



ÉCOLE POLYTECHNIQUE
FÉDÉRALE DE LAUSANNE

Cours de physique du sol

ETAT DE L'EAU DU SOL

Copie des transparents

Version provisoire

Prof. A. Mermoud

Janvier 2006

Teneur en eau du sol

Teneur en eau massique w

$$w = \frac{M_w}{M_s}$$

M_w : masse d'eau dans le sol

M_s : masse de sol sec

Valeurs indicatives en sols saturés:

- sols minéraux : $0.25 < w_s < 0.6 \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}$
- sols organiques : $\rightarrow 1 \text{ et plus}$

Teneur en eau volumique θ

$$\theta = \frac{V_w}{V_t}$$

V_w : volume d'eau dans le sol

V_t : volume total de sol

Valeurs indicatives en sols saturés:

- sols sableux : $0.4 < \theta_s < 0.5 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$
- sols silto-sableux : $0.3 < \theta_s < 0.4 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$
- sols argileux : $\rightarrow 0.6 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$

Relation $\theta - w$

$$\theta = \frac{\rho_d}{\rho_w} w$$

ρ_d : masse volumique du sol sec

ρ_w : masse volumique de l'eau

Relation teneur en eau volumique – hauteur d'eau équivalente

**La teneur en eau volumique permet d'obtenir
immédiatement la hauteur d'eau équivalente
 h_w stockée sur une hauteur de sol h_t .**

En effet: $\theta = V_w/V_t$

soit: $V_w = \theta V_t$

**Sur une surface S et dans une couche de sol
de hauteur h_t :**

$$\mathbf{S\ h_w = \theta\ S\ h_t}$$

h_w : hauteur d'eau équivalente

et donc: $h_w = \theta\ h_t$



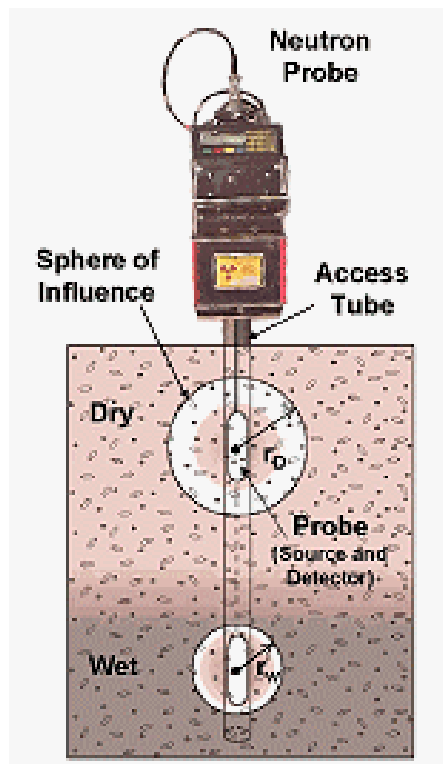
**Echantillon de
sol remanié**



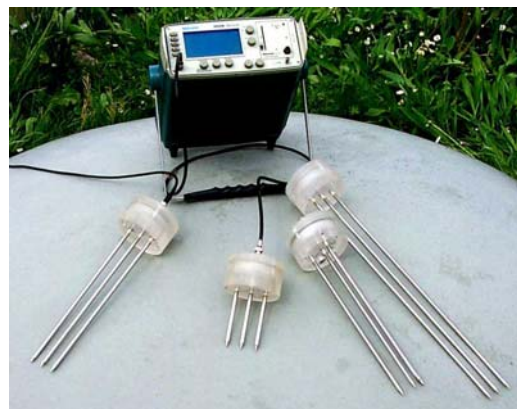
**Echantillon
de sol non
remanié**

Mesure de la teneur en eau des sols

- **Mesure directe (labo) : méthode gravimétrique**
- **Mesure indirecte (terrain) : principalement méthodes nucléaires (sonde à neutrons, etc.) et méthodes diélectriques (TDR, etc.)**

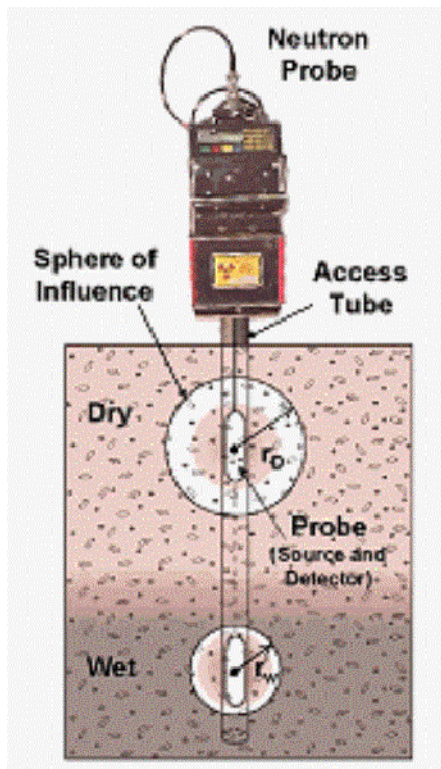


Sonde à neutrons



Appareil TDR

Sonde à neutrons



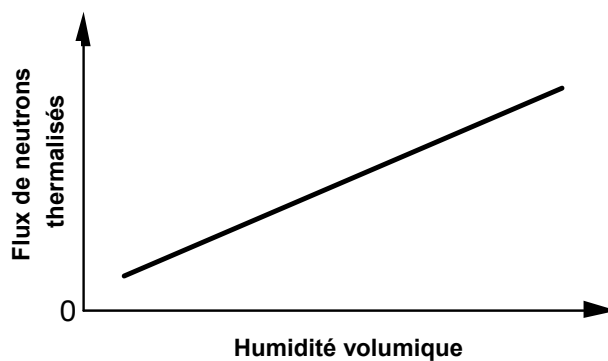
- Installation préalable d'un tube d'accès (4 à 5 cm de diamètre), fermé à son extrémité inf. (longueur quelque peu sup. à la profondeur max. de mesures)
- L'appareil permet de réaliser des mesures rapides et non destructrices de la teneur en eau à différentes prof.
- Constitué de 2 parties:
 - la **sonde** que l'on descend dans le tube d'accès et qui contient une source de neutrons rapides et un détecteur de neutrons thermalisés
 - un **compteur** qui mesure le flux de neutrons thermalisés
- Les neutrons rapides ($1600 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$) émis par la source entrent en collision avec les atomes du sol et perdent peu à peu leur énergie cinét.
- Après un certain nombre de collisions, les neutrons sont thermalisés et forment un nuage de neutrons lents ($3 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$) autour de la sonde
- Les atomes d'H ($\cong$ même masse que les neutrons) présentent un pouvoir de ralentissement beaucoup plus élevé que les autres atomes du sol, à tel point que le nombre de neutrons ralentis est proportionnel à la teneur en hydrogène et donc à sa teneur en eau
- La densité de neutrons lents est enregistrée par un détecteur

Limitations de la sonde à neutrons

- **Nécessité d'un étalonnage pour chaque site de mesure, voire pour chaque horizon pédologique**

Un certain nombre de facteurs peuvent perturber la mesure:

- présence de matière organique
- influence de la masse volumique sèche du sol
- composition chimique du sol



- **Volume de sol intéressé par les mesures**

Sphère d'influence (95% des neutrons thermalisés); son rayon dépend de l'humidité du sol et de l'énergie des neutrons émis par la source (entre 15 cm en sol humide et plus de 50 cm en sol sec). Conséquences:

- appareil mal adapté à la détection de fronts abrupts d'humidité
 - mesures délicates près de la surface du sol
- **Nécessité d'utiliser l'appareil avec diligence et précautions**

TDR (Time Domain Reflectometry: réflectométrie dans le domaine temporel)

Principe: Mesure du temps de propagation dans le sol d'une onde électromagnétique à haute fréquence (1MHz à 1 GHz). Ce temps est fonction de la constante diélectrique relative ϵ du milieu, elle-même étroitement dépendante de l'humidité du sol*.

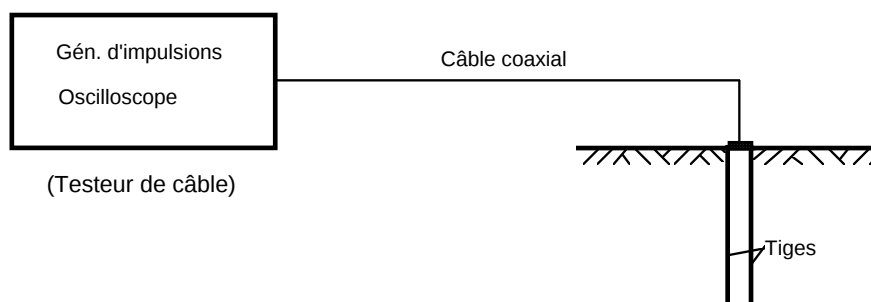
L'onde est envoyée le long d'une ligne de transmission constituée de tiges métalliques (2 ou plus) de longueur L fichées dans le sol.

$$v = 2 L / t$$

v : vitesse de propagation de l'onde
 t : temps de propagation de l'onde le long des tiges (A + R)

Par ailleurs: $v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}}$ c : vitesse de la lumière

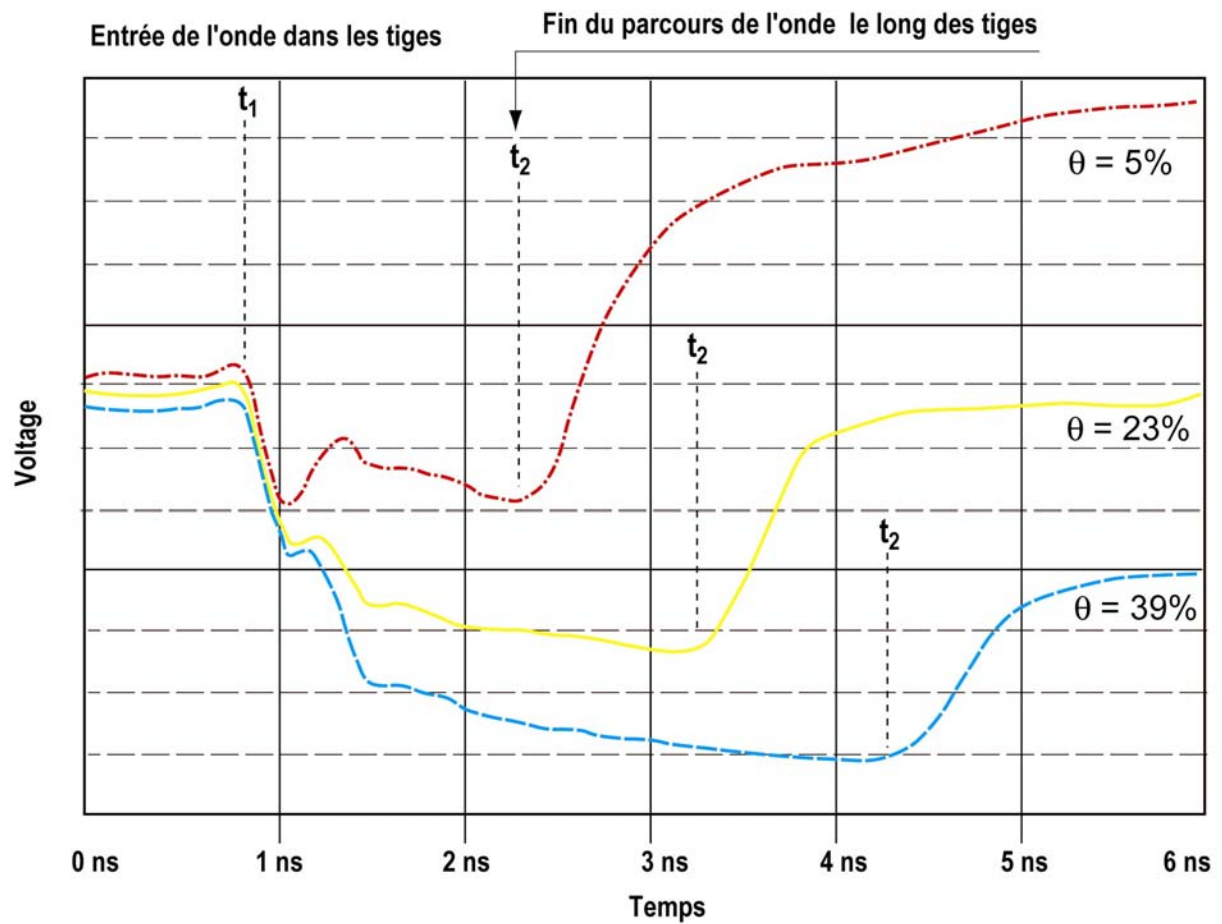
→
$$\epsilon = \left(\frac{c t}{2 L} \right)^2$$



Relation humidité θ - constante diélectrique ϵ du sol

$$\theta = 4.3 \cdot 10^{-6} \epsilon^3 - 5.5 \cdot 10^{-4} \epsilon^2 + 2.92 \cdot 10^{-2} \epsilon - 5.3 \cdot 10^{-2}$$

* $\epsilon_{\text{eau}} \approx 80$ (20 °C); $\epsilon_{\text{sol sec}} : 3 \text{ à } 5$; $\epsilon_{\text{air}} = 1$



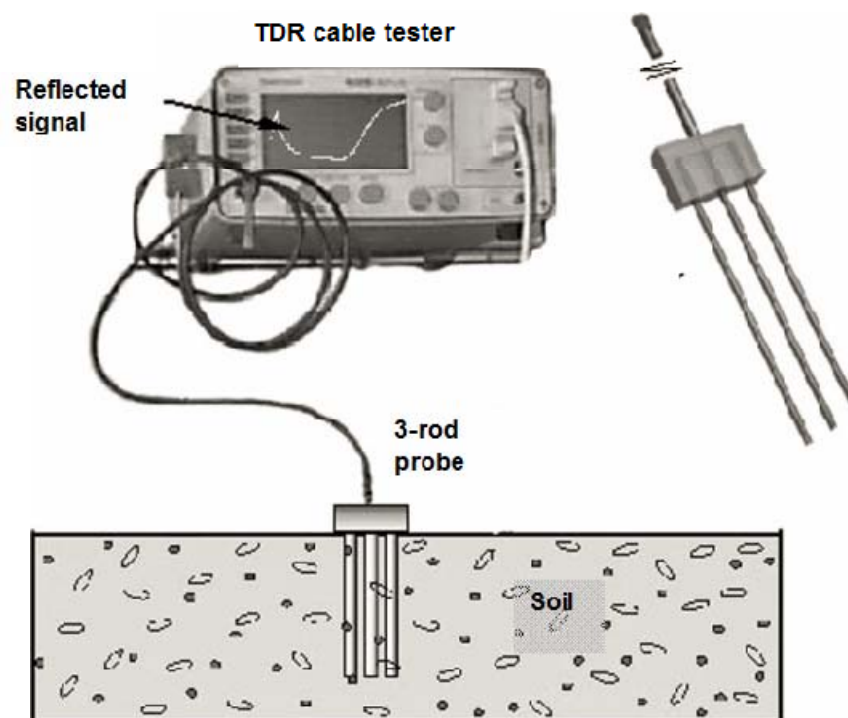
$t_2 - t_1$: temps de parcours (A+R) de l'onde le long des tiges de la sonde

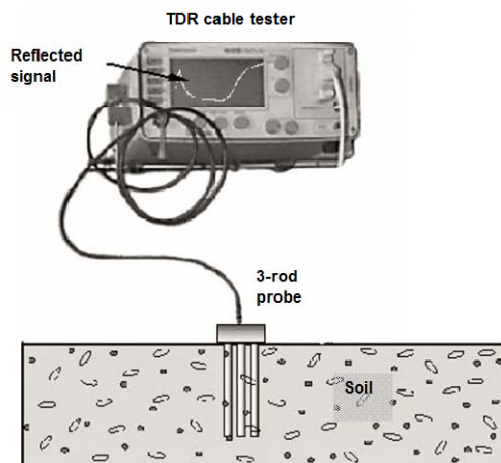
Graphes d'onde TDR

$$\varepsilon = \left(\frac{c(t_2 - t_1)}{2L} \right)^2$$

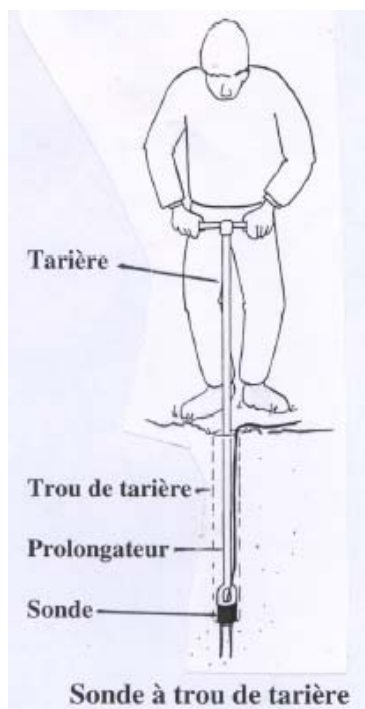
Main advantages of TDR

- superior accuracy (within 1 or 2% vol. water content)
- minimal calibration requirements; in many cases soil-specific calibration is not needed
- lack of radiation hazard
- measurements are simple to obtain
- continuous measurements possible through automation and multiplexing
- may also be used to measure soil electrical conductivity





Sonde de surface

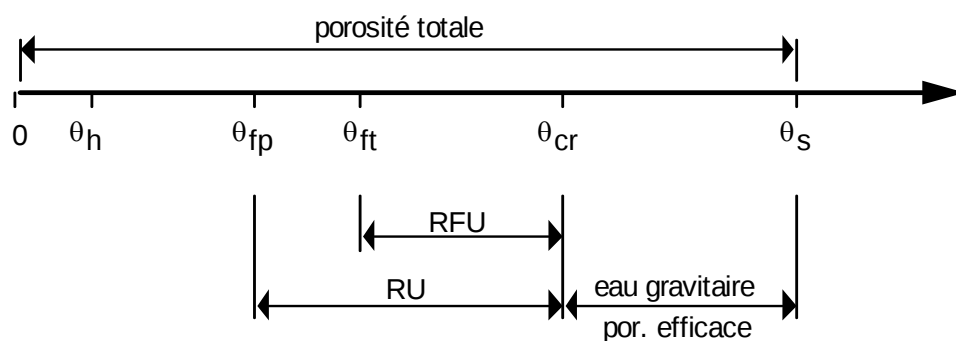


- **Mesures de surface:** sondes de surface
- **Mesures de profondeur:**
 - sondes enterrées (dug-in probes)
 - sonde à trou de tarière (bore hole probe)
 - sonde à tube d'accès (tube probe)

Mesures de la teneur en eau du sol par TDR

Taux remarquables d'humidité du sol

- **teneur en eau à saturation θ_s** : la totalité des pores du sol est occupée par l'eau
- **teneur en eau à la capacité de rétention θ_{cr}** : humidité du sol observée après élimination de toute l'eau de gravité*
- **point de flétrissement permanent θ_{fp}** : humidité du sol au moment où la force de succion des plantes égale la force de rétention de l'eau par le sol**



Taux remarquables d'humidité

- **taux d'hygroscopicité θ_h** : l'eau du sol est en équilibre avec la vapeur d'eau présente dans l'air du sol
- **point de flétrissement temporaire θ_{ft}** : humidité du sol lorsque les végétaux présentent des symptômes de flétrissement passagers, en période de forte demande évaporative.

Utilisé couramment pour la gestion des irrigations, tout comme les notions de réserve utile (RU) et réserve facilement utilisable (RFU), définies par :

$$RU = (\theta_{cr} - \theta_{fp}) h$$

h : profondeur des racines

$$RFU = (\theta_{cr} - \theta_{ft}) h$$

* En dessous, l'eau est retenue par la matrice solide par les forces de capillarité et d'adsorption

** Le solde d'eau du sol n'est plus disponible pour les végétaux qui se flétrissent irréversiblement

Potentiel de l'eau du sol (potentiel hydrique)

Différence d'énergie libre entre l'eau du sol et une eau de référence (eau libre et pure à la pression atmosphérique).

Le potentiel traduit l'état de liaison de l'eau du sol ou la quantité d'énergie qu'il faudrait fournir pour l'extraire du sol.

Potentiel de l'eau du sol

Le potentiel total comprend plusieurs composantes, chacune liée à une force agissant sur l'eau qui modifie son énergie par rapport à celle de l'eau libre et pure. Ces champs de force sont dus principalement:

- à la gravité: potentiel **gravitationnel** Pot_g
- à la pression de l'eau en milieux saturés:
potentiel de **submersion** Pot_s
- à l'attraction de l'eau par la matrice solide
en milieux non saturés: potentiel **matriciel** Pot_m
- à la présence de sels: potentiel **osmotique** Pot_o

Potentiel total P_t :

$$Pot_t = Pot_g + Pot_s \text{ ou } Pot_m + Pot_o + \dots$$

Il est fréquent que les forces de gravité, matricielles ou de submersion soient les seules à agir. Dans ce cas:

$$Pot_t = Pot_g + Pot_s \text{ ou } Pot_m = Pot_g + Pot_p$$

Pot_p : potentiel de pression

Potentiel de l'eau du sol

Potentiel : énergie potentielle **relative**
spécifique de l'eau du sol

$$\text{Pot}_t = \frac{E_{\text{pot}}}{M, V \text{ ou } P^*} \text{ comparée à l'énergie de l'eau}$$

libre et pure, à la pression atm. (référence)

Le potentiel est fréquemment exprimé en terme d'énergie par unité de poids (charge hydraulique):

$$\text{Pot}_t = \frac{E_{\text{pot}}}{P} = H_t \text{ (charge hydraulique)}$$

Dans ce cas: $H_t = \frac{E_g}{Mg} + \frac{E_s}{Mg} \text{ ou } \frac{E_m}{Mg} + \dots = H_g + H_p$

Or: $E_g = Mgz$ $E_s = E_m = pV = \rho_w ghV = Mgh$



$$H = z + h$$

- milieux saturés: $h > 0$
- non saturés: $h < 0$

* M : masse; V : volume; P : poids; p : pression

Concept de succion ψ

En milieu non saturé, la charge de pression (charge matricielle) h est toujours négative; on la remplace fréquemment par la succion ψ :

$$\psi = |h|$$

(unité de longueur*)

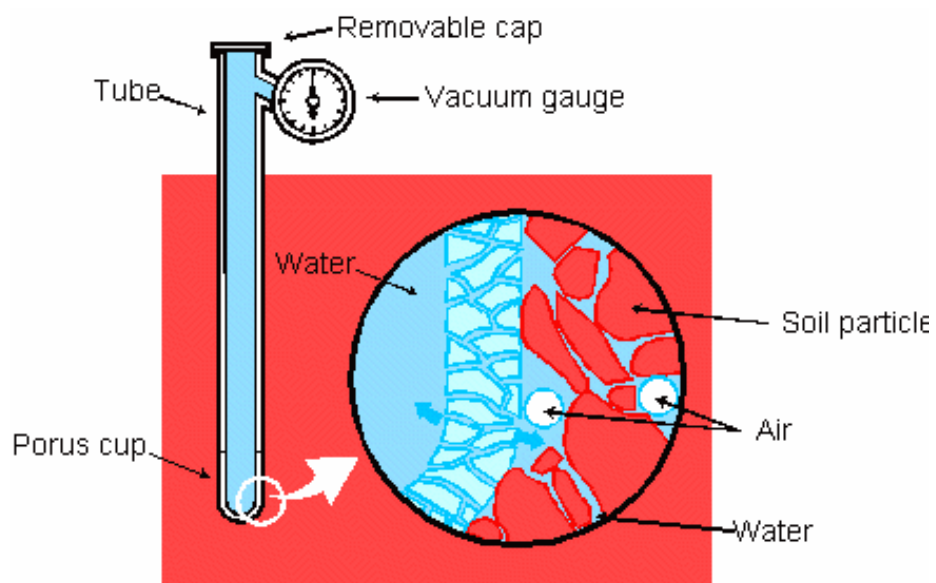
La succion peut atteindre des valeurs très élevées; aussi utilise-t-on parfois la notion de **pF défini comme le log décimal de la succion exprimée en cm :**

$$pF = \log \psi = \log |h|$$

* Peut aussi s'exprimer en unité de pression (Pa ou bar):

$$\psi \text{ (Pa)} = \rho_w g \psi \text{ (m)}$$

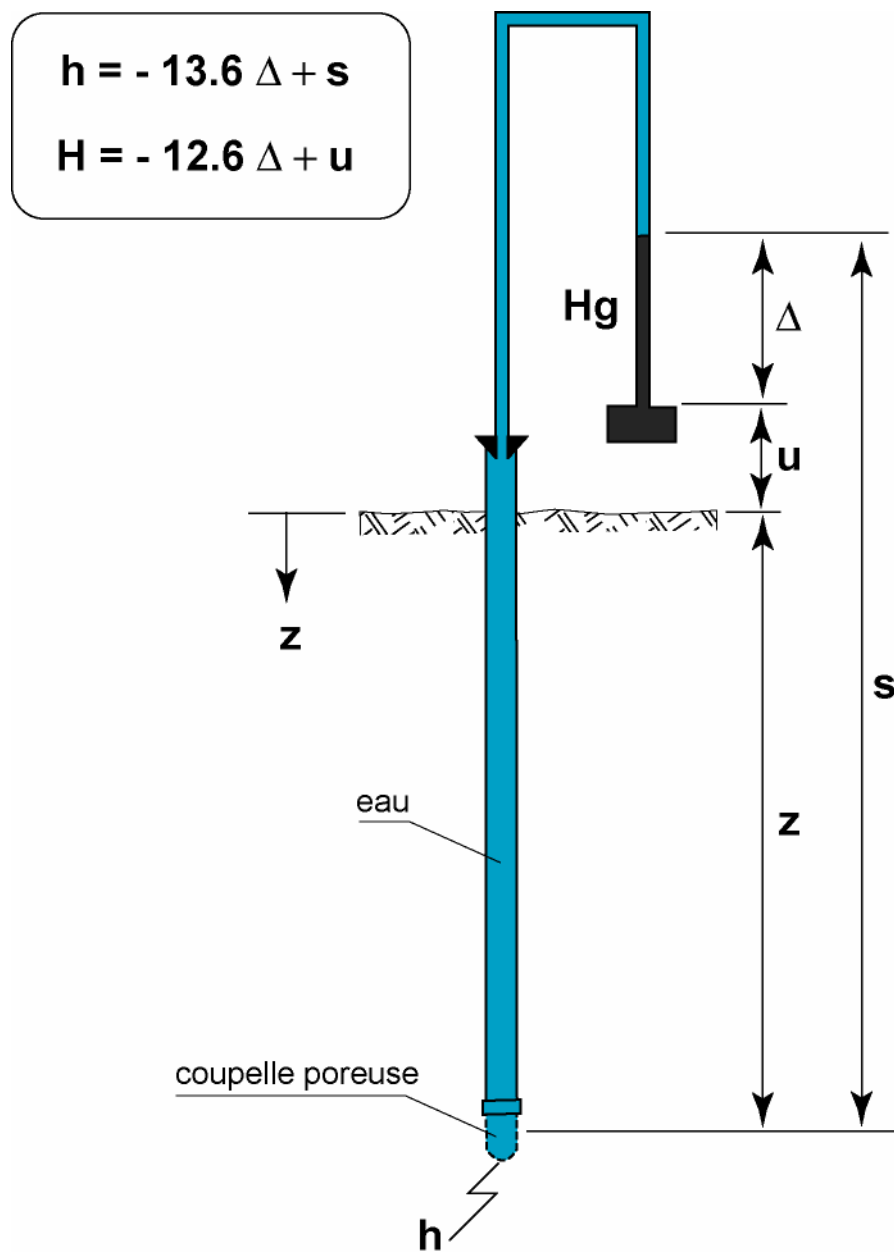
$$\psi \text{ (bar)} = \psi \text{ (Pa)} 10^{-5}$$



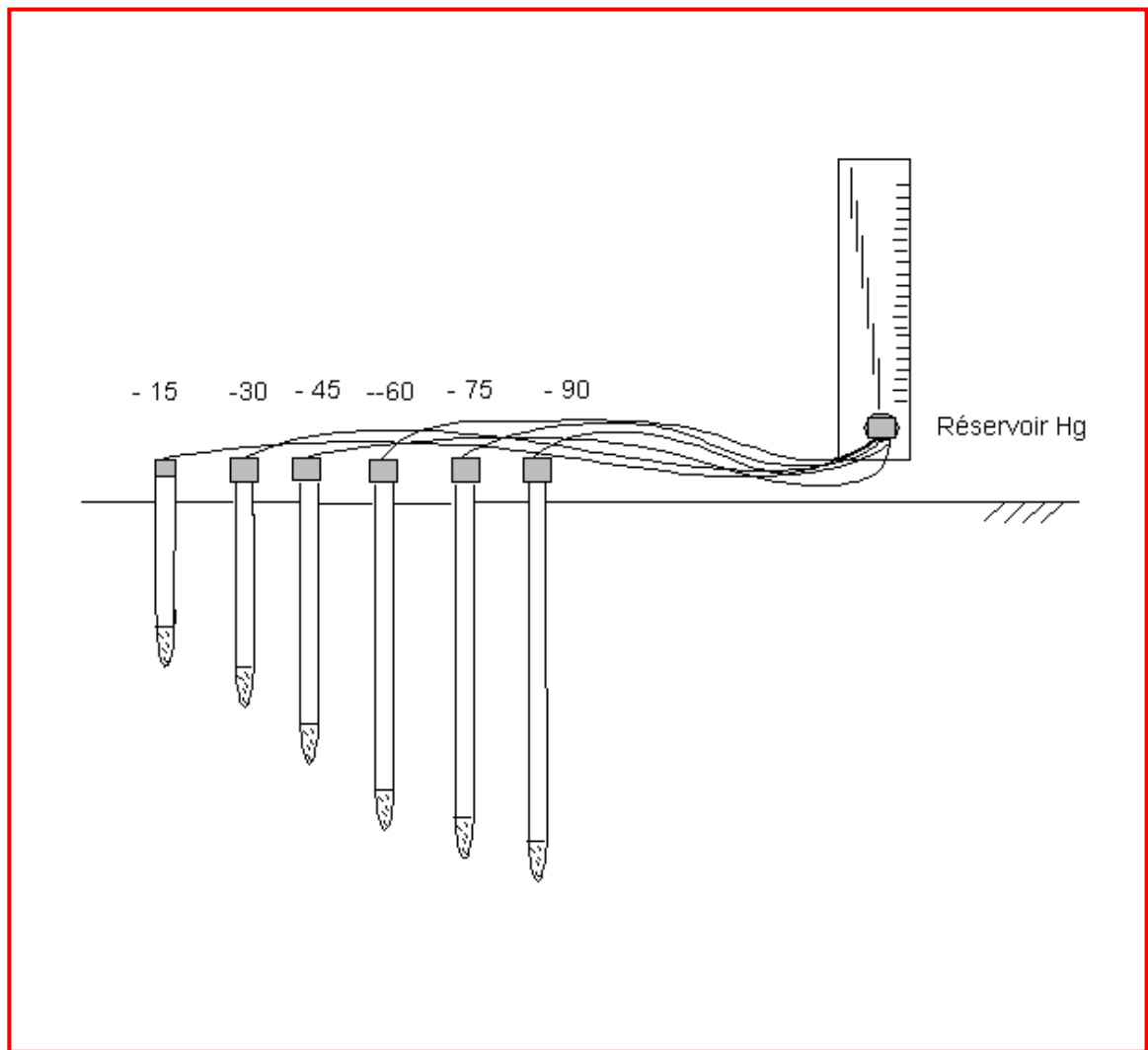
Mesure de la charge de pression (ou de la succion)



Tensiomètres



Tensiomètre avec manomètre à mercure



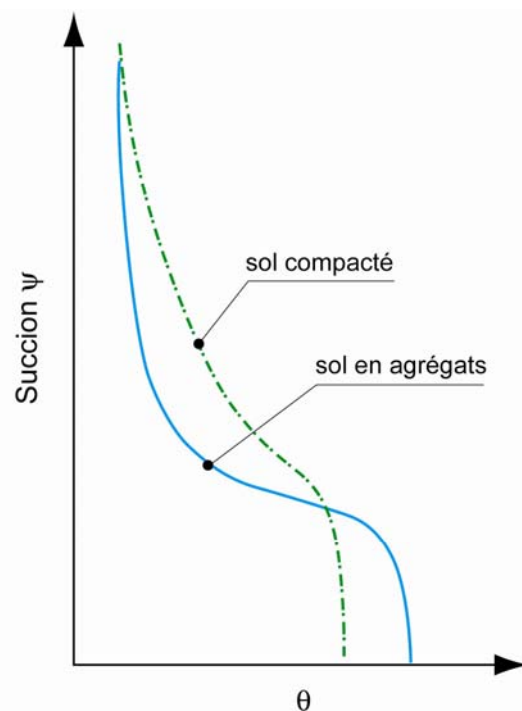
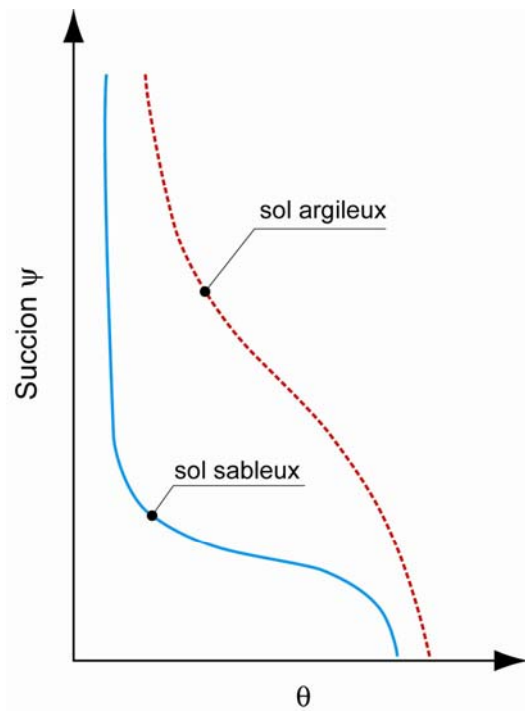
**Batterie de tensiomètres connectés à un
manomètre à mercure**

Humidité remarquable	Succion ψ (cm)	Charge de pression h (cm)	pF*
θ_s	0	0	-
θ_{cr}	330	- 330	2.5
θ_{ft}	10 000	- 10 000	4
θ_{fp}	16 000	- 16 000	4.2

*pF = $\log \psi$ (cm)

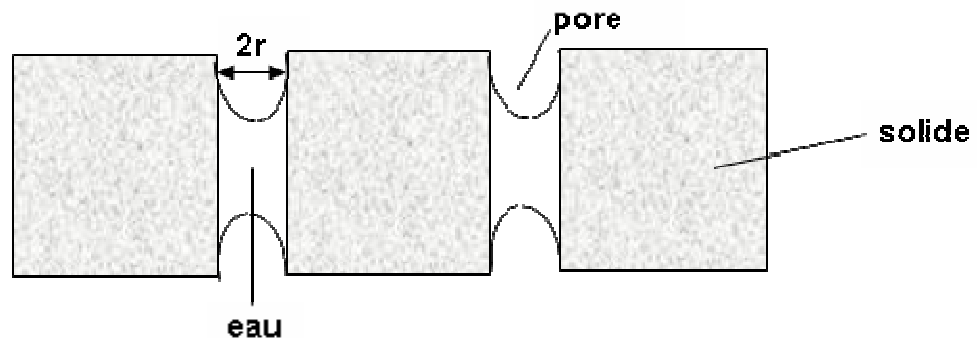
Relations empiriques

taux remarquables d'humidité – succion / charge de pression / pF



**Influence de la texture et de la structure du sol
sur la fonction $\psi(\theta)$**

Notion de succion d'entrée d'air ψ_{ea}



Agrandissement d'une plaque poreuse idéalisée

Pression de l'eau dans les pores* (pression capillaire p_c):

$$p_c = \frac{2\sigma}{R} = \frac{2\sigma \cos \varphi}{r}$$

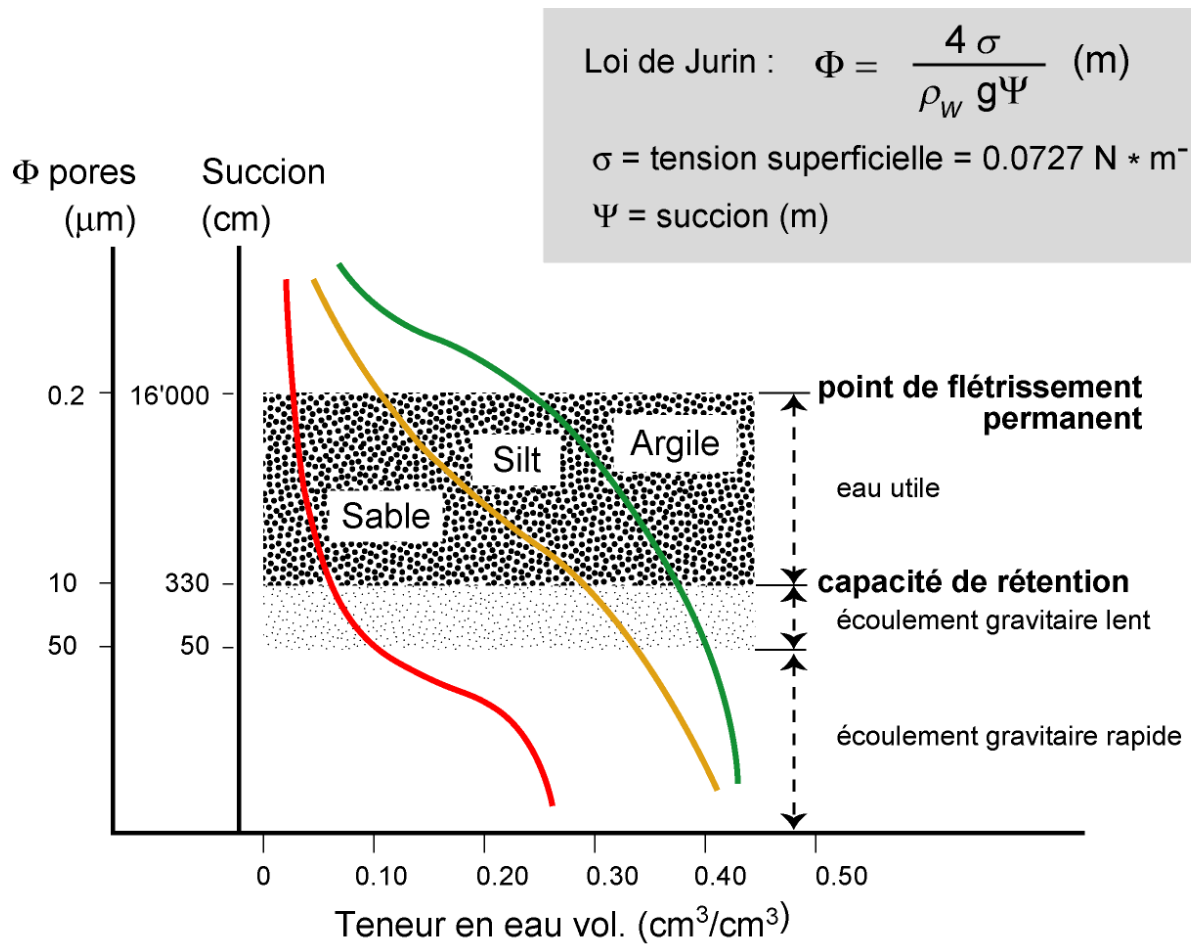
Les pores ne se vident que si l'on applique une succion (ou une pression positive) supérieure à ψ_{ea} :

$$\psi_{ea} = \frac{2\sigma \cos \varphi}{r} \quad \text{A ce moment l'air traverse la plaque.}$$

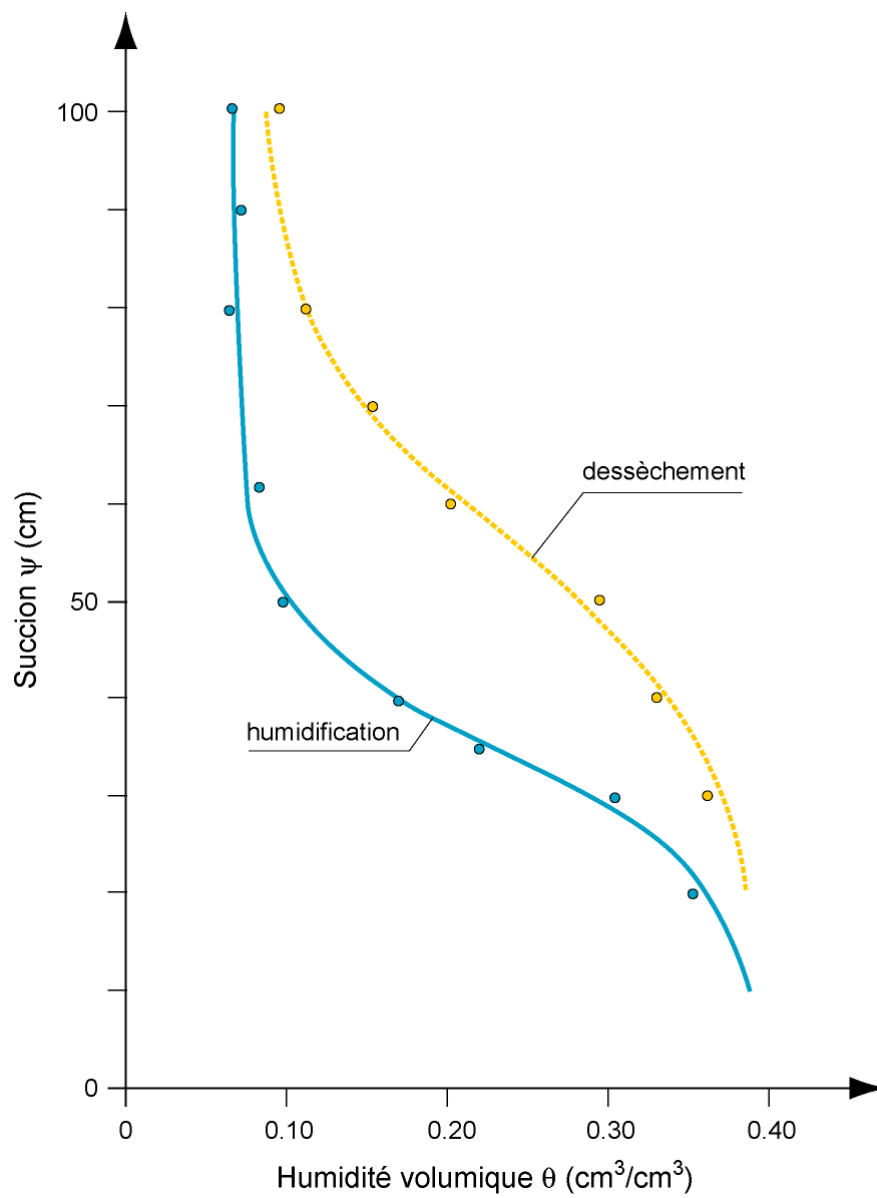
De même, un sol fin saturé dont tous les pores ont des dimensions capillaires reste saturé aussi longtemps que le pore le plus gros (de rayon équivalent r_{max}) est rempli d'eau; la succion d'entrée d'air correspondante vaut :

$$\psi_{ea} = \frac{2\sigma \cos \varphi}{r_{max}}$$

* σ : tension superficielle de l'eau R : rayon du ménisque
 φ ; angle de contact r : rayon du pore



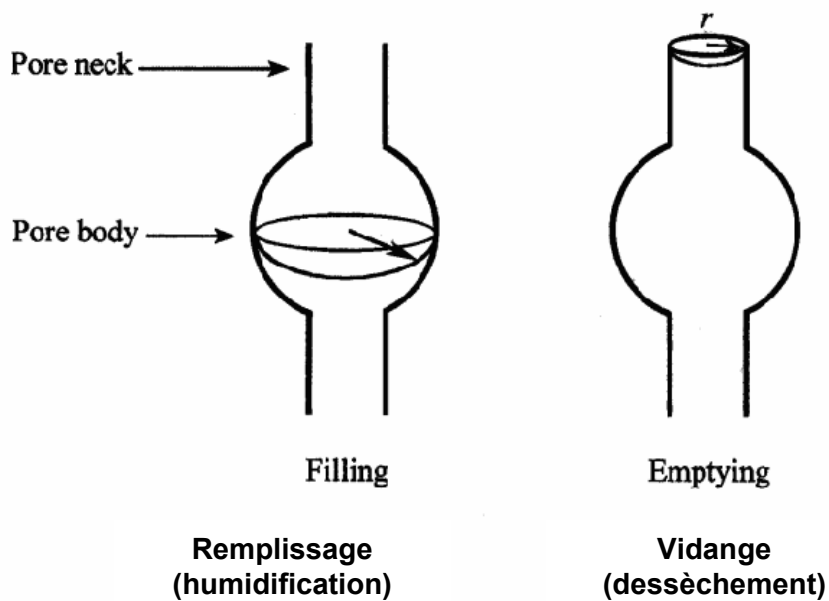
Fonctions $\psi(\theta)$ pour différents sols et diamètres ϕ équivalents des pores



**Effet d'hystérèse sur la relation
succion – teneur en eau**

Causes de l'hystérèse de la fonction $\psi(\theta)$

- Variation de l'angle de contact φ , selon que le liquide avance ou se retire : $\varphi_{\text{mouillage}} > \varphi_{\text{retrait}}$
- Présence d'air piégé
- Irrégularités de la forme et de la dimension des pores (vides connectés par des passages plus petits):



$$\psi_{\text{rempl.}} = \frac{2\sigma \cos \varphi}{\rho_w g R}$$

$$\psi_{\text{vid.}} = \frac{2\sigma \cos \varphi}{\rho_w g r}$$

$$R > r \rightarrow \psi_{\text{vid.}} > \psi_{\text{rempl.}}$$

Succions de remplissage et de vidange d'un pore

Détermination de la relation $\psi(\theta)$ en laboratoire

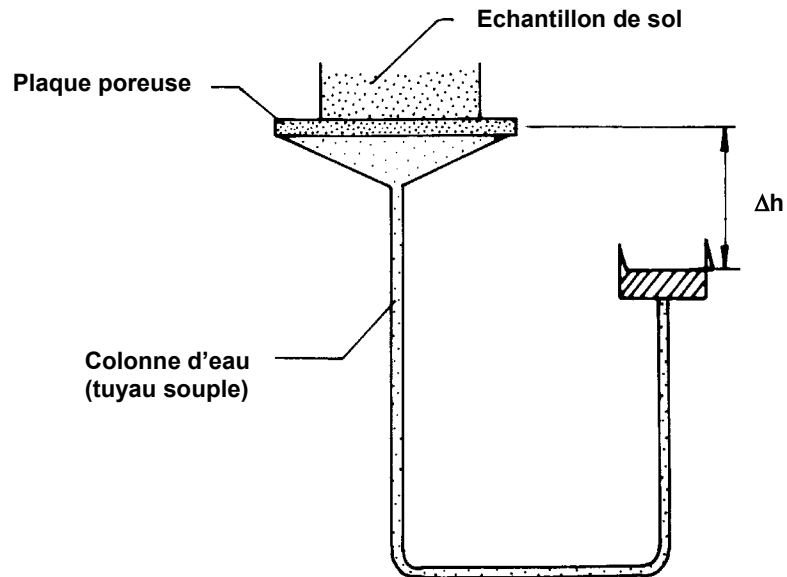
Principe

1. Saturation préalable de l'échantillon
2. Désaturation progressive par le biais d'une suction ou d'une pression constante
3. Une fois l'équilibre hydraulique atteint: mesure de la teneur en eau

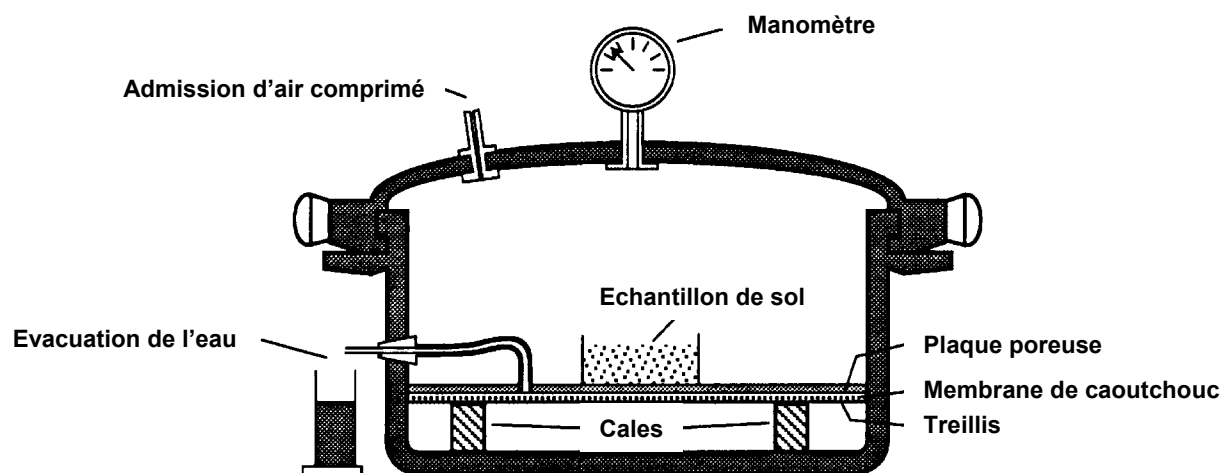
→ couple de valeurs (ψ_i , θ_i)
4. Reprise des étapes 2. et 3. en augmentant la suction ou la pression appliquée

Dispositifs de mesure

- plaque de suction (faibles succions)
- marmite à pression ($0 < \psi < 20$ bars)



Représentation schématique d'une plaque de succion



Représentation schématique d'une marmite à pression

Expressions frequently used to describe the soil water retention function

- Brooks - Corey (1964)

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{\psi}{\psi_b} \right)^{-\lambda}$$

or :

$$\psi = \psi_b \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{-1/\lambda} \quad \psi > \psi_b$$

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = 1 \quad \psi \leq \psi_b$$

ψ_b : bubbling pressure
 λ : pore size distribution index
 θ_r : residual water content
 θ_s : saturated water content

- Van Genuchten (1980)

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

α , n et m : constants

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

Fonction de capacité capillaire $c(\psi)$

$$c(\psi) = - d\theta/d\psi = d\theta/dh$$

Van Genuchten

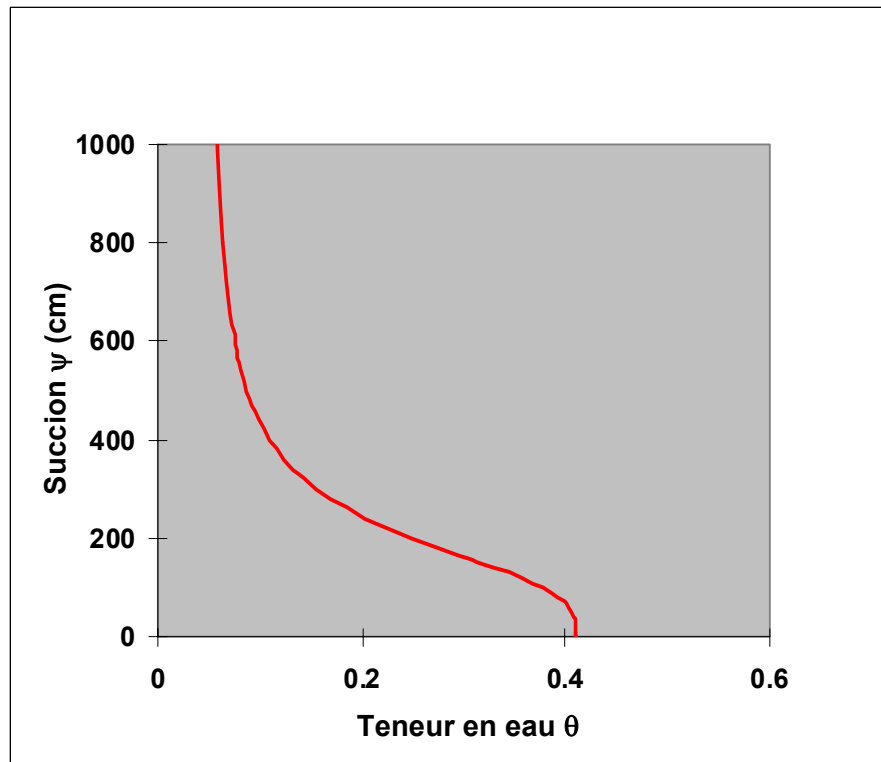
$$c(\psi) = \frac{(\theta_s - \theta_r)(-m)\alpha n(-1)(\psi)^{n-1}}{\left[1 + (\alpha \psi)^n\right]^{1+m}}$$

θ_s et θ_r : teneur en eau à saturation et teneur en eau résiduelle

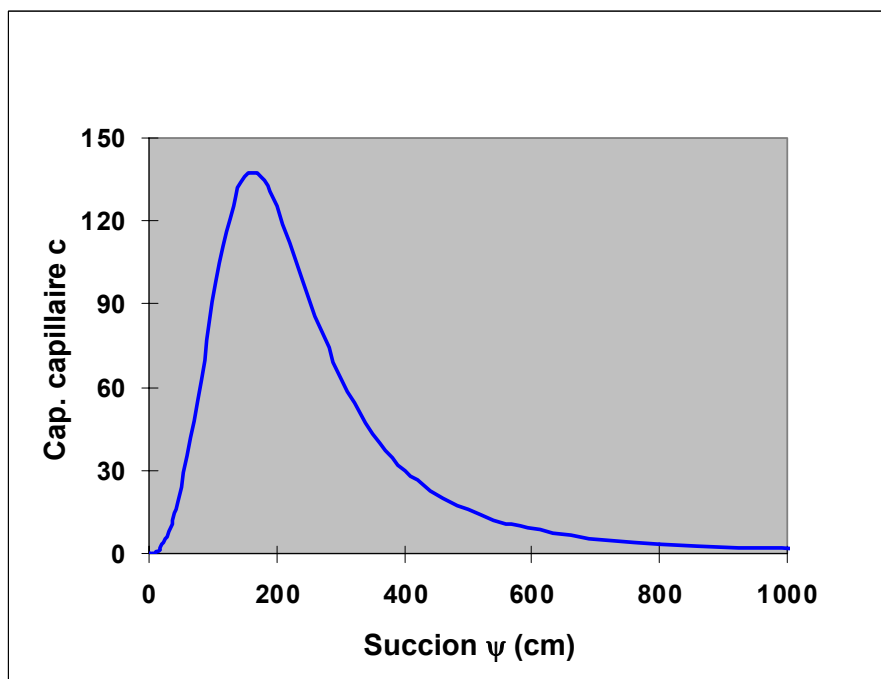
α , n et m : constantes

Si $m = 1 - 1/n$:

$$c(\psi) = \frac{\alpha(\theta_s - \theta_r)(n-1)(\psi)^{n-1}}{\left[1 + (\alpha \psi)^n\right]^{2-1/n}}$$



Exemple de fonction de rétention



Exemple de fonction de capacité capillaire