



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

Yu-Jun Cui

*Centre d'Enseignement et de Recherche en Mécanique des Sols
(CERMES)*

Ecole Nationale des Ponts et Chaussée (ENPC)

Plan

□ Introduction

□ Evapotranspiration

- Bilan d'énergie à la surface du sol
- Evaporation et transpiration

□ Détermination de l'évapotranspiration

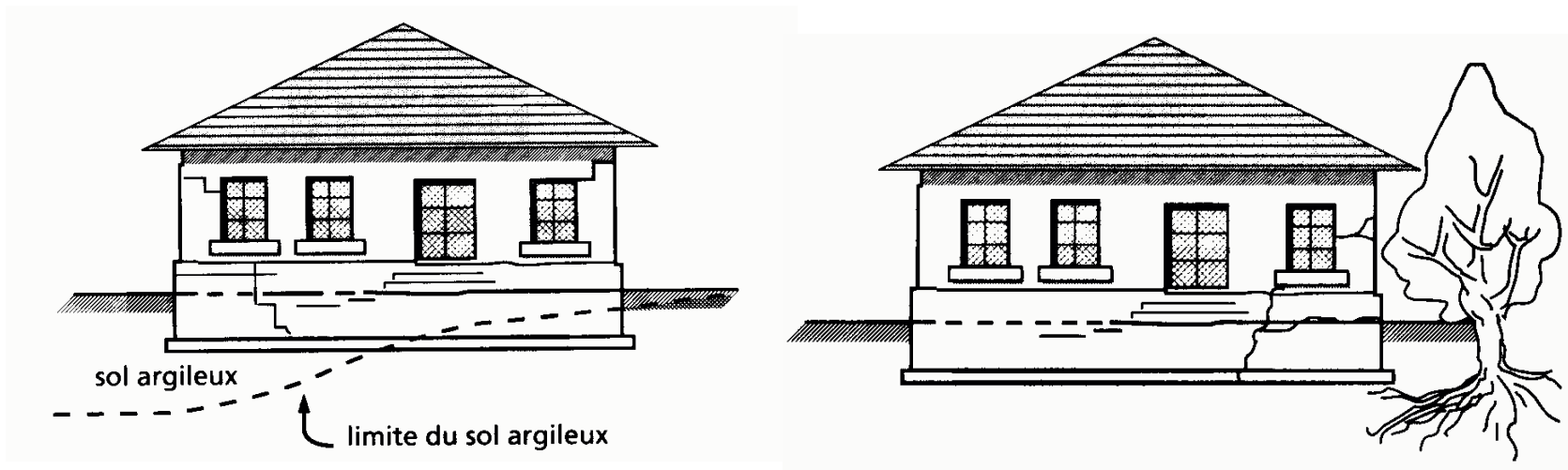
- Mesure directe
- Approche du bilan d'eau
- Approche du bilan d'énergie

□ Modélisation

- Cas de sols nus
- Cas avec végétations
 - Cas de couverts homogènes
 - Cas d'arbres isolés

□ Conclusions

Introduction



CEBTP (1992)

Pathologie: tassement différentiel dû à la variation de la **suction** (ou tenue en eau) liée à la variation climatique et à la végétation

Méthodes de Mesure directe

- Tensiomètre
- Psychromètre
- Papier filtre
- etc...

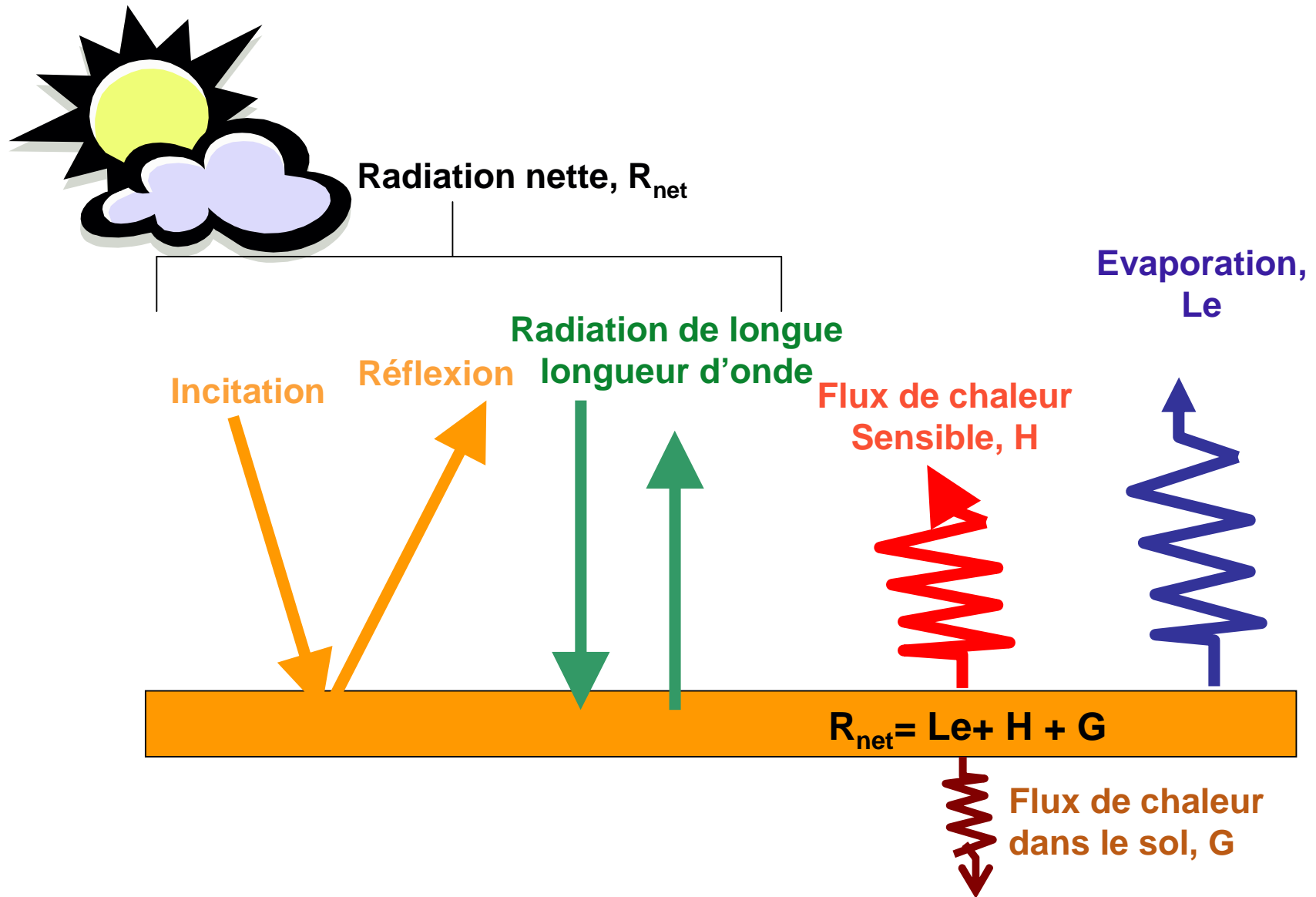


Mesures lourdes et non fiables

Méthode indirecte en utilisant les données météorologiques

Avantage majeur : données riches et continues

Bilan d'énergie à la surface du sol



Evapotranspiration

Evaporation : changement de phase de l'eau liquide en vapeur

Transpiration : évaporation par le système vasculaire des plantes

Estimation de l'évapotranspiration (Penman 1948):

$$ETP = \frac{1000\Delta R_n / (\rho_w L_v) + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

$$\Delta = \frac{4099 P_{vs}}{(T + 237.3)^2}$$

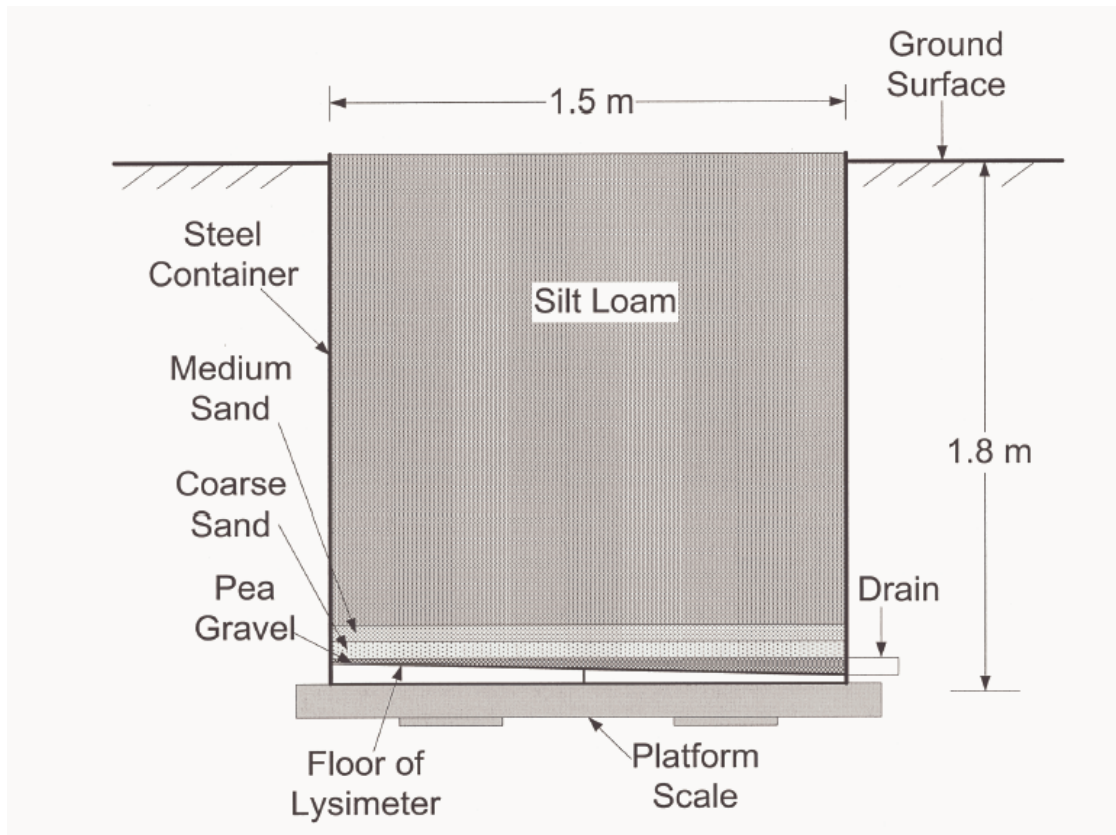
$$E_a = 0.165(P_{vs} - P_v)(0.8 + u_2 / 100)$$

$$u_2 = u_z \left(\frac{4.87}{\ln(67.8z - 5.42)} \right)$$

Mesures de l'évapotranspiration

- Mesure directe
- Approche du bilan d'eau
- Approche du bilan d'énergie

Mesure directe avec lysimètre



Suivi

- du poids total W
- de la quantité d'eau stockée S
- de la percolation G

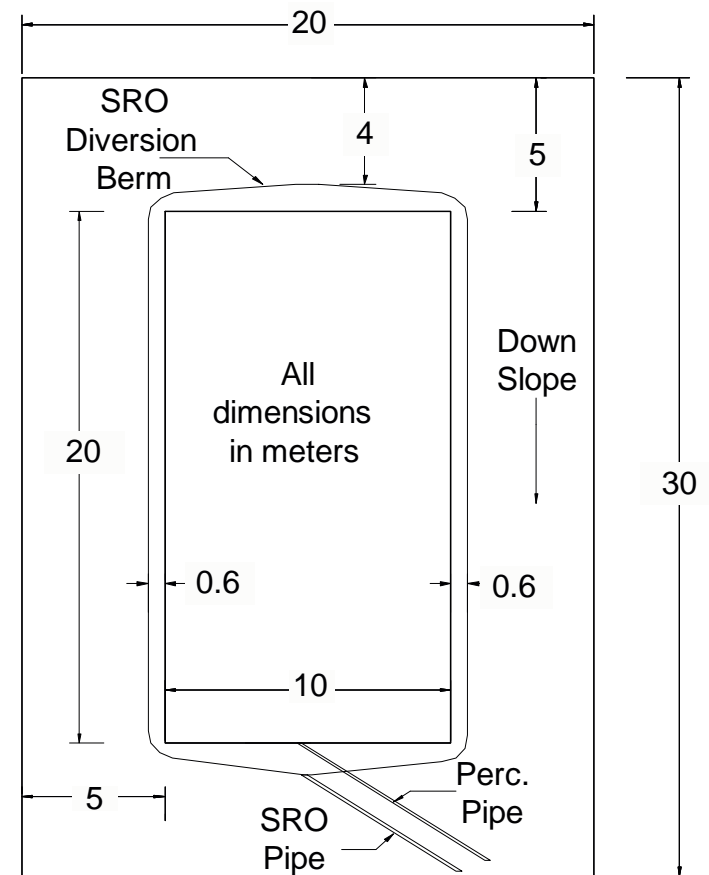
$$ET = \Delta W - (\Delta S + \Delta G)$$

(d'après Benson et al. 2001, Waugh 2002)

Approche du bilan d'eau

Lysimètre

$$ET = (P - R_{off}) - G - S$$



Source: Khire et al. (1997)

Approche du bilan d'énergie

$$R_n = Le + H + G$$

Transfert de la chaleur sensible

$$H = \rho_a C_p k_H \frac{\partial T}{\partial z}$$

T_s et $T_{z=2m}$

Transfert de la chaleur latente (évaporation)

$$Le = \frac{L_v \rho \epsilon k_v}{P} \frac{\partial P_v}{\partial z}$$

Transfert de la chaleur dans le sol

$$G = \lambda \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_{soil}$$

Approche du bilan d'énergie (coeff. de Bowen)

$$\beta = \frac{H}{Le} = \frac{PCp}{L_v \varepsilon} \frac{\partial T}{\partial P_v} = \gamma \frac{\partial T}{\partial P_v}$$

$$Le = \frac{R_n - G}{1 + \beta}$$

Mesure de β

- ✓ **Pression de la vapeur d'eau**

Hygromètres (mesure du point de rosée dans le système de Campbell Scientific)

- ✓ **Temperature de l'air**

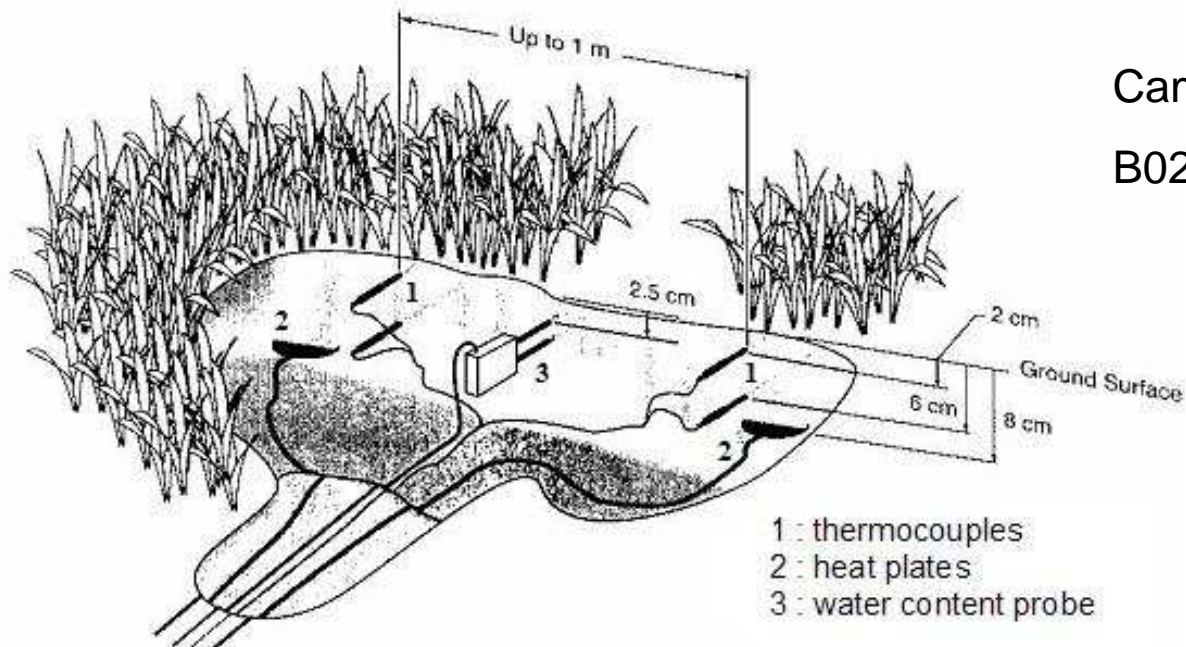
Thermocouples (thermocouples en chrome – constantan dans Campbell Scientific)

- ✓ **Radiation solaire nette**

Radiomètre

Mesure de β

Campbell Scientific
B023



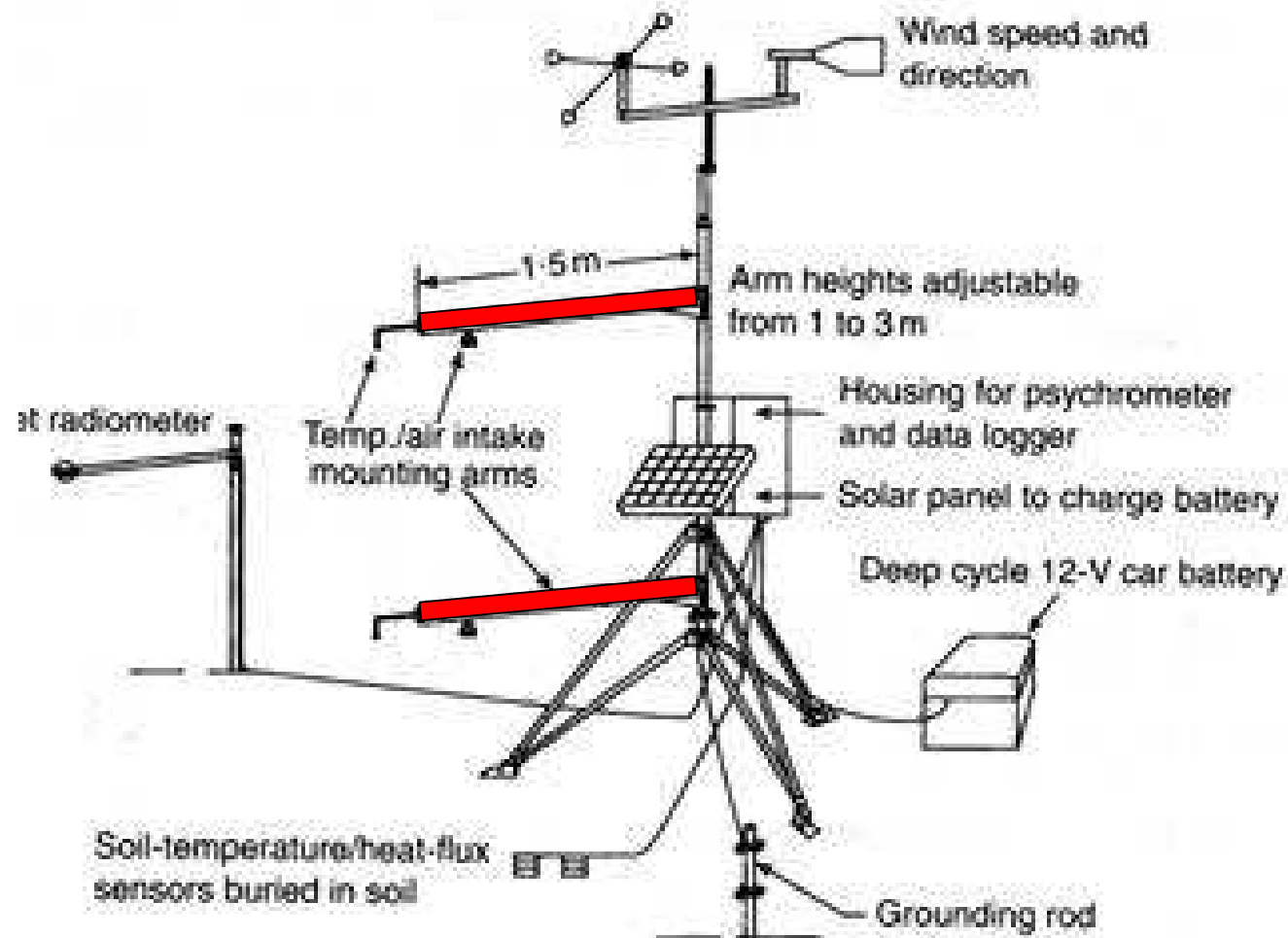
$$S = \frac{\Delta T C_s d}{t}$$

$$C_s = \rho_d (C_d + w C_w) = \rho_d C_d + \theta \rho_w C_w$$

$$G(z = 0) = G(z = d) + S$$

Systeme de mesure de β

(Blight 1997)



Modélisation cas de sols nus

Transfert d'eau

$$\frac{\partial h_w}{\partial t} = C_w \frac{\partial}{\partial y} \left(k_w \frac{\partial h_w}{\partial y} \right) + C_v \frac{\partial}{\partial y} \left(D_v \frac{\partial P_v}{\partial y} \right)$$

$$C_w = \frac{1}{\rho_w g m_2^w} = \frac{1}{9.8 m_2^w}$$

$$C_v = \frac{1}{(\rho_w)^2 g m_2^w} \left(\frac{P + P_v}{P} \right)$$

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

$$D_v = \alpha \beta D_{vap} \frac{W_v}{RT} \times 1000$$

Diffusion

Transfert de la chaleur

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

$$C_h = C_s \theta_s + C_w \theta_w + C_a \theta_a$$

$$\lambda = \frac{f_s \theta_s \lambda_s + f_w \theta_w \lambda_w + f_a \theta_a \lambda_a}{f_s \theta_s + f_w \theta_w + f_a \theta_a}$$

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

$$D_v = \alpha \beta D_{vap} \frac{W_v}{RT} \times 1000$$

Chaleur latente

Conditions aux limites (méthode des différences finies)

L'eau liquide (loi de Darcy):

$$q_w (m/s) = -k_{wl} \frac{dh_w}{dy} = k_{wl} \frac{h_w(0) - h_w(2)}{2\Delta y}$$



En cas de pluie
 $q_w = \text{Précipitation-Ruissellement}$

Si non

$$q_w = 0$$

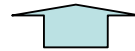
La vapeur d'eau (loi de Fick):

$$q_v (kg/m^2 s) = -D_v \frac{dP_v}{dy} = D_v \frac{P_v(2) - P_v(0)}{2\Delta y}$$



$$q_v = f(E)$$

E (mm/day): évaporation



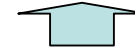
Evaporation

$$E = f(T, P_v, \dots)$$

Méthode d'énergie $E = Le/Lv$

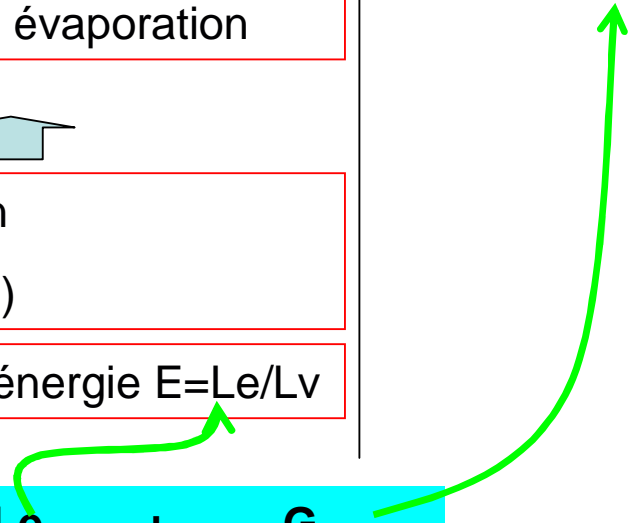
La chaleur :

$$q_T (J/s) = \lambda \frac{dT}{dy} = \lambda \frac{T(2) - T(0)}{2\Delta y}$$



$$q_T = f(G)$$

$$R_n = H + Le + G$$



Modèle de Choudhury (1986)

Chaleur sensible:

$$H = \frac{\rho_a C_{pa} (T_s - T_a)}{r_a}$$

Chaleur latente:

$$Le = \frac{L_v M_w (p_{vz0} - p_{vza})}{R T r_a}$$

Flux de chaleur dans le sol:

$$G = R_n - H - Le$$

Résistance aérodynamique

$$r_a = r_{a0} \frac{1}{(1 + Ri(T_s - T_a))^\eta}$$

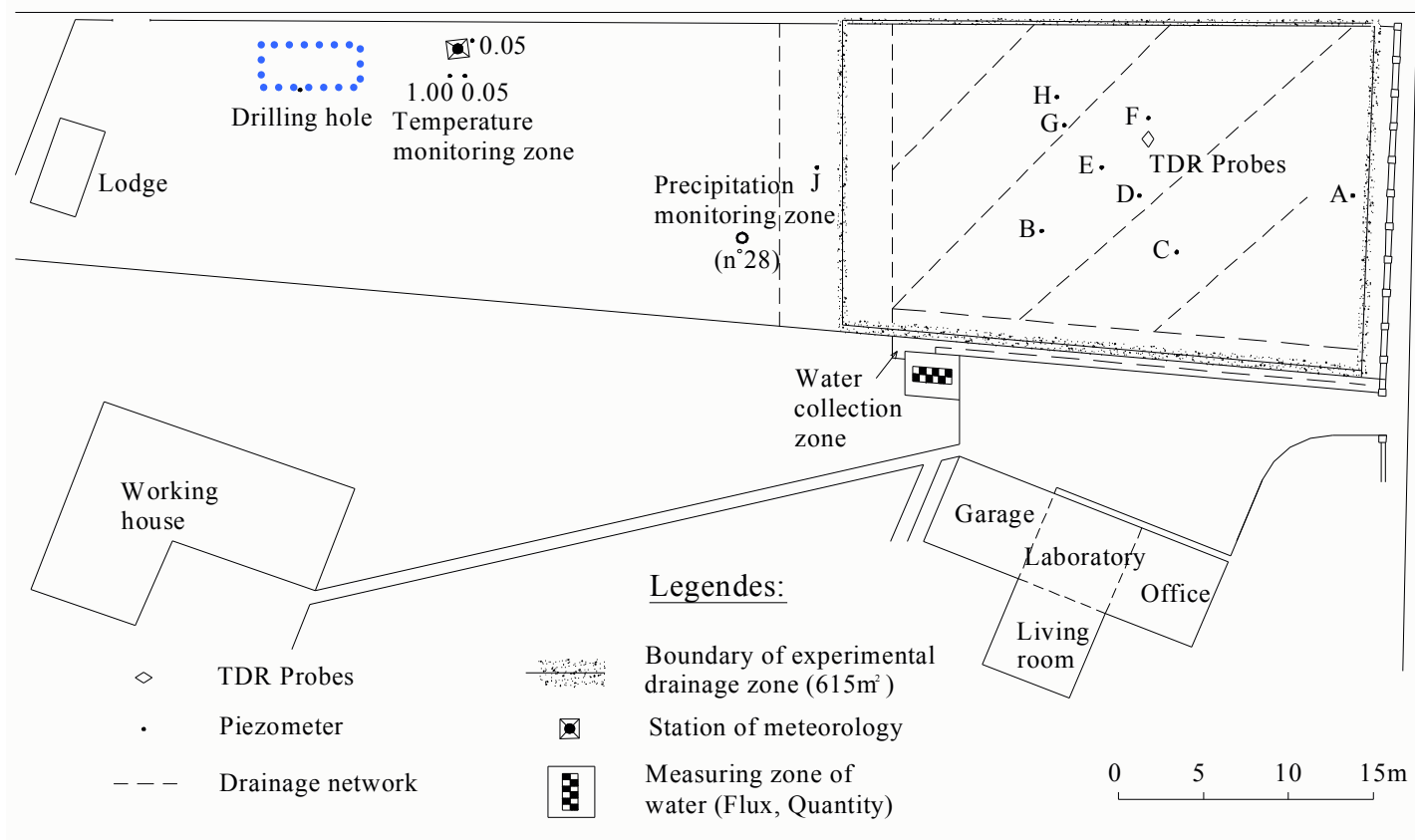
Nombre de Ricardson

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

r_a avec profil de $\ln(u)$

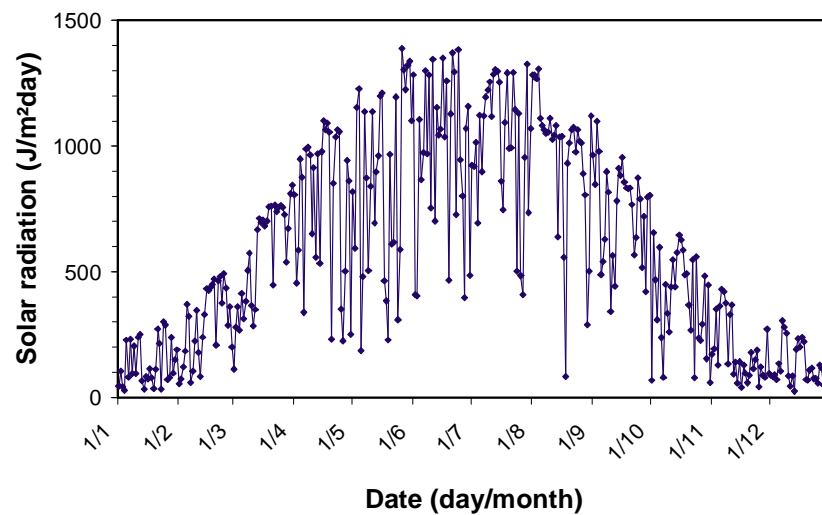
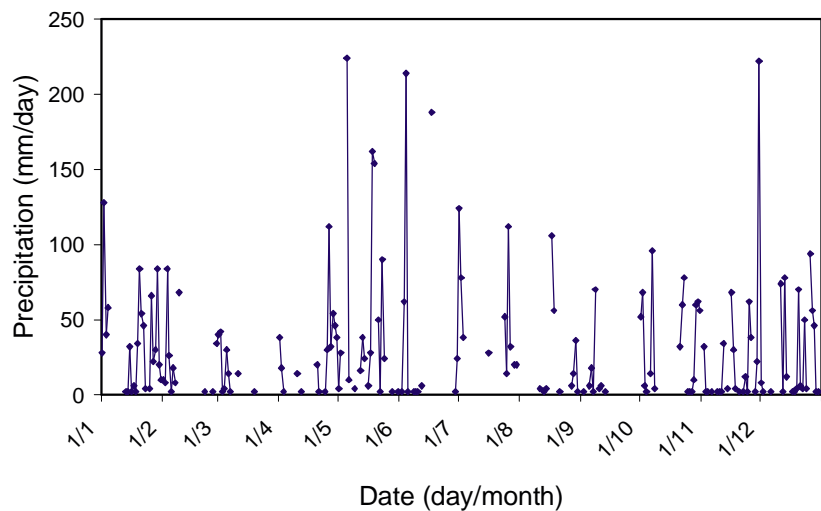
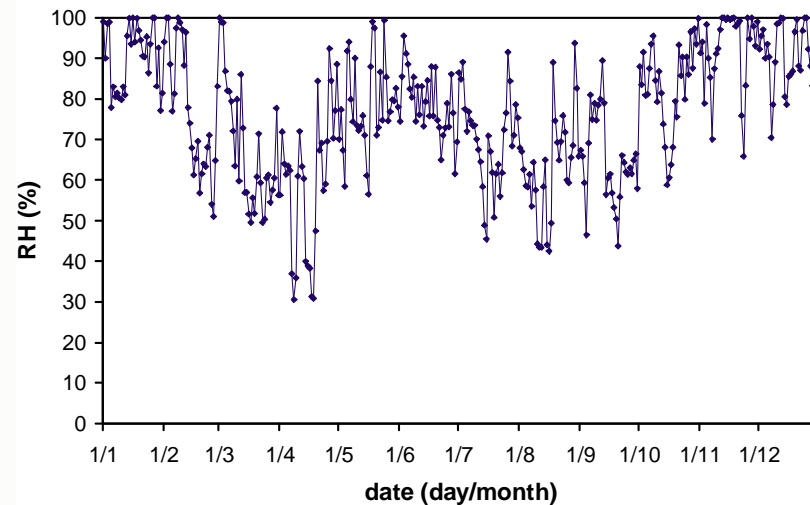
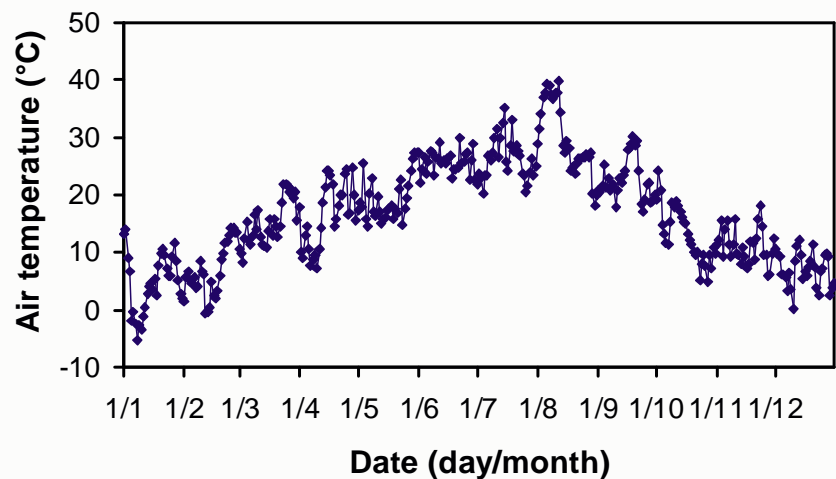
$$r_{a0} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_0} \right) \right]^2}{k^2 u_a}$$

Application 1 : Boissy-le-Chatel

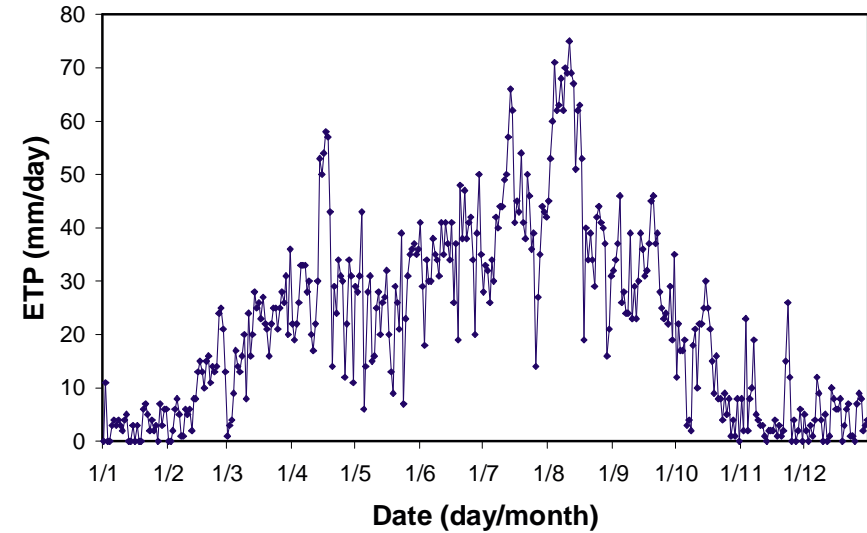
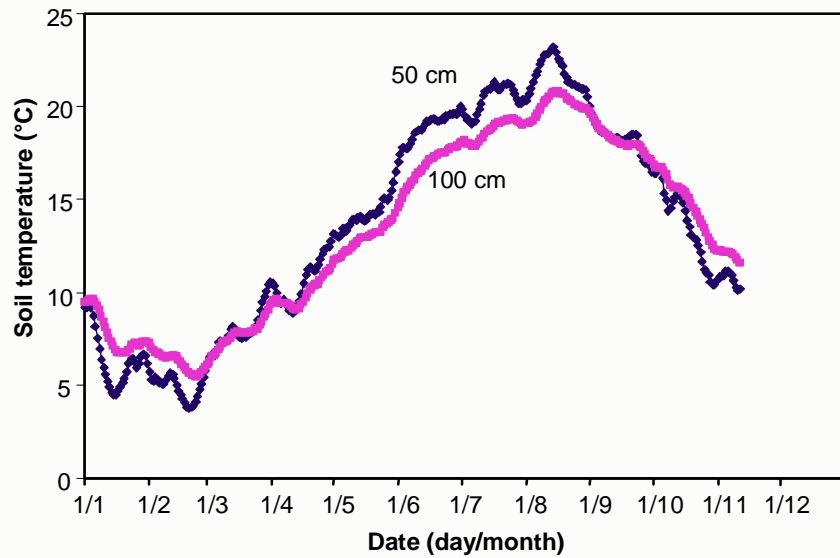
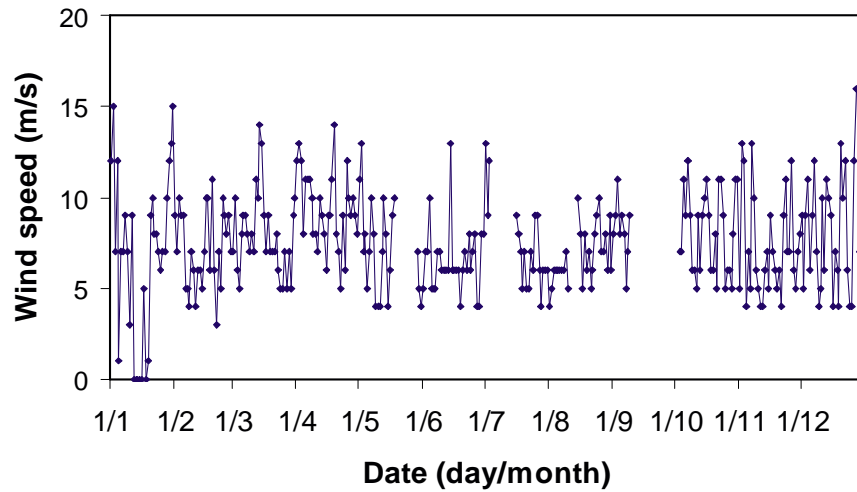


Cui et al. 2005

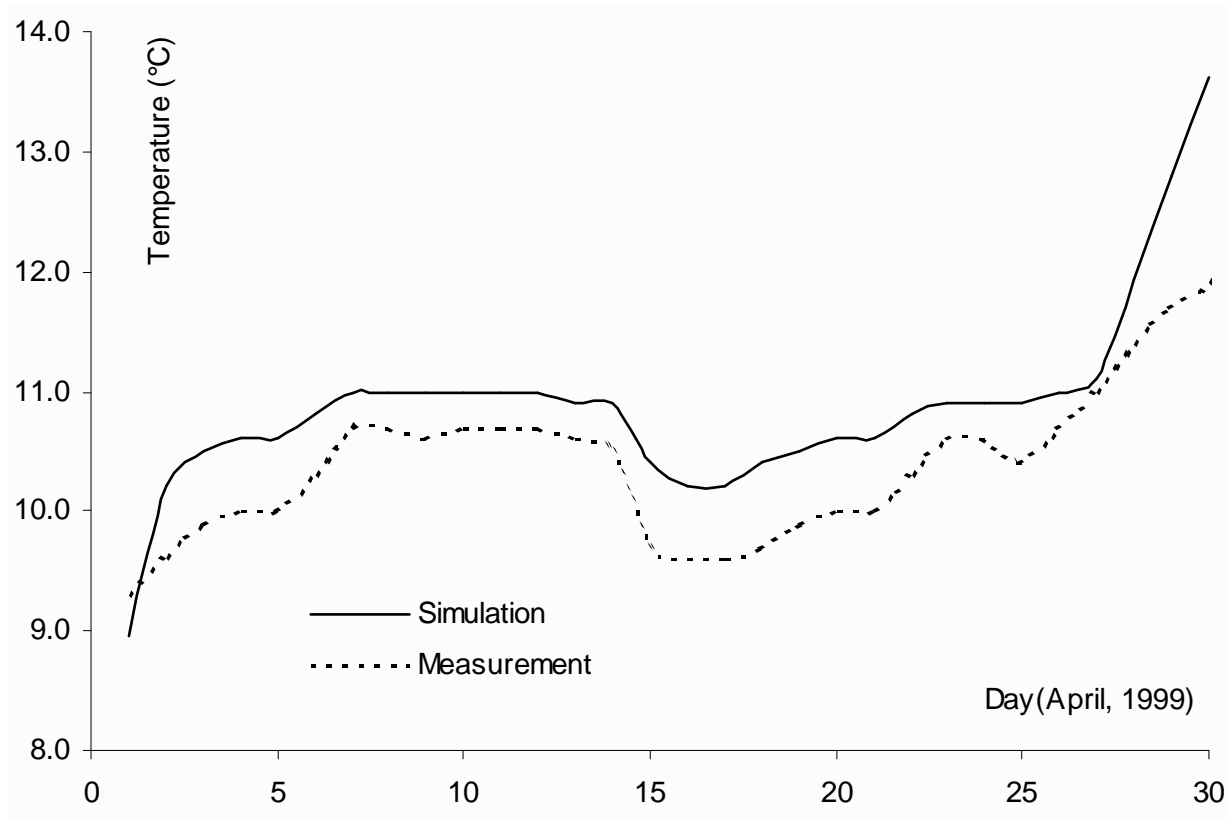
Données en 2003



Données 2003 (suite)

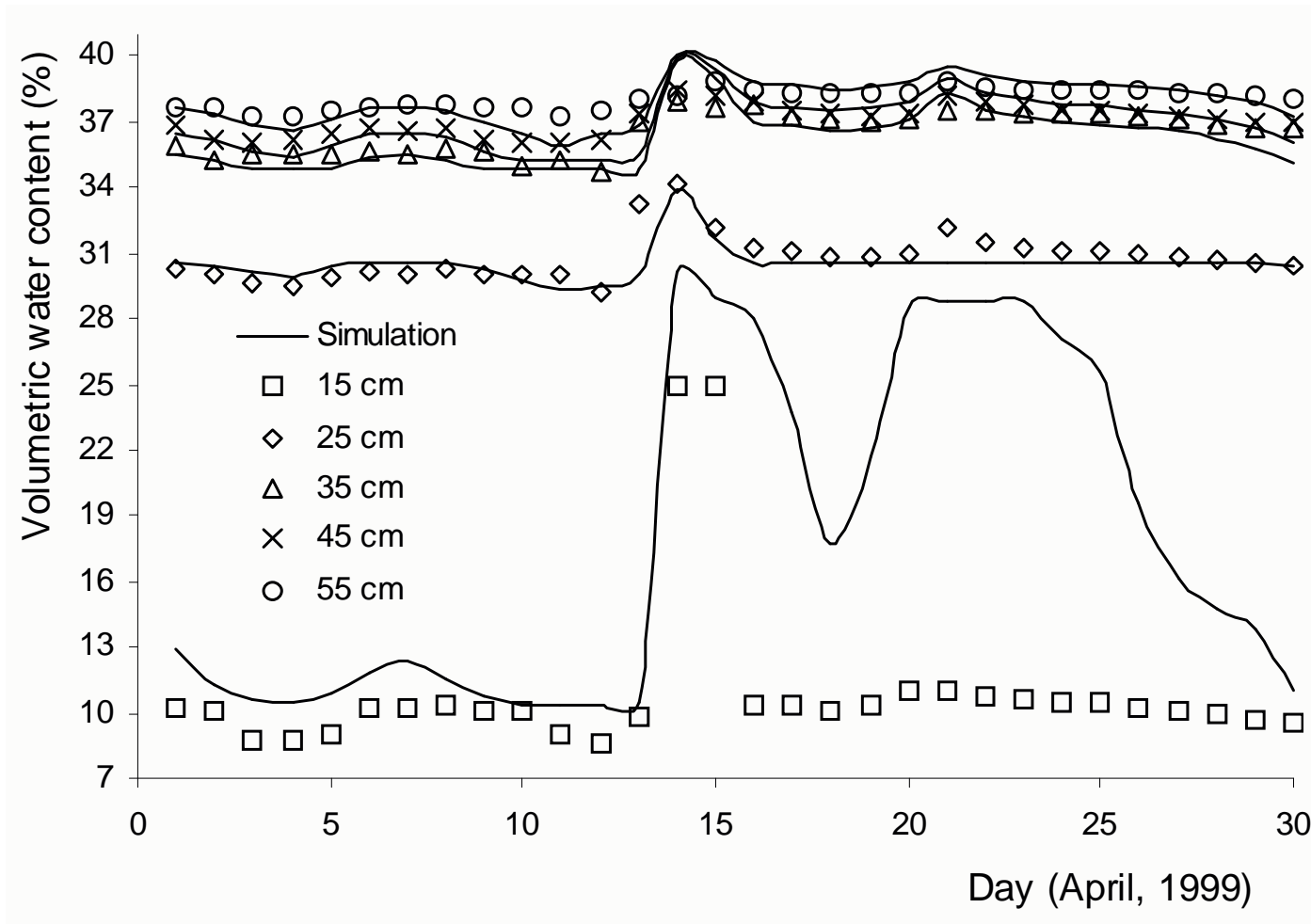


Variation de la temperature à 0,5 m



(Cui et al. 2005)

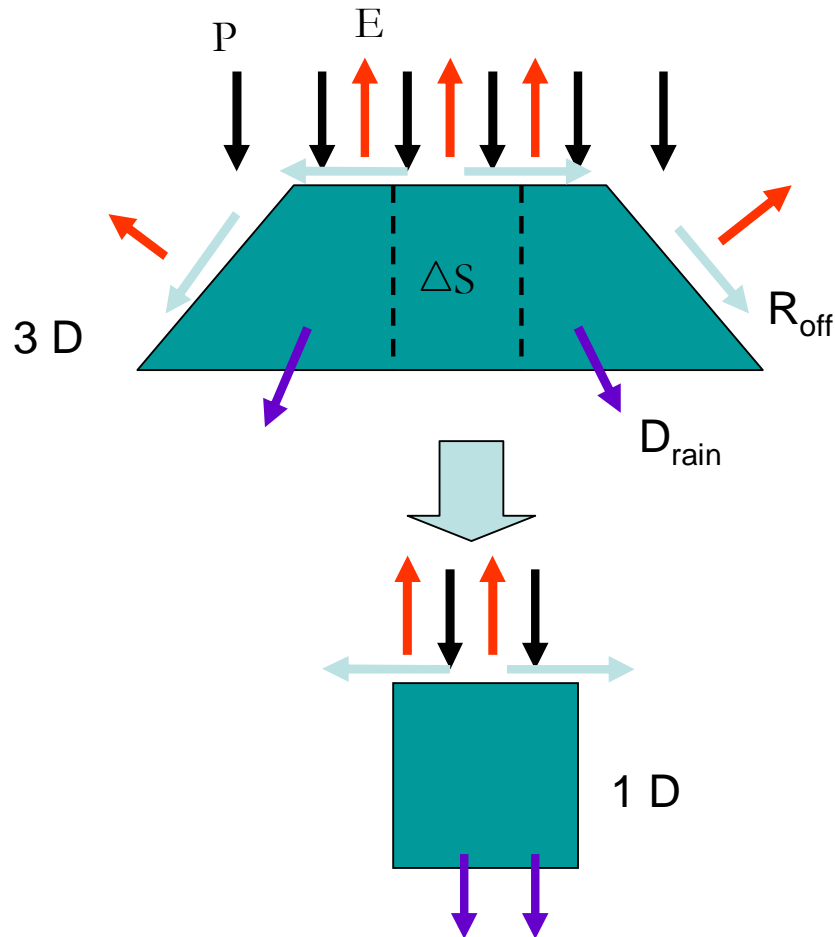
Variation de la teneur en eau volumique à 5 profondeurs différentes



(Cui et al. 2005)

Application 2: Remblai de Rouen

Bilan d'eau



$$P - R_{off} = E + D_{rain} + \Delta S$$

P: Précipitation

R_{off}: Ruissellement

E: Evaporation

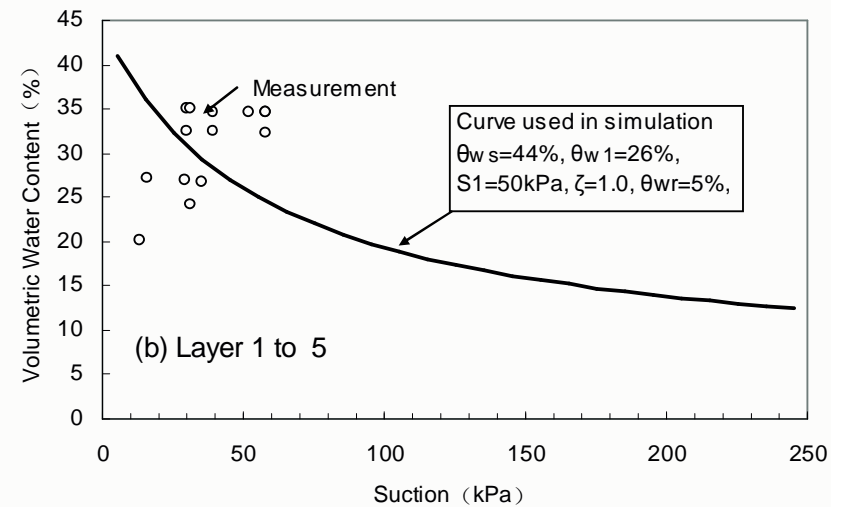
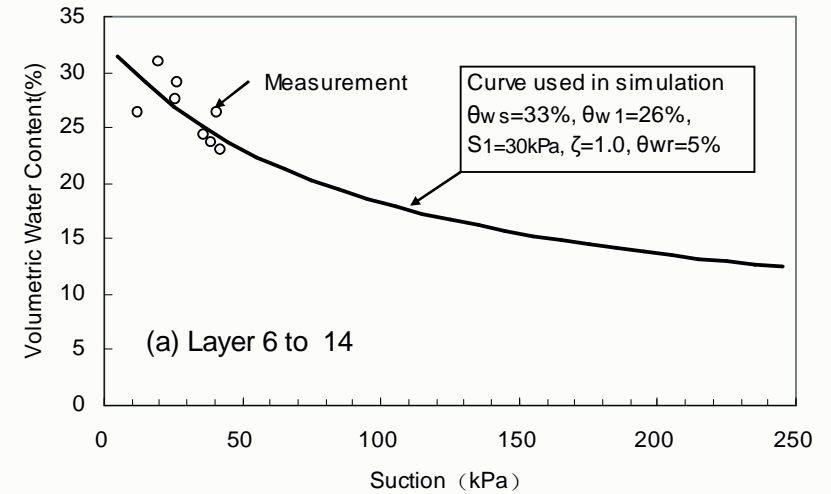
D_{rain}: Drainage

ΔS : Eau stockée

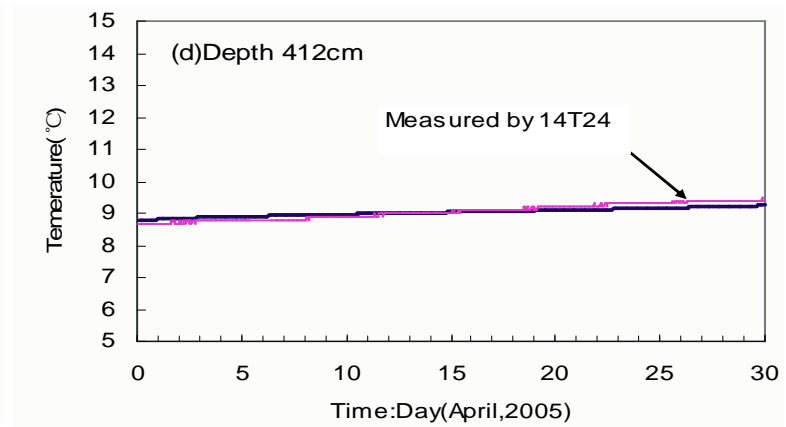
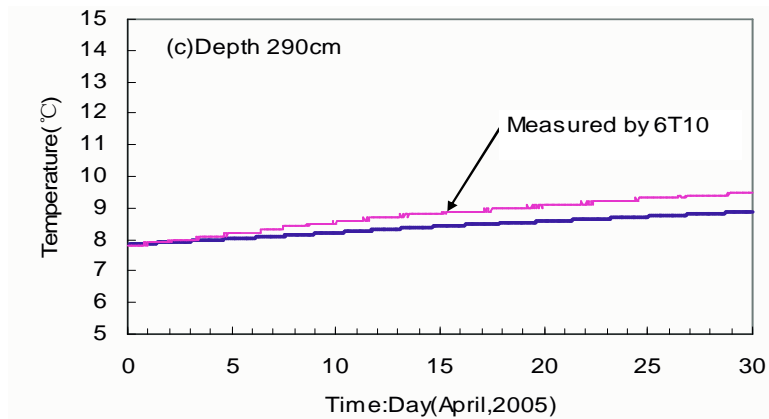
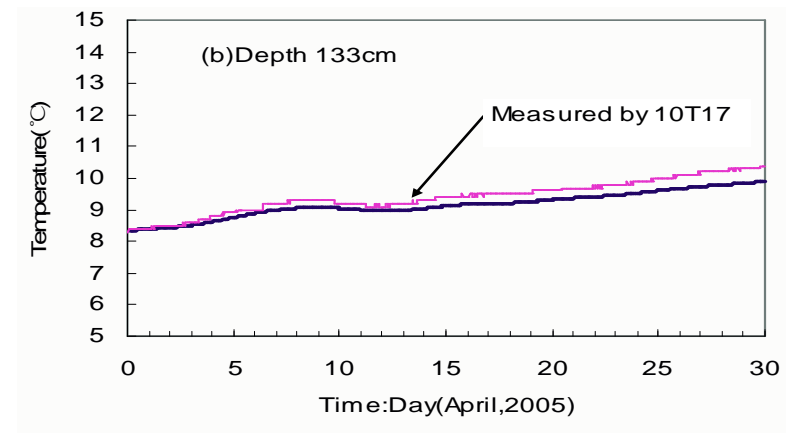
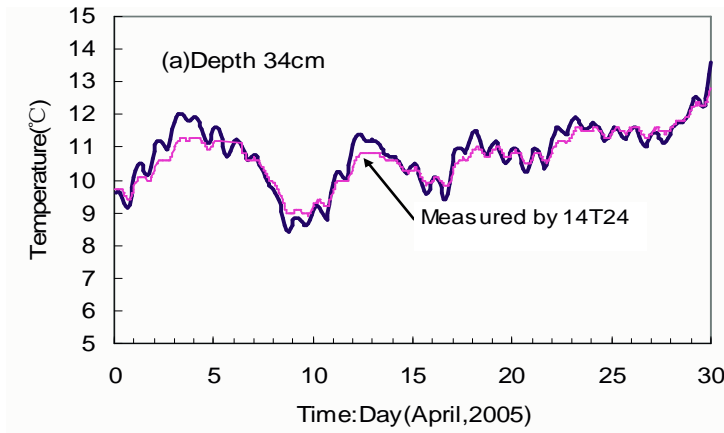
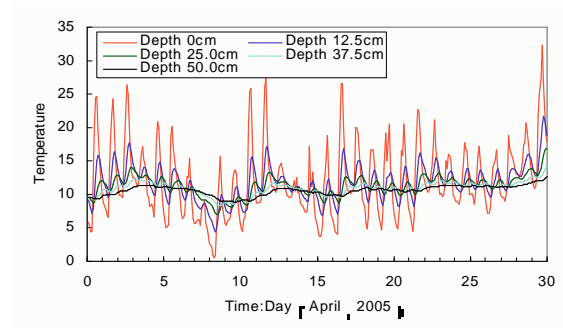
Paramètres

Chaleur spécifique	C_s	$2.24 \times 10^6 \text{J/m}^3\text{°C}$
	C_w	$4.15 \times 10^6 \text{J/m}^3\text{°C}$
Conductivité hydraulique	k_s	$1.5 \cdot 10^{-9} \text{m/s}$ $6 \cdot 10^{-9} \text{m/s}^*$
	k_{wl}	$1.15 \cdot 10^{-10} \text{m/s}$
	$s_{l \cdot}$	40kPa
	ξ	1.25
Paramètres pour la rétention d'eau	θ_{ws}	0.33 0.44 *
	θ_r	0.05
	θ_{wl}	0.26
	$s_{l \cdot}$	30kPa 50kPa*
	ζ	1.0
Constante	m_w^2	$6.0 \cdot 10^{-3} \text{kPa}^{-1}$

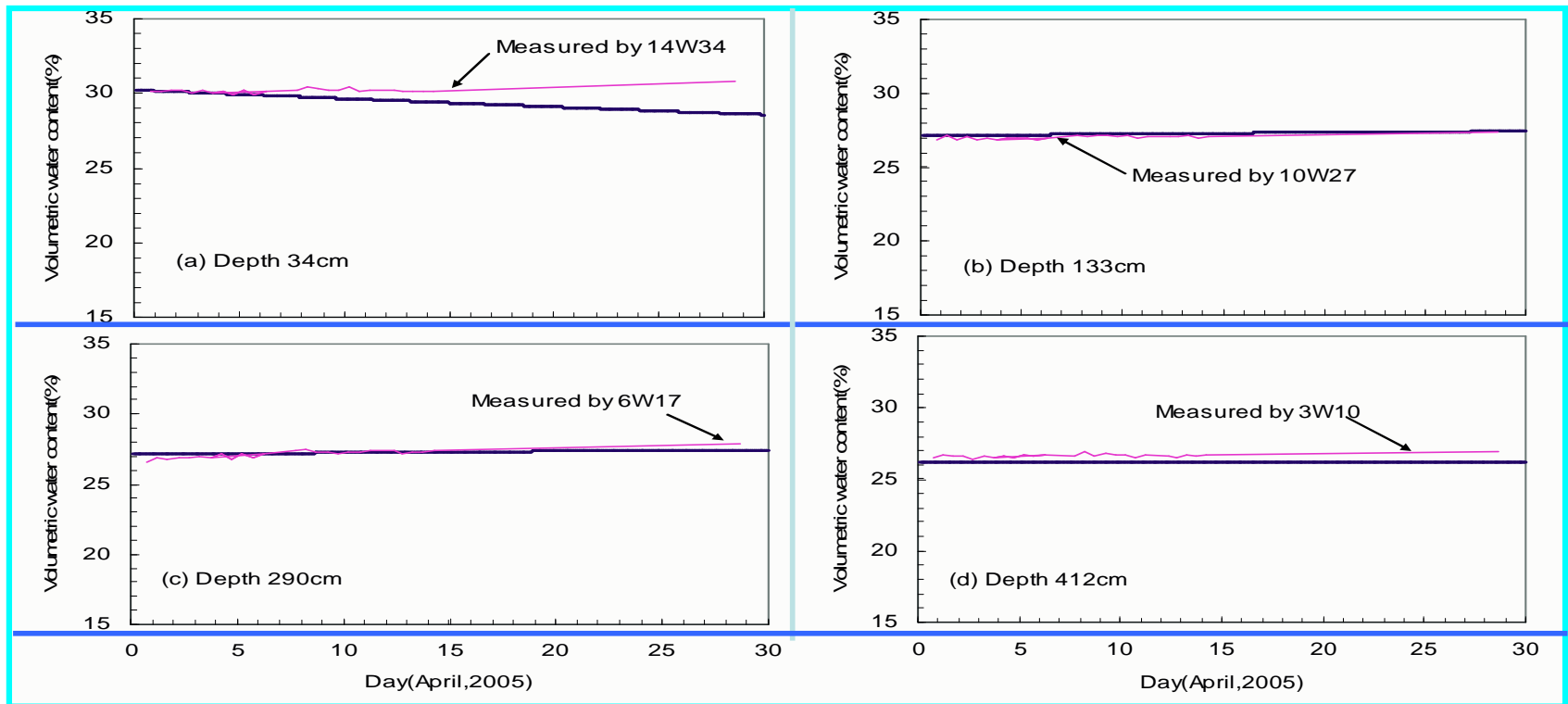
* The values are for the layers 1 to 5



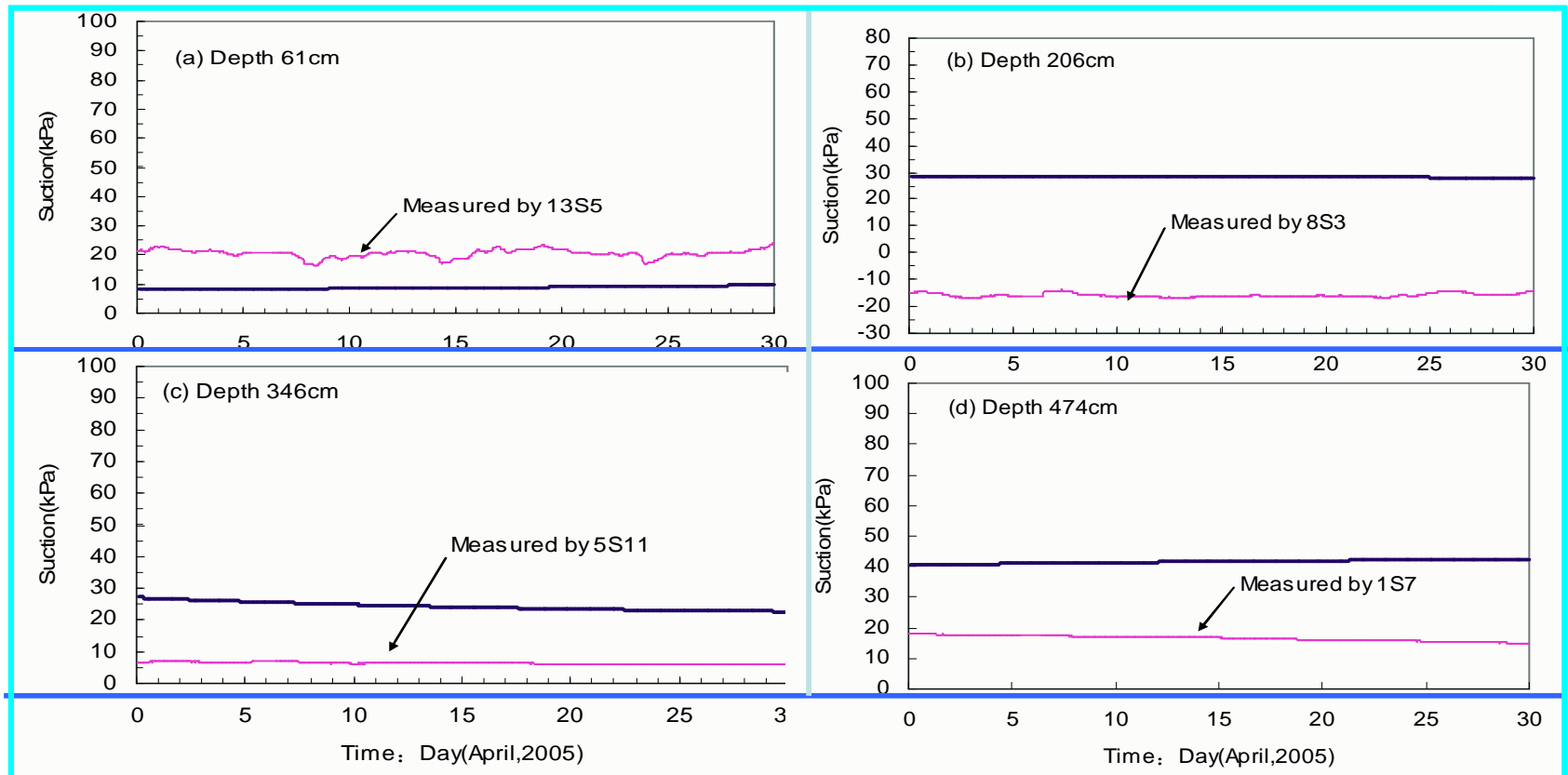
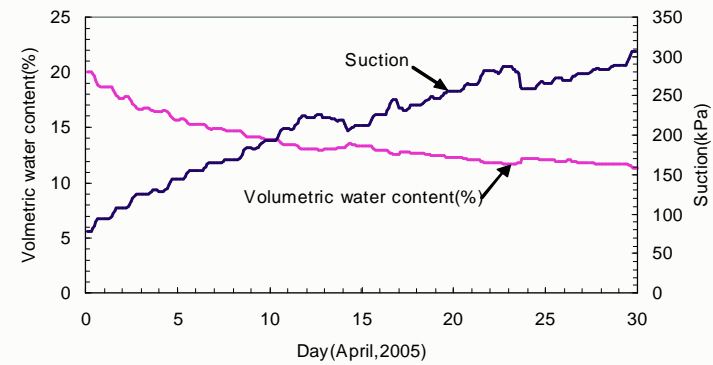
Temperature du sol



Teneur en eau volumique



Succion du sol



Végétations

Cas 1: canopée homogène (pelouse, forêt, culture agricole ...)

Cas 2: arbres isolés

Cas avec canopée homogène

Température Aerodynamique T_0 dans le calcul de H et de LE

$$H = \rho c_p \frac{T_0 - T_a}{r_a}$$

Not T_s

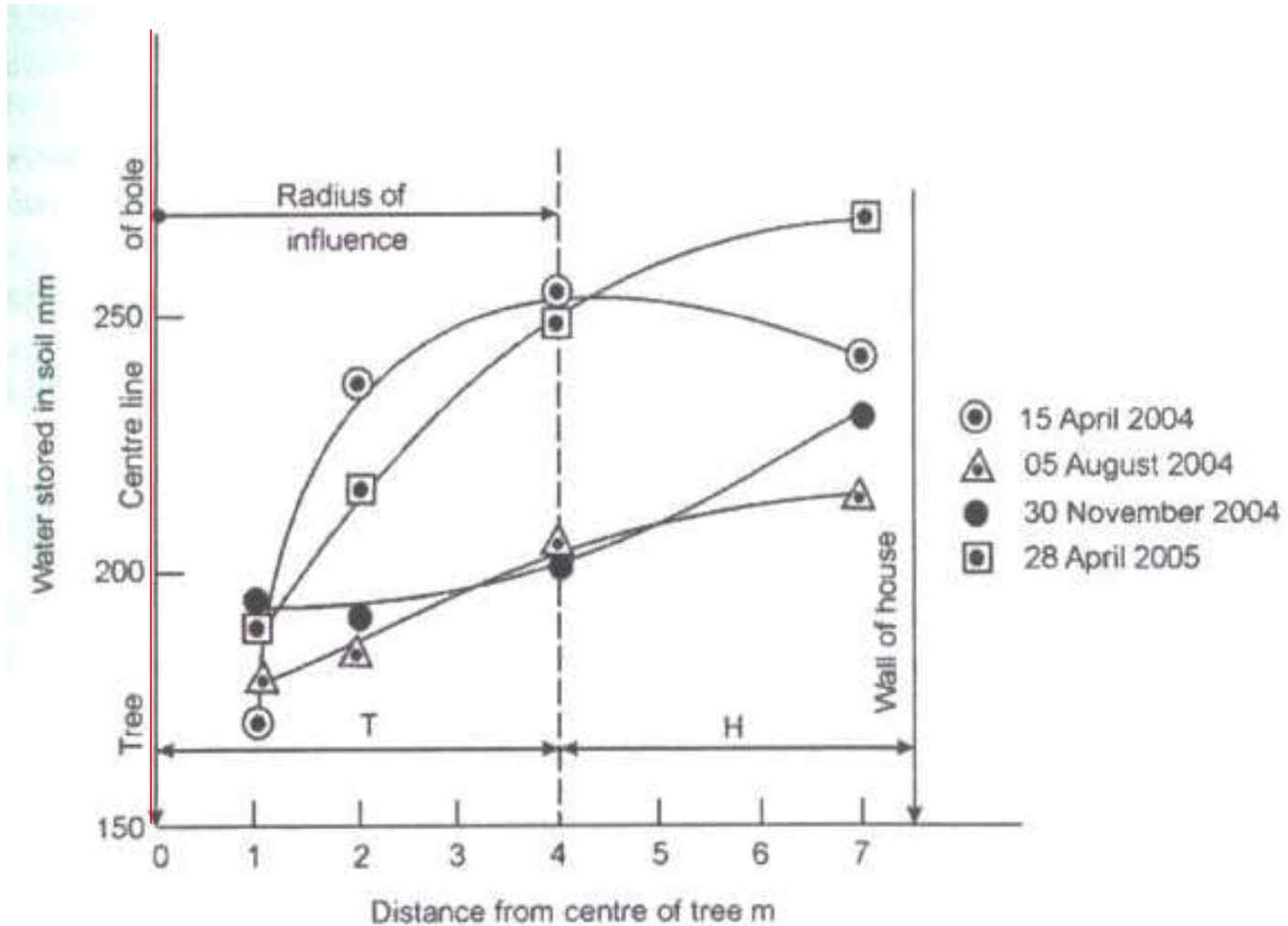
$$LE = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{Pv_{sat}(T_0) - Pv_a}{r_a + r_{st\ min}}$$

Leaf Area Index (LAI) : Surface des feuilles par l'unité de la surface du sol

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

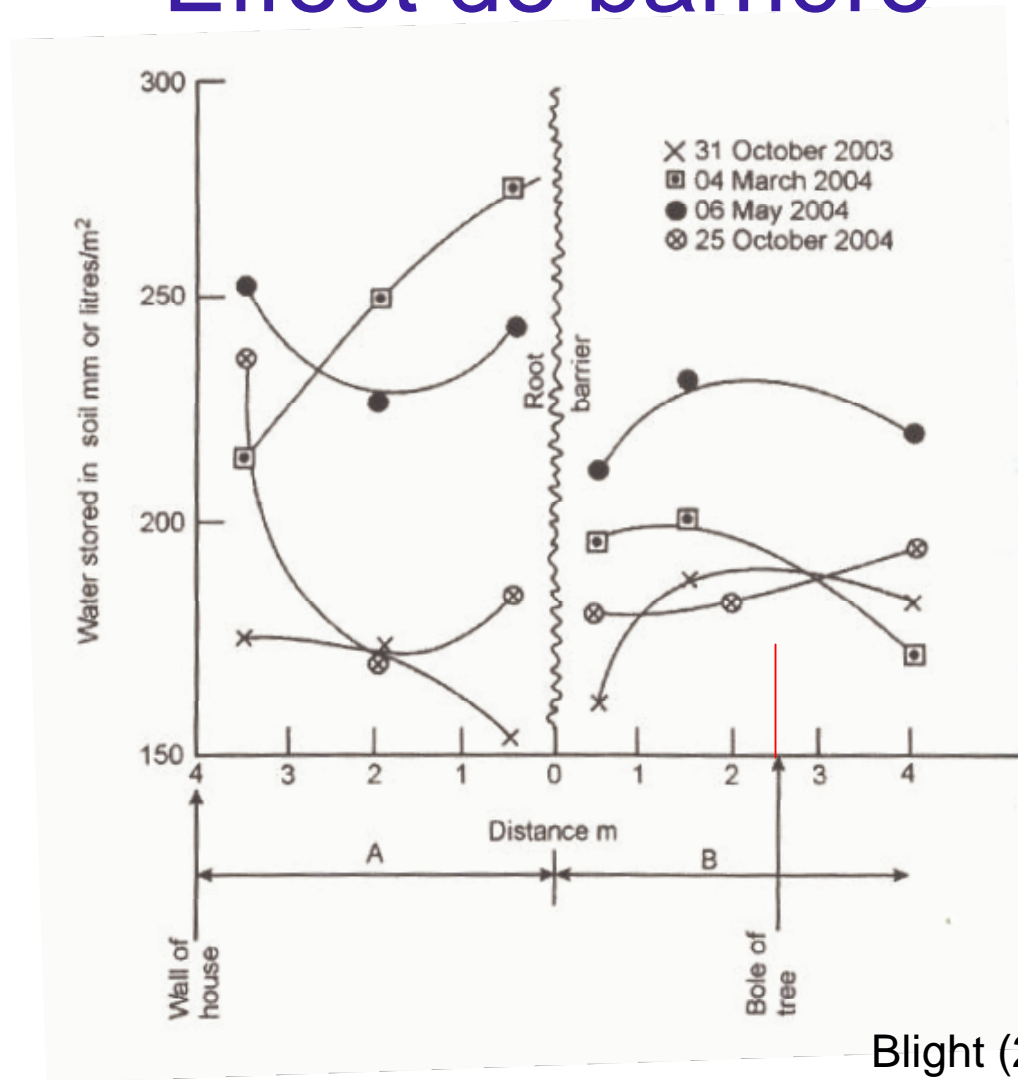
Boulet et al. 2000

Cas avec arbres isolés



Blight (2006)

Effect de barrière



Blight (2006)

Modélisation

Introduire un terme de source S dans l'équation de Richards :

$$r \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} = r \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + K \frac{\partial \psi}{\partial r} + r \frac{\partial}{\partial r} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} - rS$$

$$S(r, z) = \frac{\pi R^2 \beta(r, z) T_{pot}}{2\pi \iint r \beta(r, z) dr dz}$$

$$\beta(r, z) = \left[\left(1 - \frac{z}{z_m} \right) \right] \left[\left(1 - \frac{r}{r_m} \right) \right] e^{-\left(\frac{p_z}{z_m} |z^* - z| + \frac{p_r}{r_m} |r^* - r| \right)}$$

T_{pot} : potentiel de transpiration

Développement du réseau racinaire

- Essence
- Etat du sol (teneur en eau, densité)

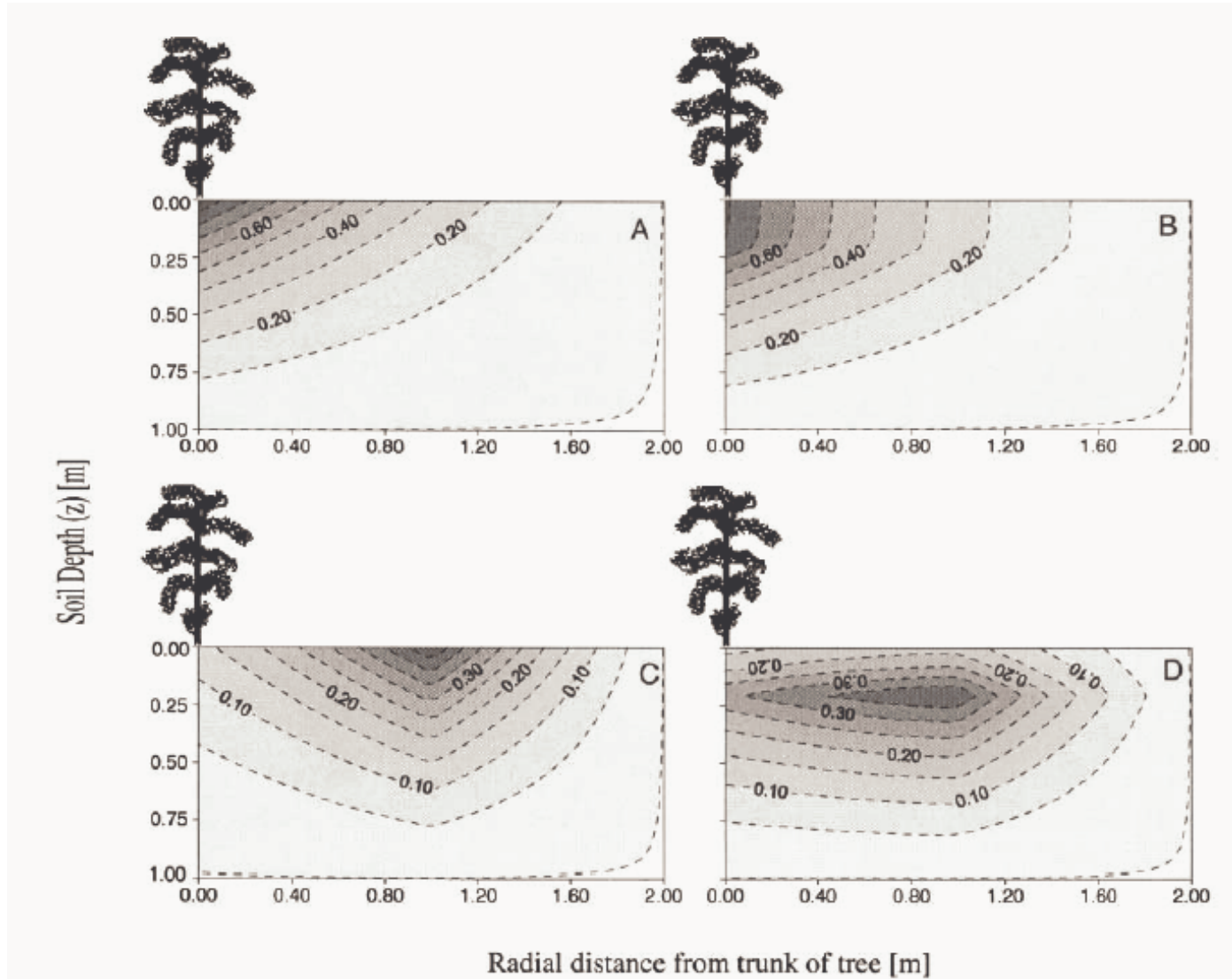
Dans sol non tassé

Dans sol tassé



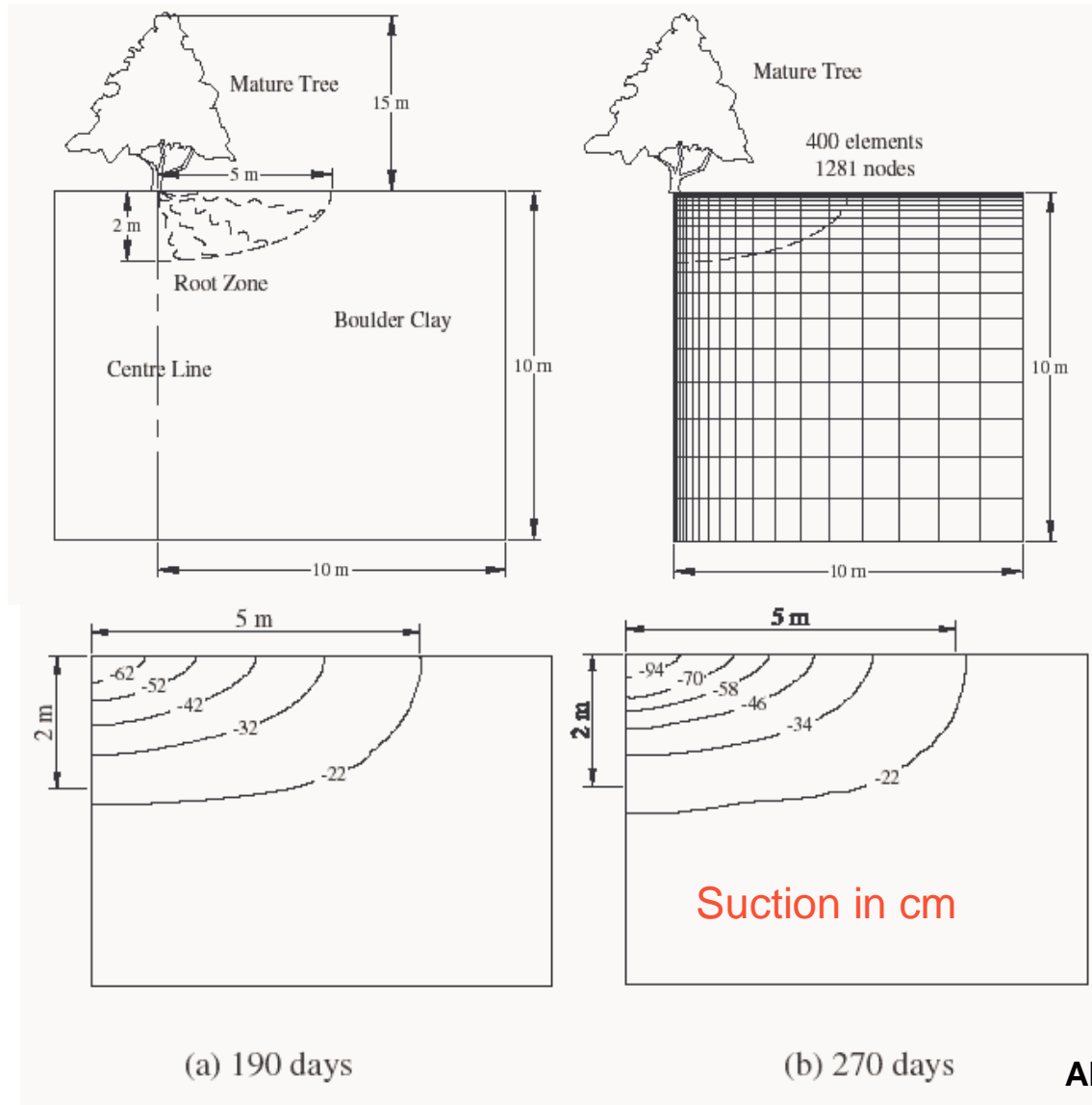
Source : ONF 1999

Influence de la distribution des racines



Vrugt et al. (2001)

Distribution de la succion à proximité d'un arbre



Ali and Rees (2006)

Conclusions

- Propagation de la sécheresse et les conditions climatiques
- Evapotranspiration peut être quantifiée en utilisant des méthodes de mesure directe, du bilan d'eau et du bilan d'énergie
- Dans le cas de sols nus, validations sur le site Boissy-le-Chatêl et sur le remblai expérimental de Rouen
- Dans le cas de canopée homogène, similaire à l'analyse dans le cas de sols nus
- Dans le cas d'arbres isolés, analyse en introduisant un terme de source S dans l'équation de Richards
- + FISSURATION?