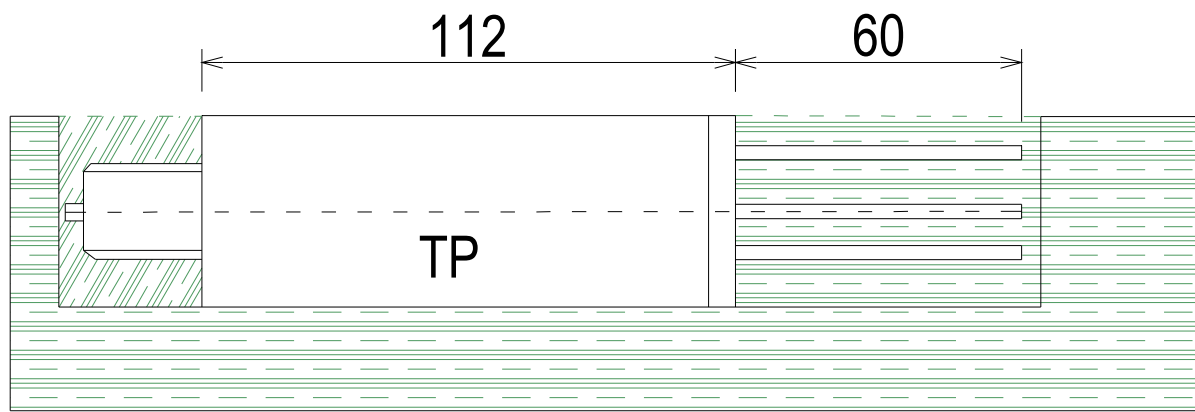


b) RS (Relative humidity and temperature)



c) TS (Tensiometer)

Fig. 3. Details of the sensors used



**Fig. 4. Installation of the ThetaProbe (TP) sensors**

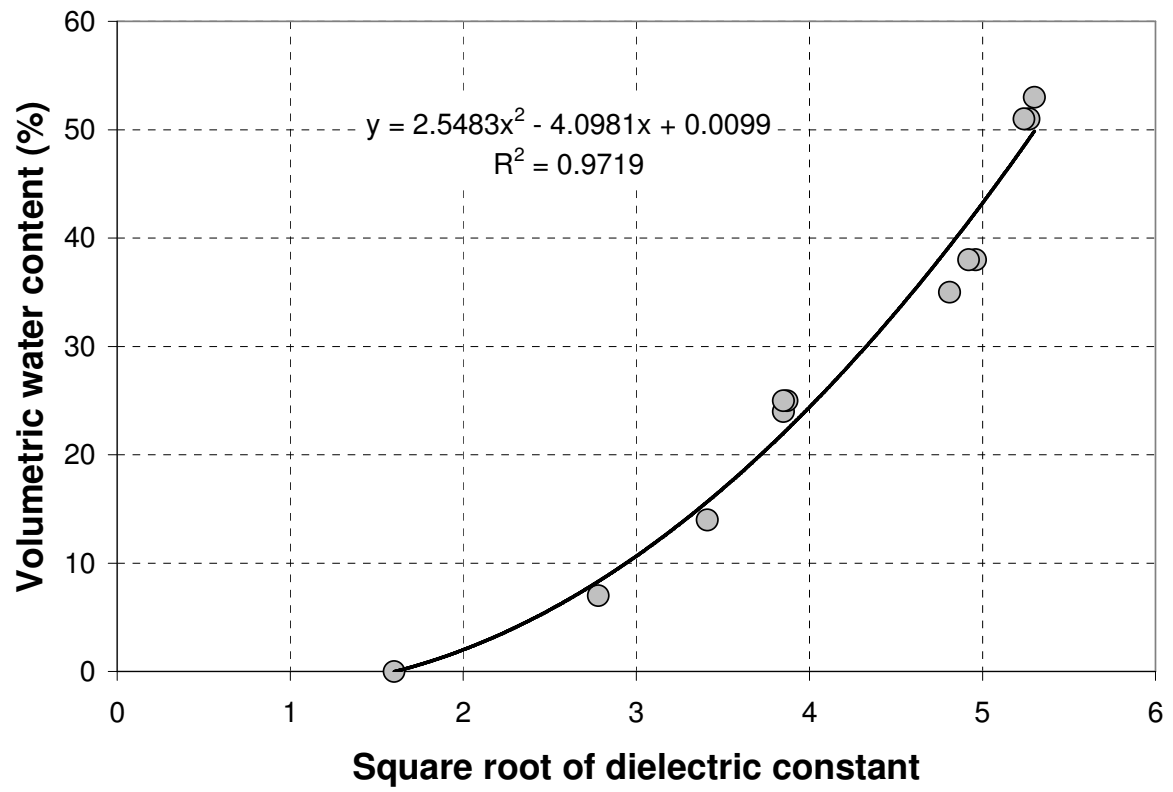


Fig. 5. Calibration of ThetaProbe.

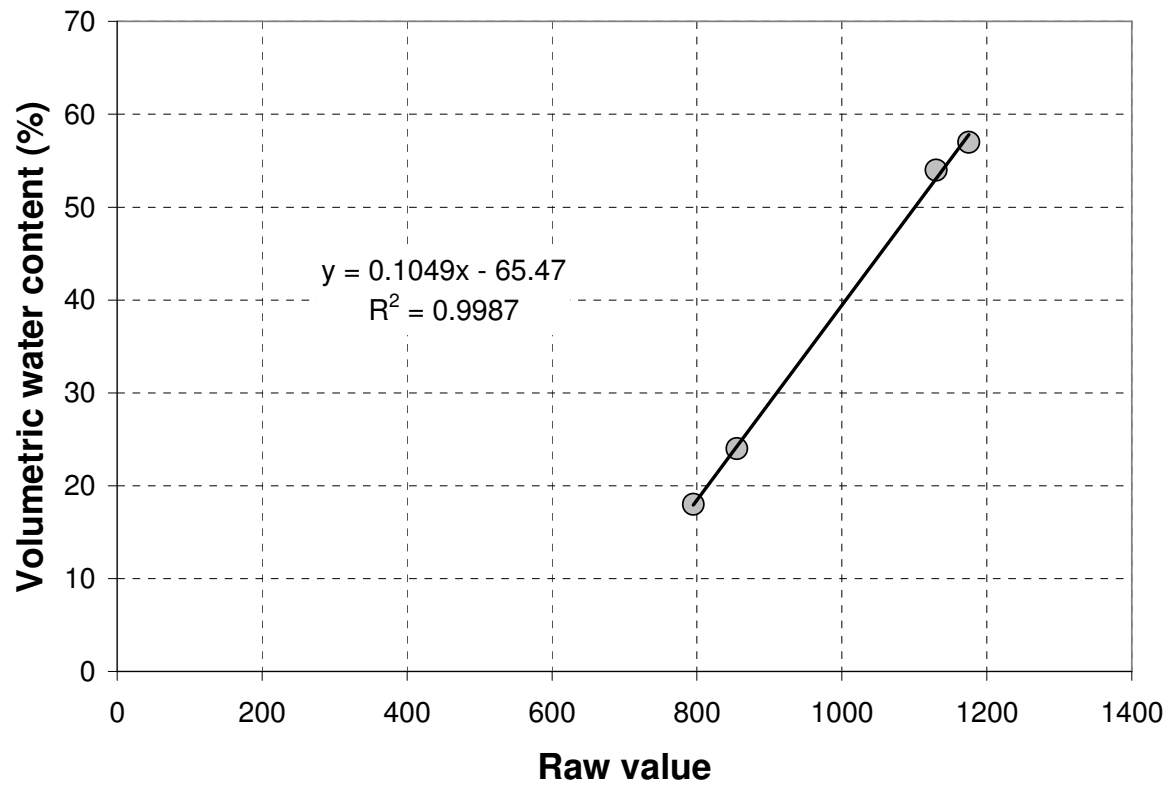


Fig. 6. Calibration of ECH<sub>2</sub>O-TE.

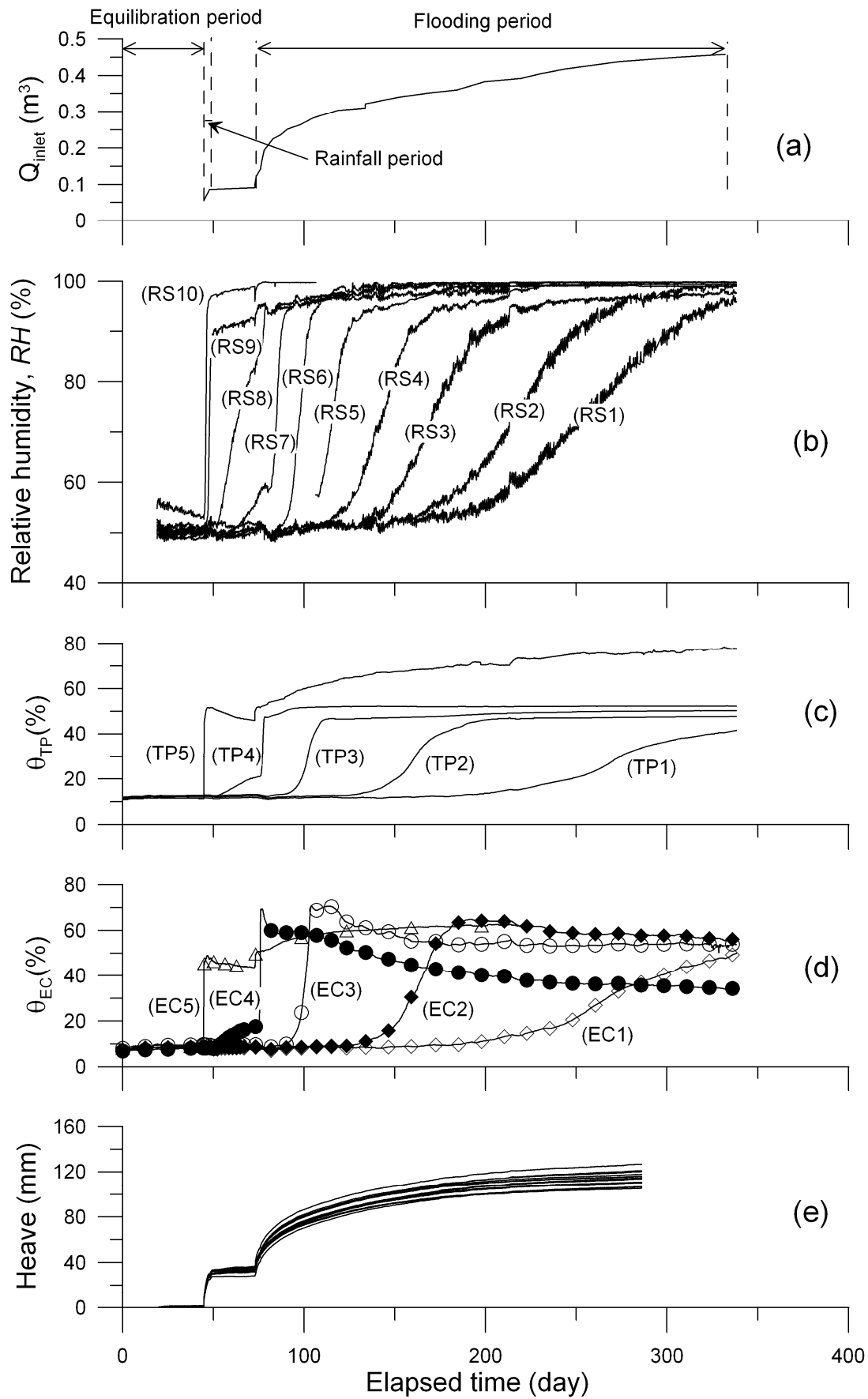


Fig. 7. Data monitored versus time (part 1)

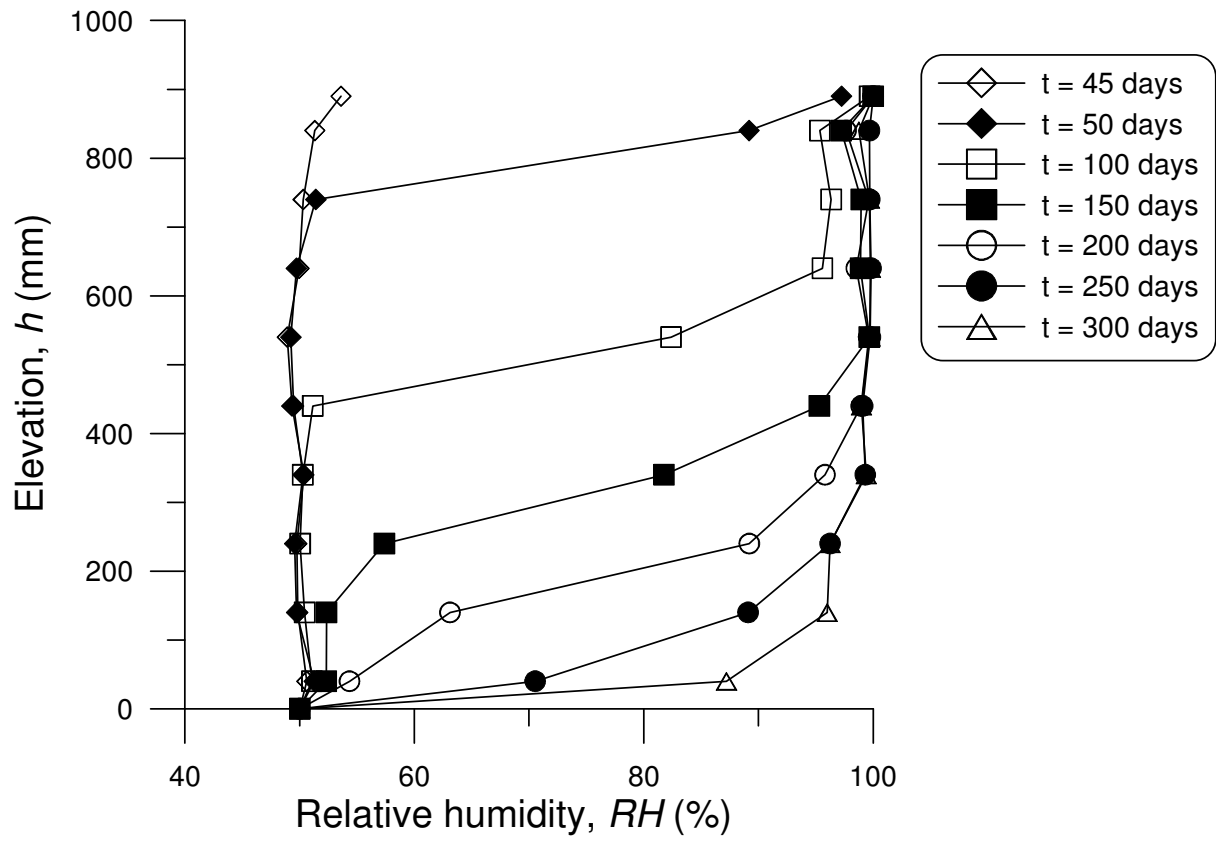


Fig. 8. Relative humidity profiles at various times

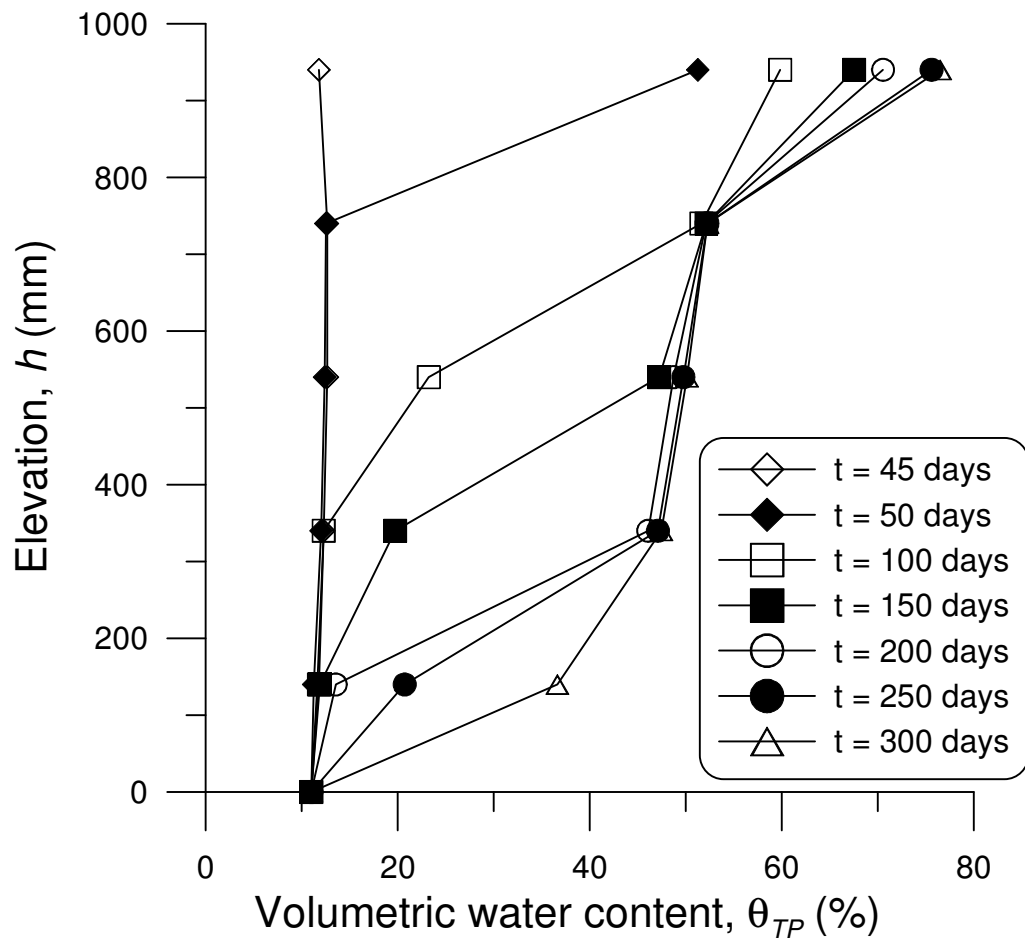
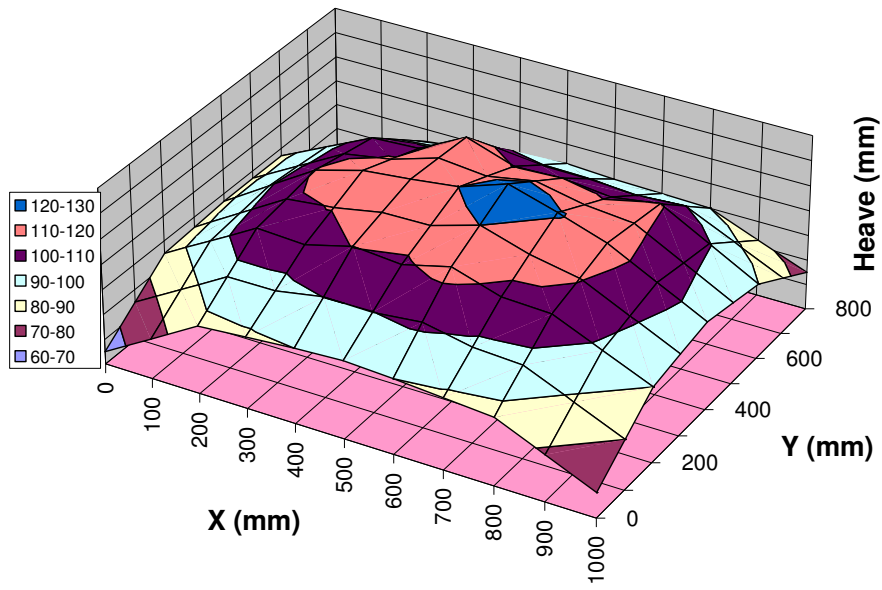


Fig. 9. Profiles of volumetric water content measured by TP sensors at various times



**Fig. 10.** 3-D presentation of heave at  $t = 283$  days

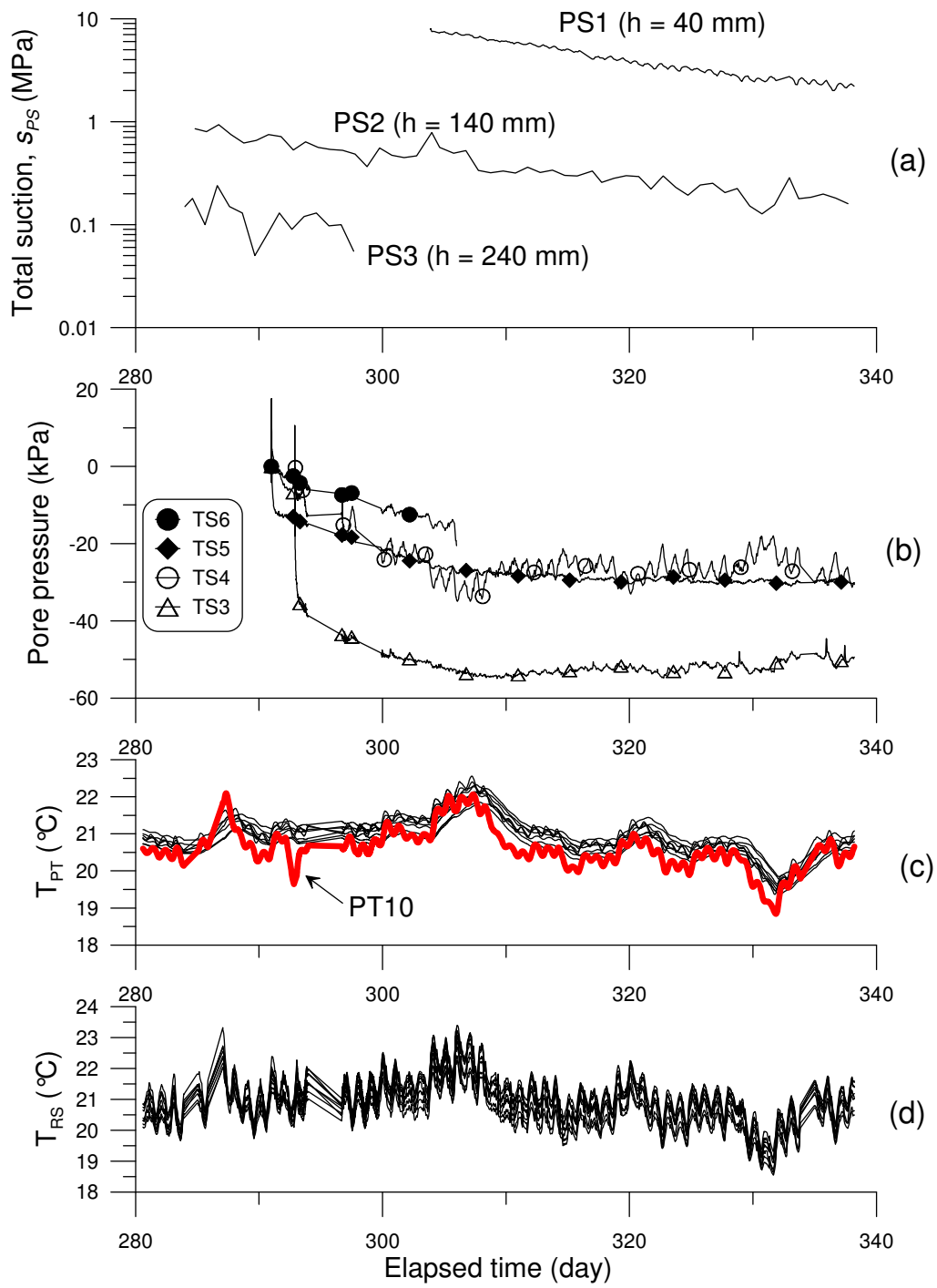


Fig. 11. Data monitored (part 2)

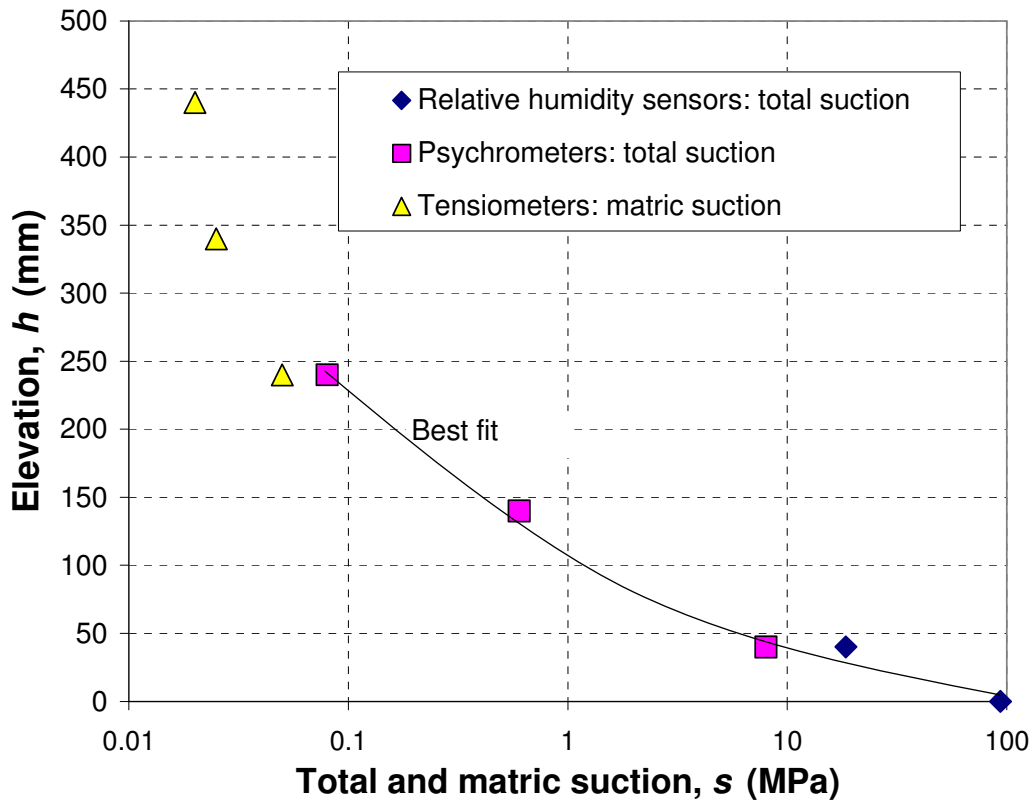
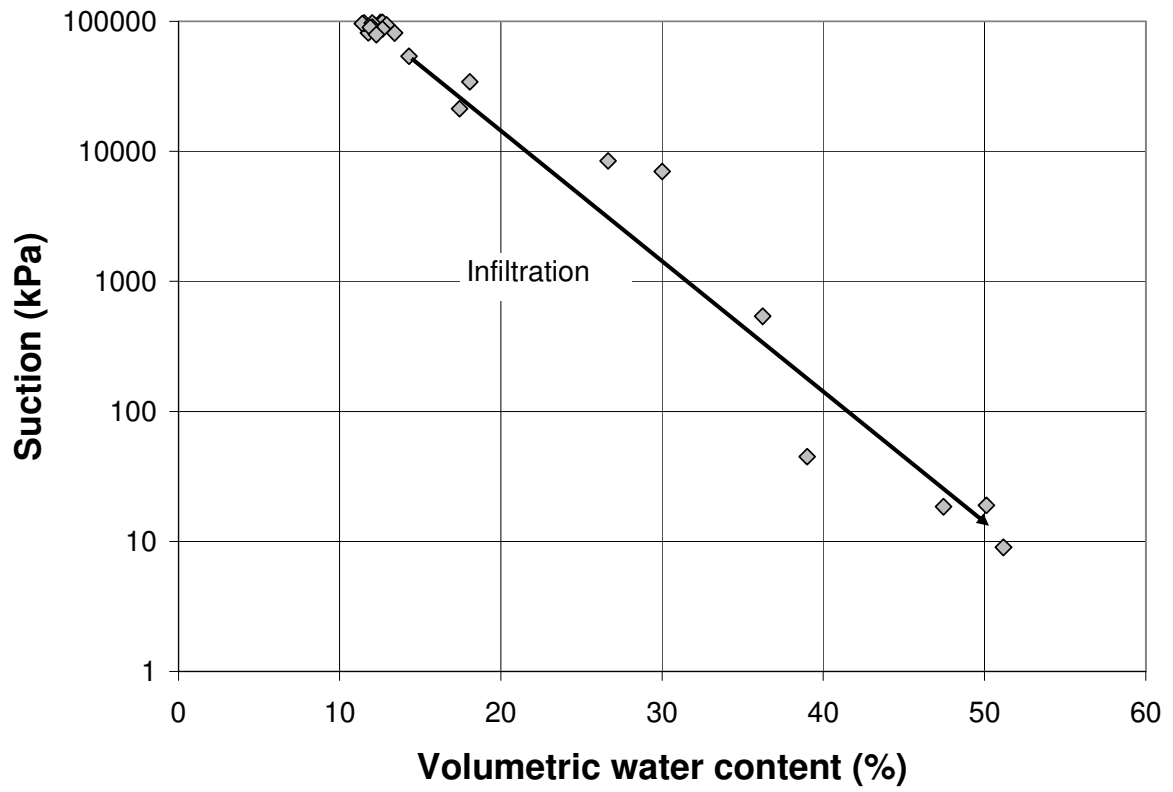


Fig. 12. Suction profile at  $t = 300$  days measured with three types of sensor



**Fig. 13.** Suction measured by RS sensors, psychrometers and tensiometers versus volumetric water content measured by ThetaProbe sensors.