

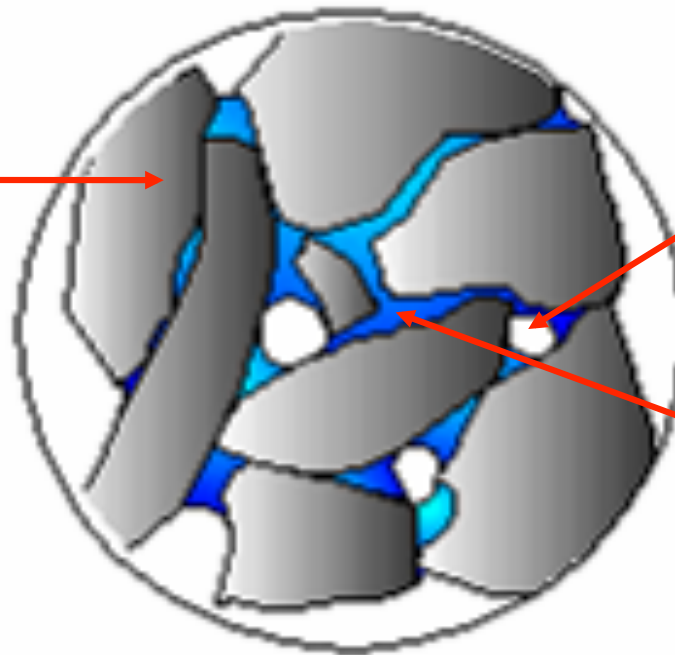
Proprietà idrauliche del suolo: parametrizzazione e misura

Angelo Basile,
CNR-ISAFOM
Angelo.basile@cnr.it

- ✓ Concetti generali
- ✓ Le variabili (contenuto d'acqua e potenziale)
- ✓ Proprietà idrauliche
 - ✓ Modelli interpretativi
 - ✓ Parametrizzazione
 - ✓ Tecniche di misura in laboratorio e in campo

Sistema a tre fasi

Fase
solida



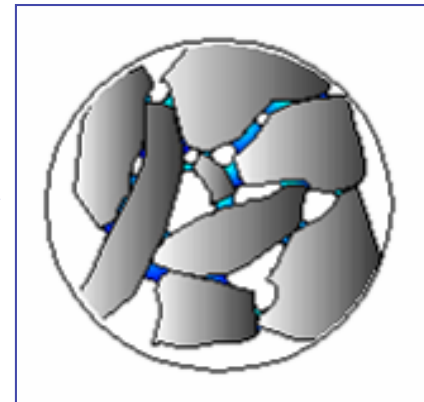
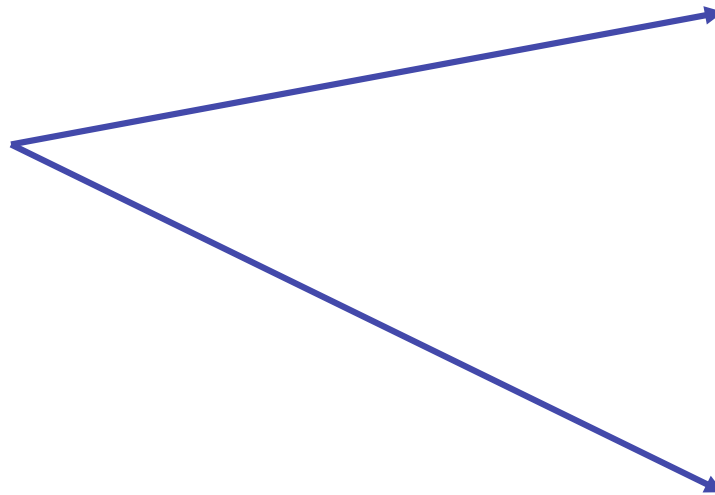
aria

acqua

saturo



Non saturo



Contenuto d'acqua del suolo

Contenuto d'acqua volumetrico $\theta_v = \frac{V_l}{V}$

Contenuto d'acqua gravimetrico $\theta_g = \frac{m_l}{m_s} = \frac{V_l}{V_s} \frac{\rho_l}{\rho_s}$

$$\theta_v = \theta_g \frac{\rho_b}{\rho_l}$$

Densità apparente e porosità

$$\rho_b = \frac{m_s}{V} = \text{densità o massa volumica apparente}$$

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s} \text{ densità delle particelle o reale}$$

$$\rho_b = \rho_s (1 - \phi)$$

Misura del contenuto d'acqua del suolo

METODO	applicazione		Volume del supporto
Metodo termo-gravimetrico	campo	laboratorio	cm ³
Riflettometria nel dominio del tempo (TDR)	campo	laboratorio	cm ³ - dm ³
Riflettometria nel dominio delle frequenze (FDR)	campo	laboratorio	cm ³ - dm ³
Induzione magnetica (EM)	campo		dm
Ground penetration Radar (GPR)	campo		m
Radar (microonde attive e passive)	campo		mm
Metodo neutronico	campo		dm ³
Metodo a raggi gamma	campo	laboratorio	mm ³ - cm ³

Metodo termo-gravimetrico

Consiste nel determinare il contenuto d'acqua gravimetrico θ_g trasformandolo in contenuto volumetrico θ_v utilizzando la densità apparente ρ_b



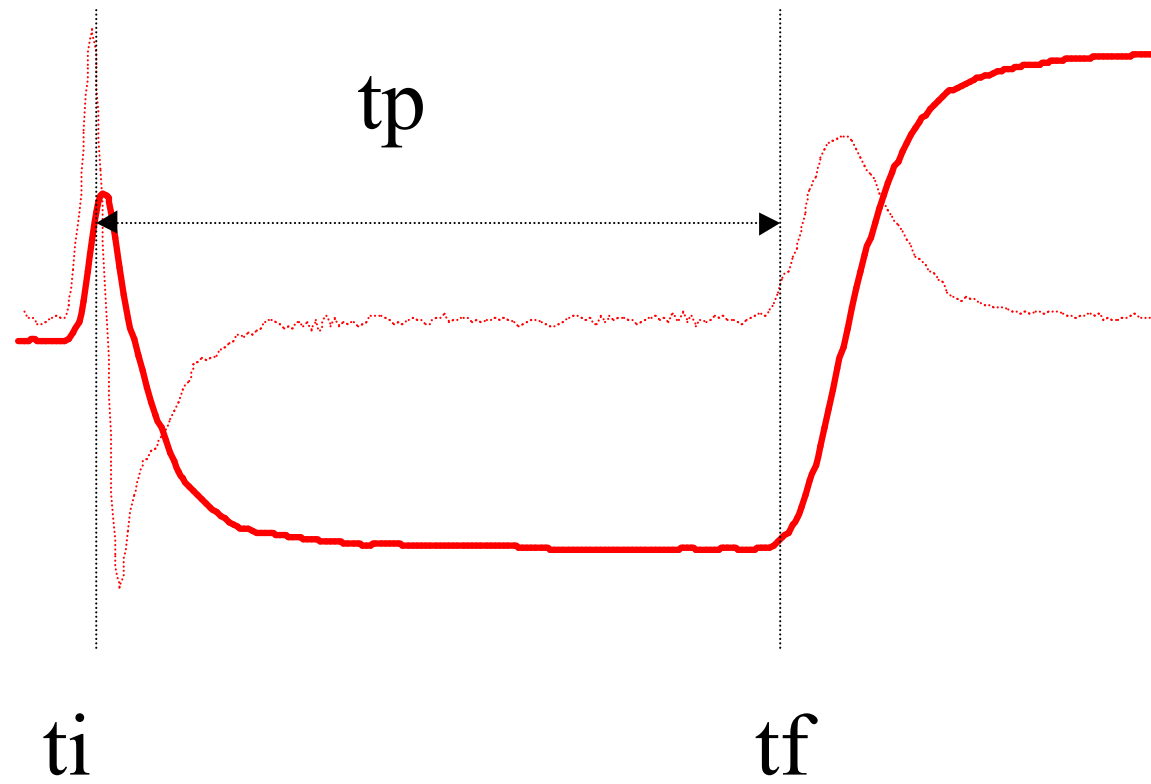
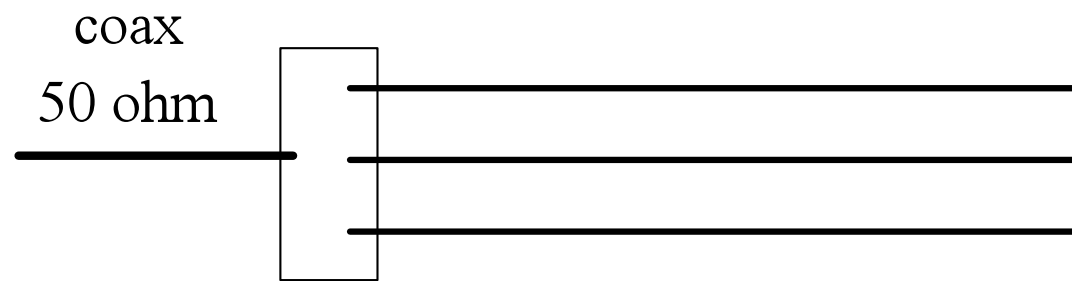
Metodo della Riflettometria nel dominio del tempo (TDR)

Il metodo consiste nel determinare la permittività dielettrica ϵ del suolo trasformandola poi in un valore del contenuto volumetrico d'acqua attraverso una opportuna relazione di calibrazione.

aria $\epsilon=1$; suolo $\epsilon=3-7$; acqua $\epsilon=80$







$$c = 3 \cdot 10^8 \text{ m/s}$$

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}}$$

$$v = \frac{2L}{\Delta t}$$

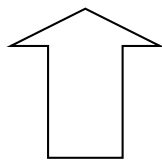
$$\epsilon = \left(\frac{c \Delta t}{2L} \right)^2$$

$$\Delta t = t_f - t_i$$

$L = \text{lunghezza delle guide}$

$$\theta = \frac{-530 + 292\varepsilon - 5.5\varepsilon^2 + 0.043\varepsilon^3}{10000} \quad \text{Topp (1980)}$$

$$\theta = 0.103 \cdot \sqrt{\varepsilon} - 0.133 \quad \text{Heimowara (1993)}$$



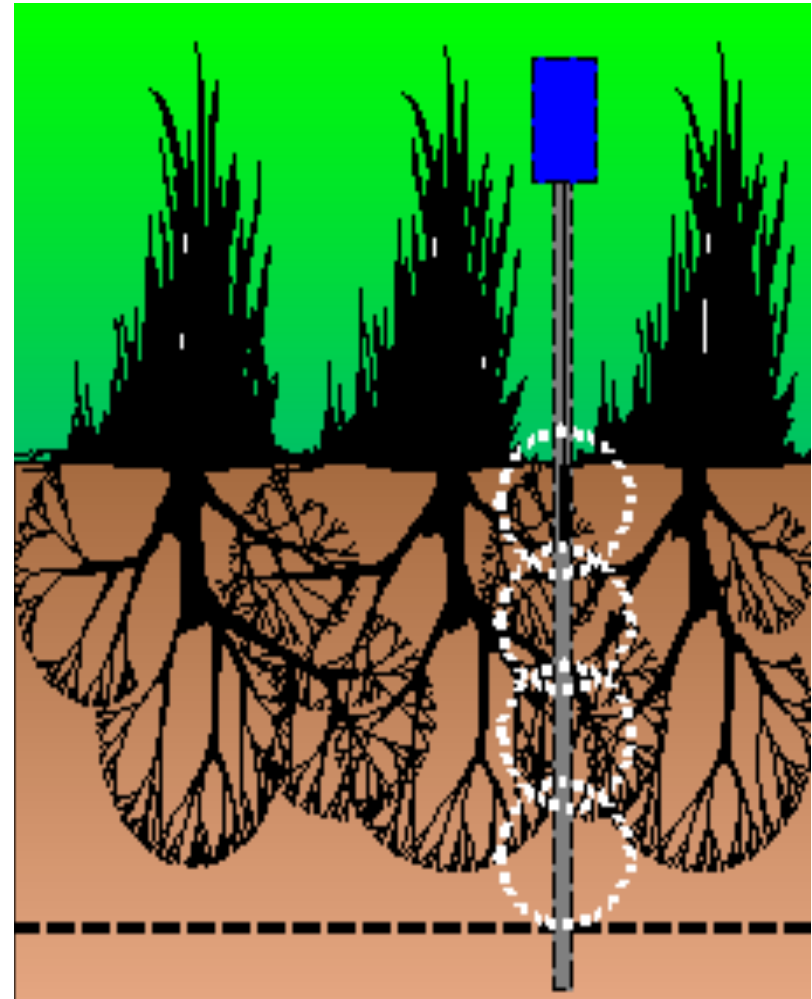
$$1.5 \leq \sqrt{\varepsilon} \leq 7.5$$

Metodo neutronico

Il metodo della **termalizzazione di neutroni veloci** consiste nell'infiggere nel suolo una sorgente radioattiva di neutroni veloci (di solito Americio-Berillio).

Tali neutroni sono rallentati (o *termalizzati*) dagli urti contro gli atomi di idrogeno che incontrano nel suolo, i quali sono prevalentemente contenuti nelle molecole d'acqua.

Un recettore posto a breve distanza dalla sorgente contiene atomi di gas (di solito trifluoruro di bromo o elio-3) i quali, assorbendo i neutroni si portano ad uno stato di energia più elevato ed emettono fotoni, che possono essere rilevati elettronicamente. Il numero di fotoni rilevati è proporzionale al contenuto d'acqua.

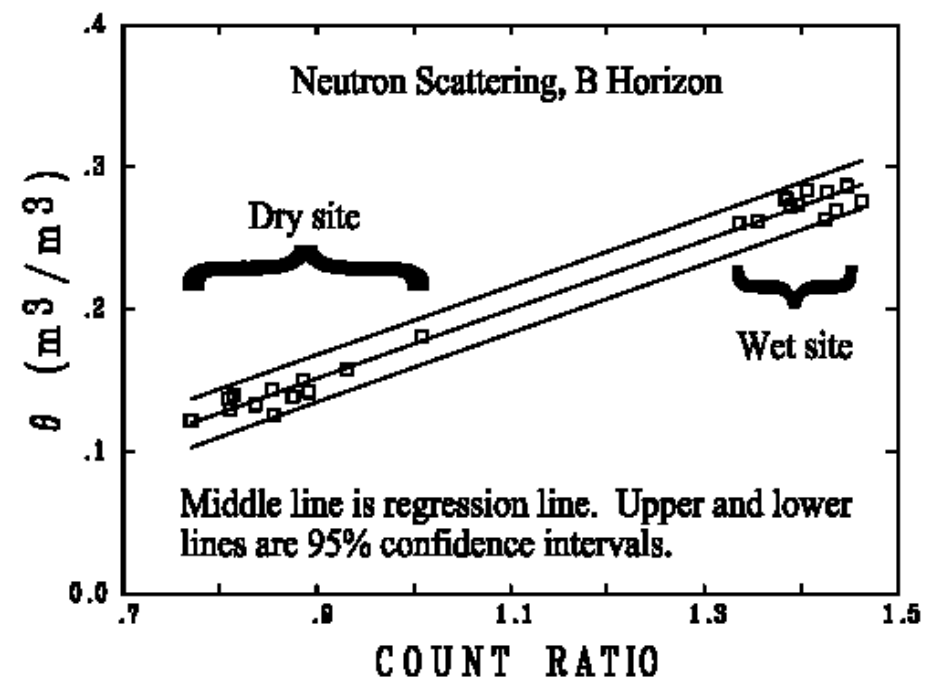






Principali difetti della termalizzazione di neutroni veloci:

- Radioattività
- Necessità di calibrazione



Stato energetico dell'acqua nel suolo

Energia necessaria, per unità di peso o volume di acqua, per trasportare una quantità infinitesima di acqua pura da un livello di riferimento ad un altro.

- Energia per unità di massa o volume
- Proprietà differenziale
- Deve essere specificato un sistema di riferimento (acqua pura, temperatura, livello piezometrico) da definire come punto a potenziale zero

Stato energetico dell'acqua nel suolo

Componenti del potenziale totale ψ_t dell'acqua **nel suolo**

I differenti campi di forze che agiscono sull'acqua nel suolo danno origine alle seguenti forme di potenziale

ψ_z =potenziale gravitazionale (posizione rispetto ad un piano di riferimento)

ψ_p =potenziale di pressione (capillarità, adesione delle molecole)

ψ_s =potenziale osmotico (membrana semipermeabile)

ψ_a =potenziale pneumatico (pressione atm - pressione dell'aria nel suolo)

ψ_o =potenziale di overburden o di sovraccarico

$$\psi_t = \psi_z + \psi_p + \psi_s + \psi_a + \psi_o$$

Stato energetico dell'acqua nel suolo

Componenti del potenziale totale ψ_t dell'acqua **nel suolo**

Suoli rigidi saturi

$$\psi_t = \psi_z + \psi_p + \psi_s$$

Suoli rigonfiabili saturi

$$\psi_t = \psi_z + \psi_p + \psi_s + \psi_o$$

Suoli rigidi non saturi

$$\psi_t = \psi_z + \psi_p + \psi_s + \psi_a$$

Suoli rigonfiabili non saturi

$$\psi_t = \psi_z + \psi_p + \psi_s + \psi_o + \psi_a$$

Stato energetico dell'acqua nel suolo

Componenti del potenziale totale ψ_t dell'acqua **nel suolo**

Nel caso di suolo non saturo il potenziale di pressione diviene negativo (è necessario compiere un lavoro per estrarre acqua dal suolo) ed il potenziale di pressione ψ_p viene definito potenziale matriciale ψ_m

Suoli rigidi non saturi in assenza di membrane semipermeabili (p.e. radici) e con pressione dell'aria nel suolo uguale a quella atmosferica

$$\psi_t = \psi_z + \psi_m$$

$$H = z + h$$

Stato energetico dell'acqua nel suolo

Dimensioni dei potenziali

Energia/massa	$\psi_z = gz$	L^2T^{-2}
	$\psi_p = p/\rho$	

Energia/volume	$\psi_z = \rho gz$	$ML^{-1}T^{-2}$
	$\psi_p = p$	

Energia/peso	$\psi_z = z$	L
	$\psi_p = h$	

Metodi di misura del potenziale

- Metodi a equilibrio di solidi
 - Resistenza elettrica
 - Capacità elettrica
 - Conducibilità termica
- Metodi a equilibrio di liquidi
 - Tensiometri
- Metodi a equilibrio di vapore
 - Psicrometria a termocoppie
 - Metodi a punto di rugiada

Resistenze elettriche

- Una matrice nota (ceramica) è messa in equilibrio con il suolo
- La resistenza elettrica è influenzata dal contenuto idrico della ceramica
- Si conosce la relazione tra contenuto idrico e potenziale della ceramica
- Economico, poca stabilità, bassa accuratezza.
- Sensibile ai suoli salini



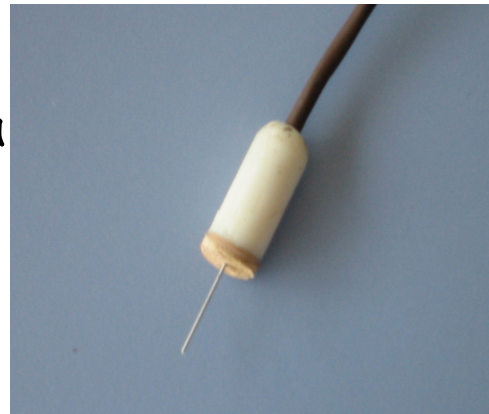
Metodi capacitivi

- Una matrice nota (ceramica) è messa in equilibrio con il suolo
- La capacità dielettrica è influenzata dal contenuto idrico della ceramica
- Stabile e risente poco dei sali nel suolo
- Non necessita di calibrazione
- Buona accuratezza da -0.01 to -0.5 MPa
- Limitata (al momento) dalla disuniformità delle ceramiche



Metodi a dissipazione di calore

- Misura la conducibilità termica, tramite la dissipazione del calore.
- Robusto (all'interno della ceramica c'è una resistenza elettrica che si scalda e due termocoppie)
- Stabile (non è soggetto alla salinità)
- Richiede calibrazioni individuali



Equilibrio di liquidi: tensiometri

- Mettono in equilibrio con il suolo, acqua in tensione dentro a una coppa porosa.
- Misurano la pressione esercitata su un trasduttore di pressione.
- Accurati, ma limitati nel range (0 to -80 J kg^{-1})
- Richiedono spesso di essere risaturati, in quanto si formano cavitazioni (bolle d'aria).



Metodi a pressione di vapore

- Misurano l'umidità relativa di una camera stagna, soprastante il campione
 - Tramite la diminuzione della temperatura di bulbo umido (metodi psicrometrici)
 - Tramite la determinazione della temperatura di rugiada (metodi a punto di rugiada)

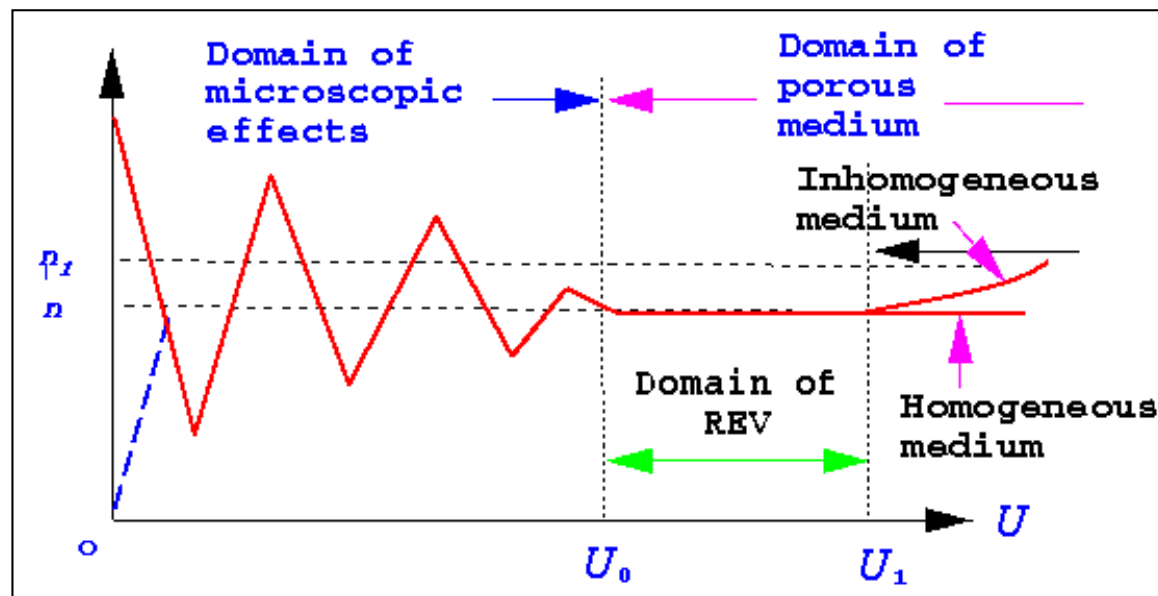
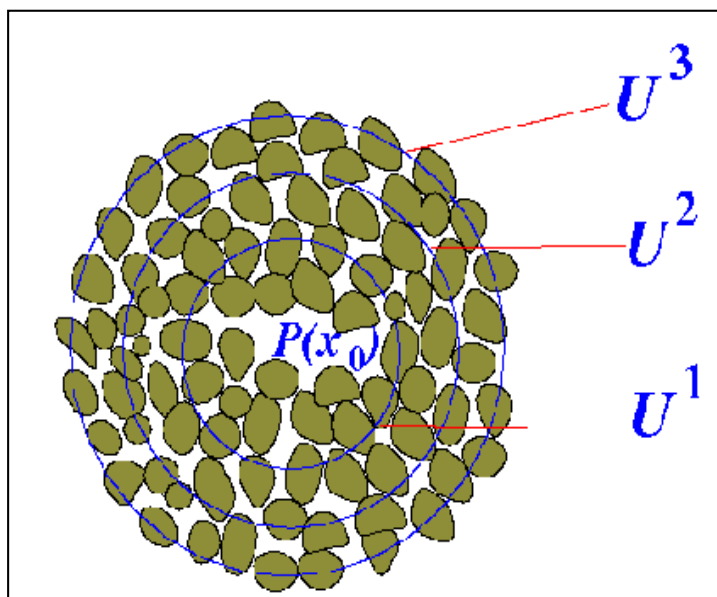
Le Proprietà Idrauliche dei suoli possono essere studiate in



Campionamento dei suoli per
analisi di laboratorio





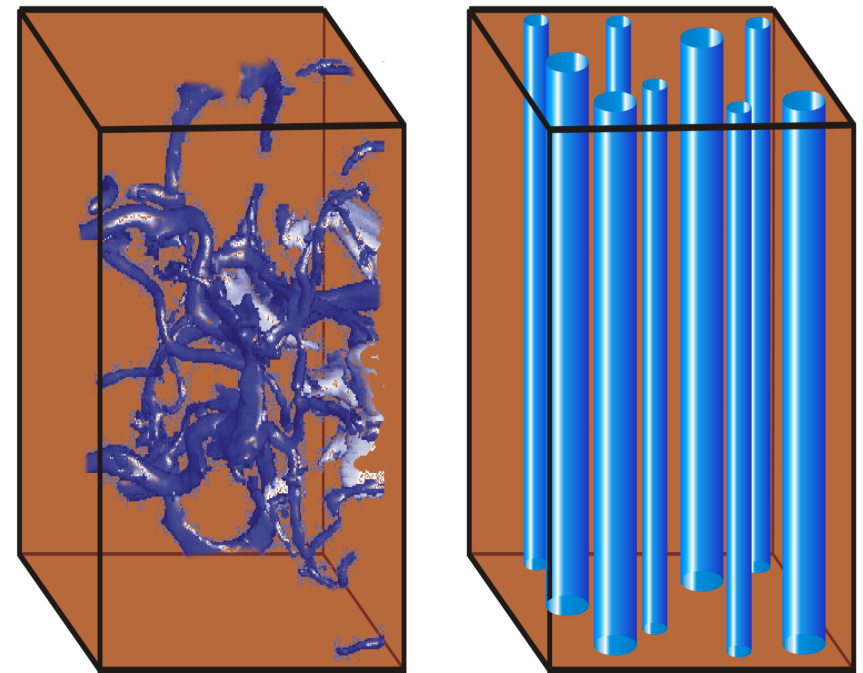
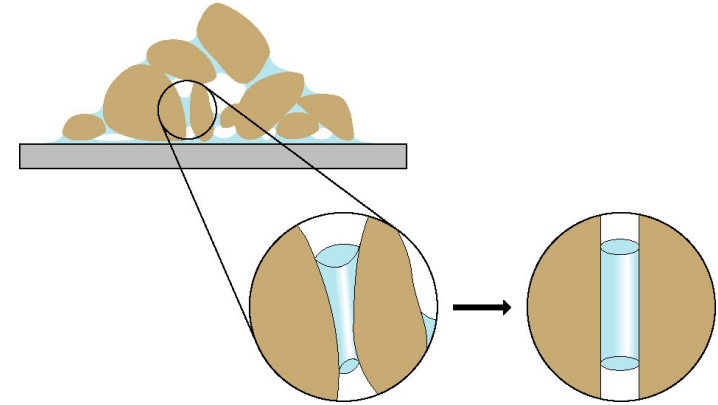


Ritenzione idrica del suolo

- ✓ Modello interpretativo teorico
- ✓ Principali equazioni parametriche funzionali
- ✓ Stima dei parametri e metodi di misura

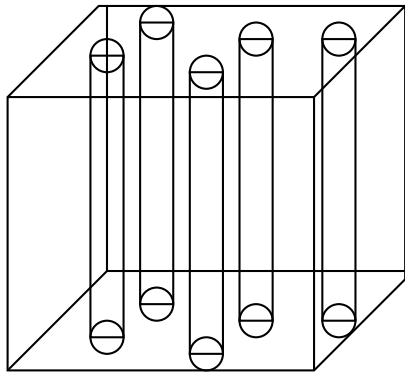
Modello a fasci di capillari

- Si assume che il liquido in un mezzo poroso parzialmente saturo sia contenuto in uno spazio poroso costituito da un insieme di capillari cilindrici;
- Si assume inoltre che la componente di adsorbimento del potenziale di pressione (matriciale) sia assente e che perciò la ritenzione del liquido sia attribuibile alla sola capillarità;
- Per dato grado di saturazione, il numero e la dimensione dei capillari sono tali da trattenere una quantità di liquido pari a quella contenuta nel mezzo poroso reale



Modello a fasci di capillari

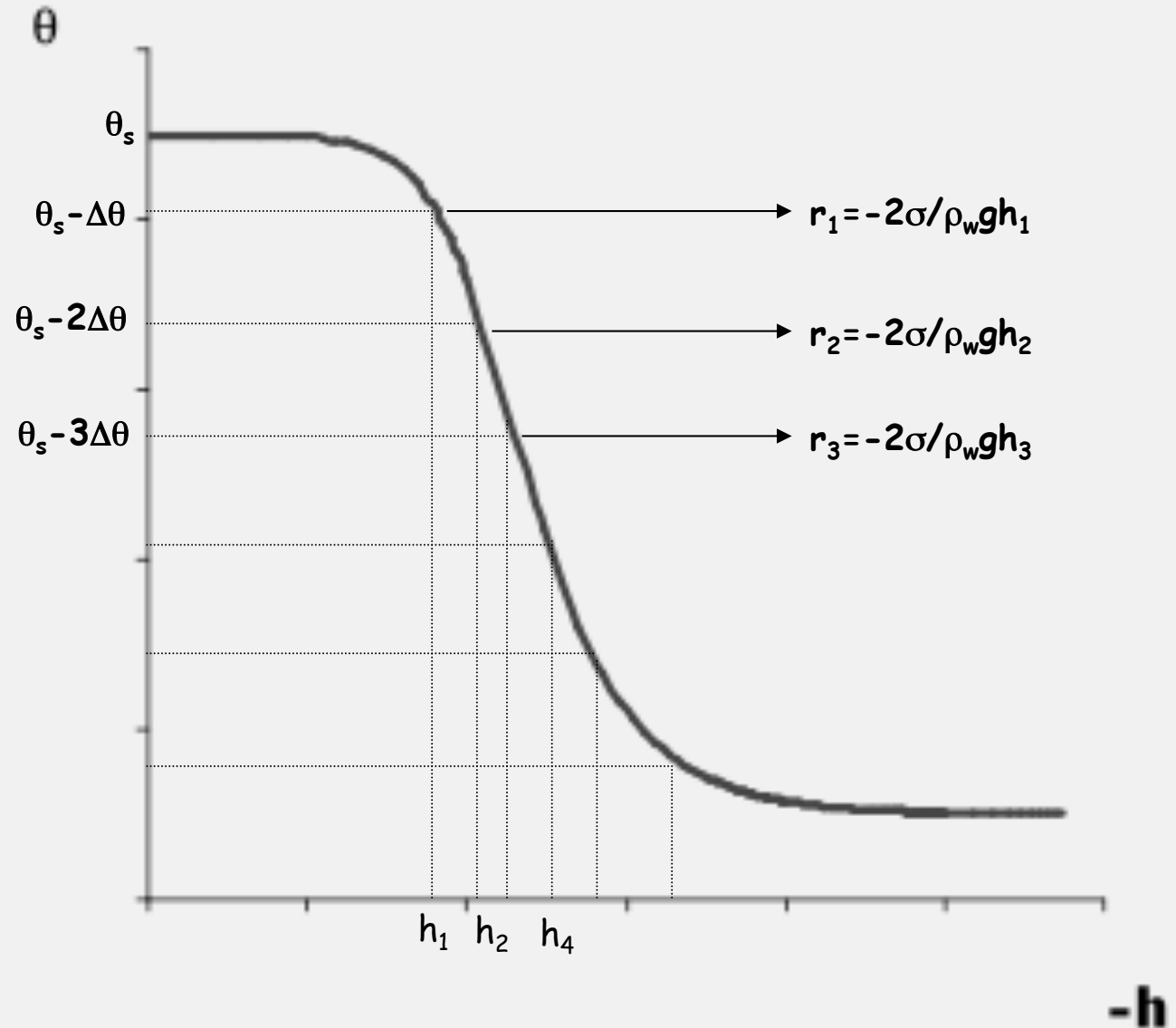
$$r_j = -2\sigma/\rho_w g h_j$$

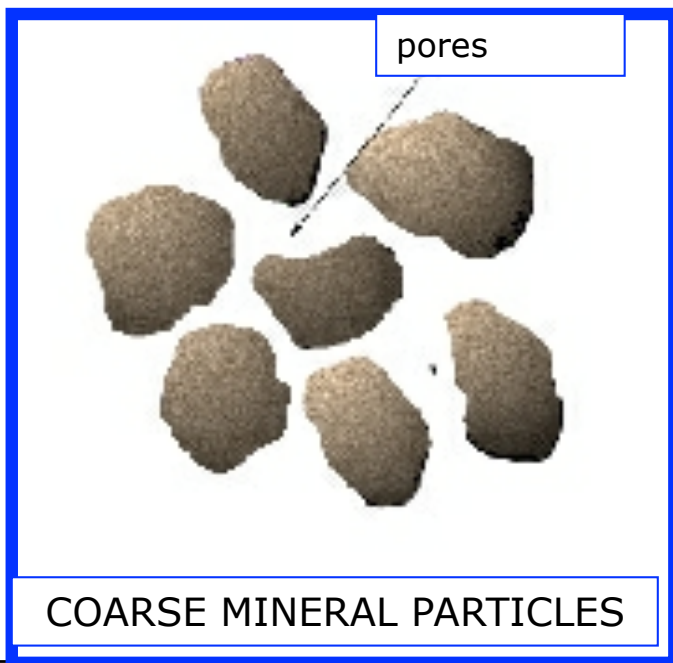


Unità di
volume

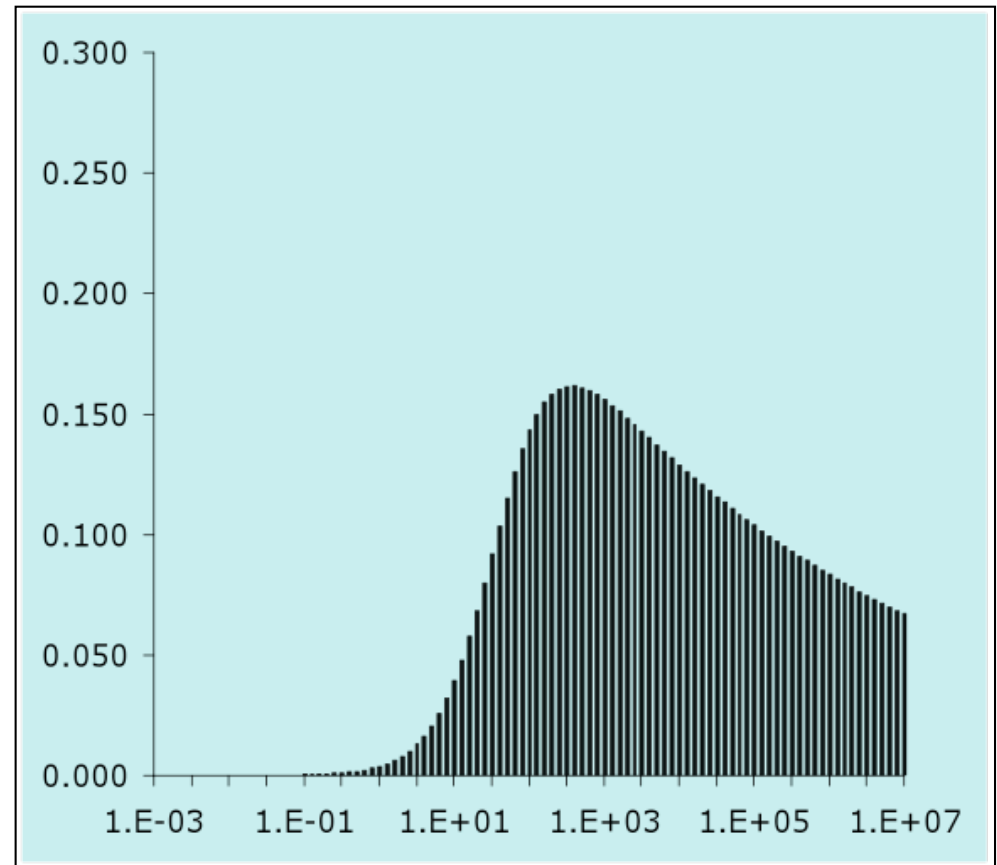
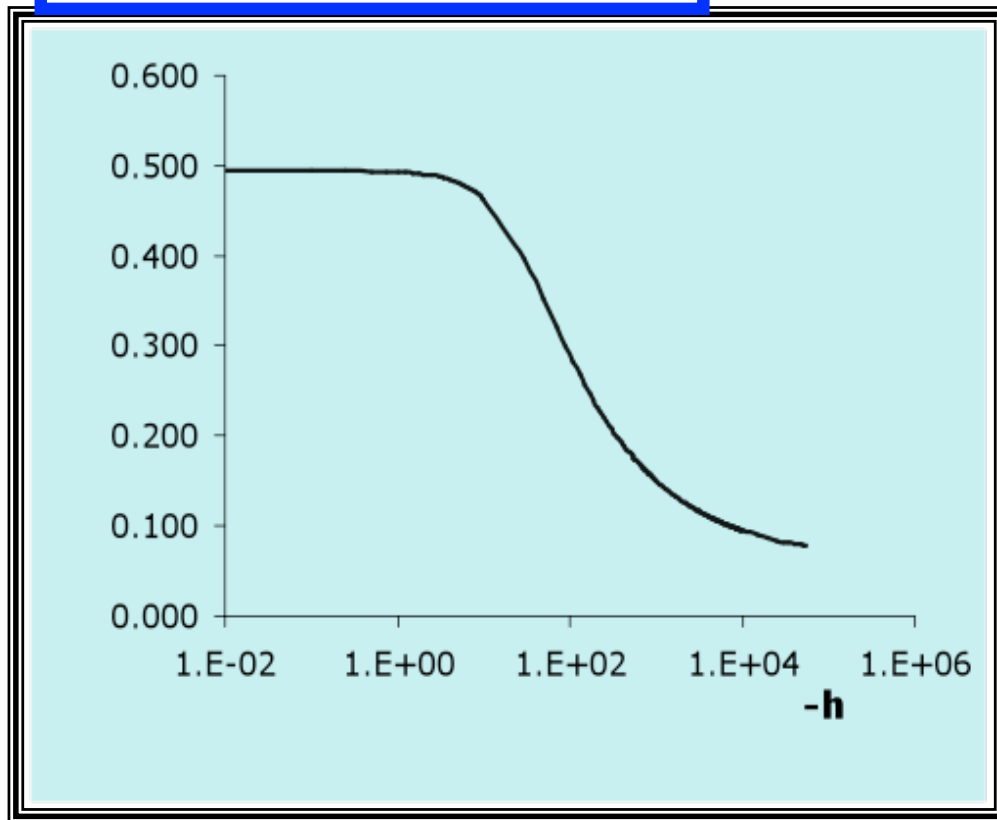
$$\Delta\theta = n_j \pi r_j^2$$

$$n_j = \Delta\theta/\pi r_j^2$$

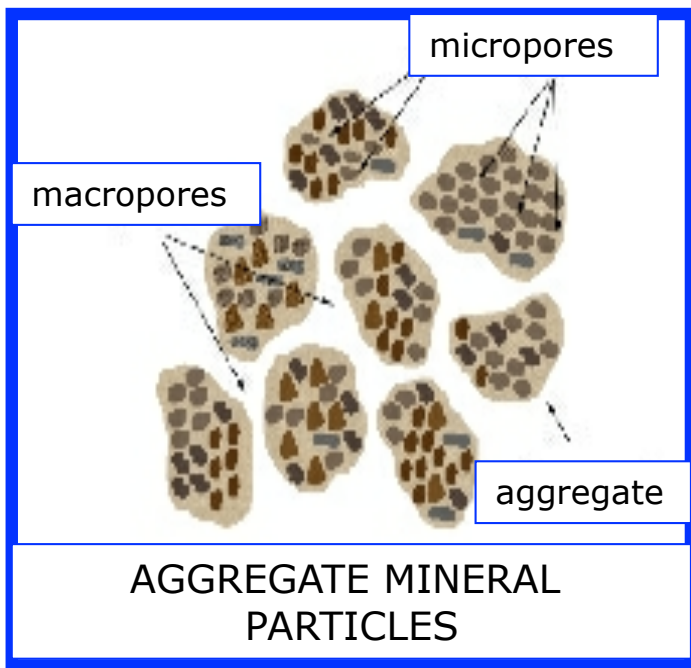




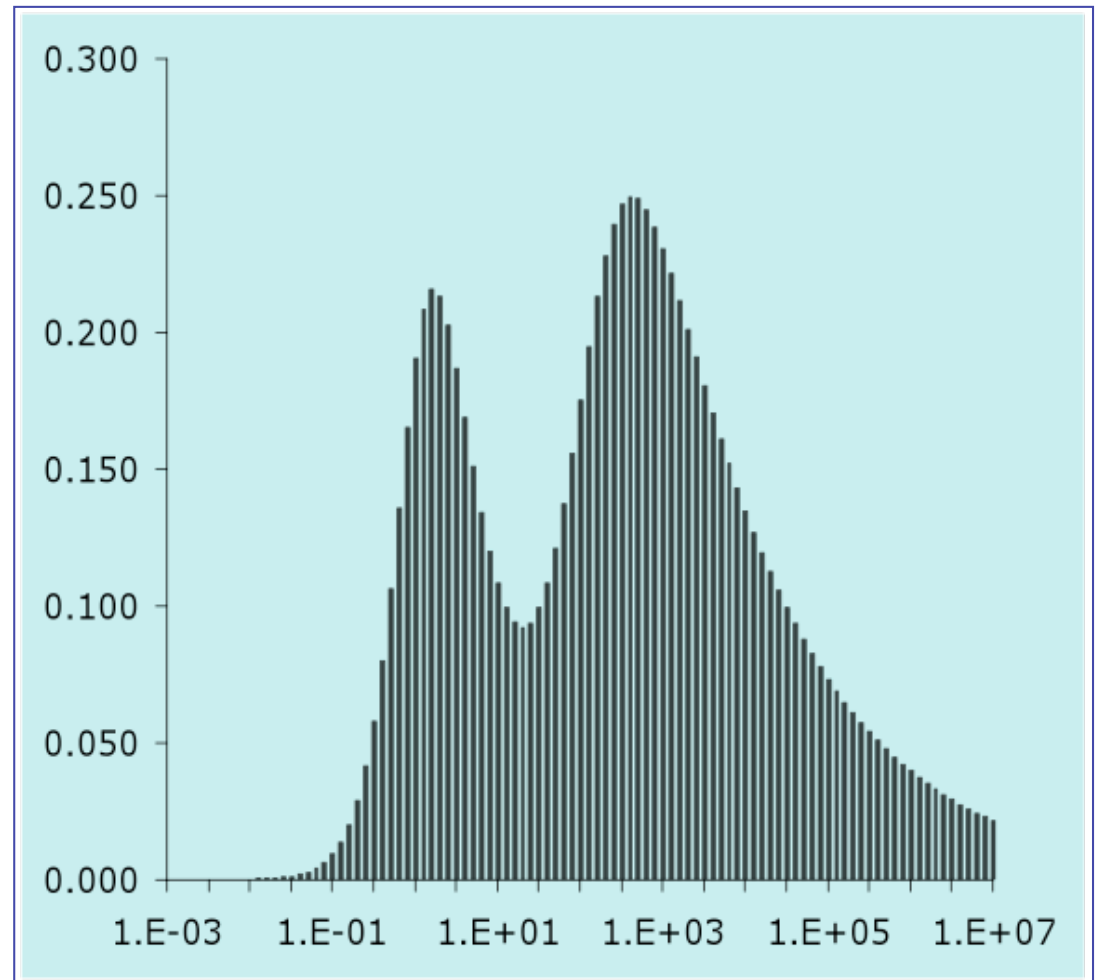
*Ritenzione idrica per una
distribuzione unimodale dei pori*



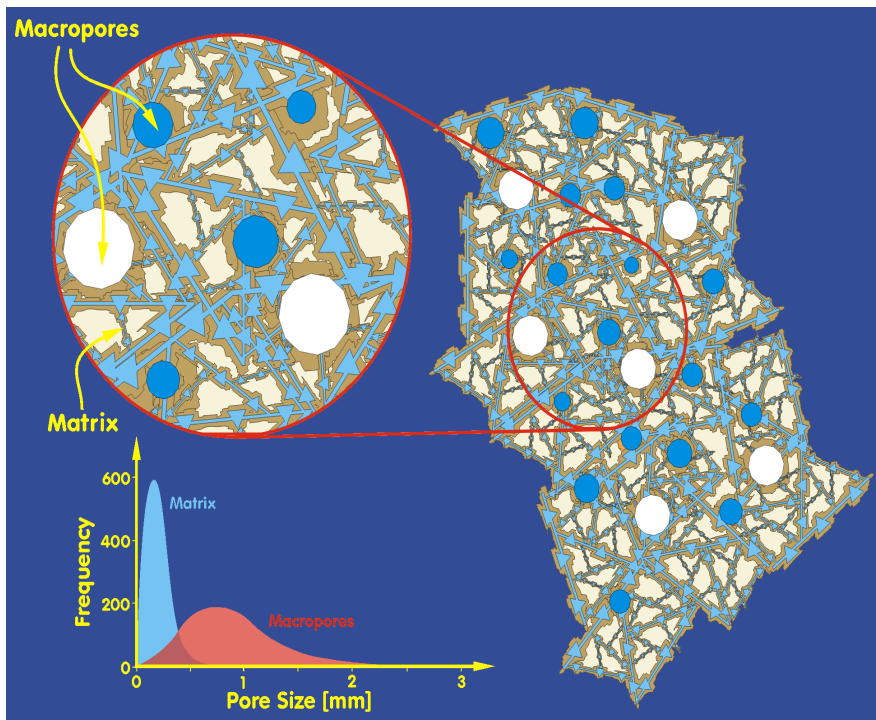
$r+$ \longleftrightarrow $r-$

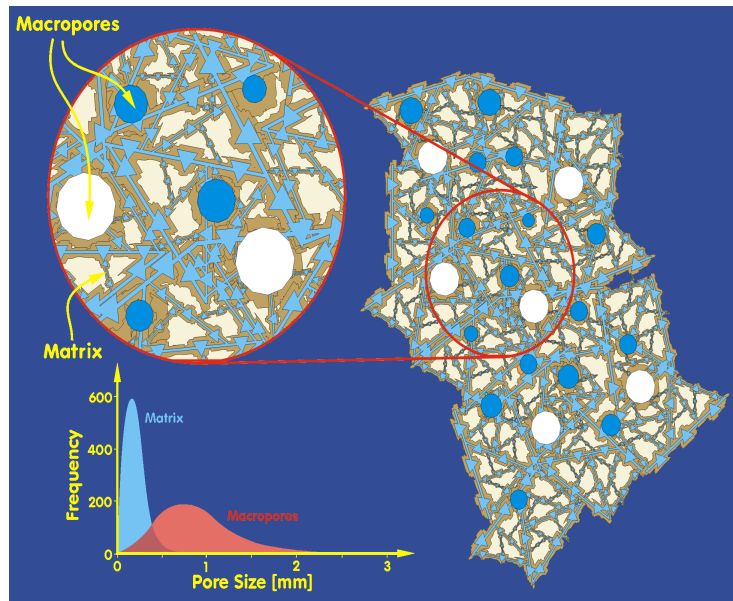


DISTRIBUZIONE BIMODALE DELLA DIMENSIONE EQUIVALENTE DEI PORI

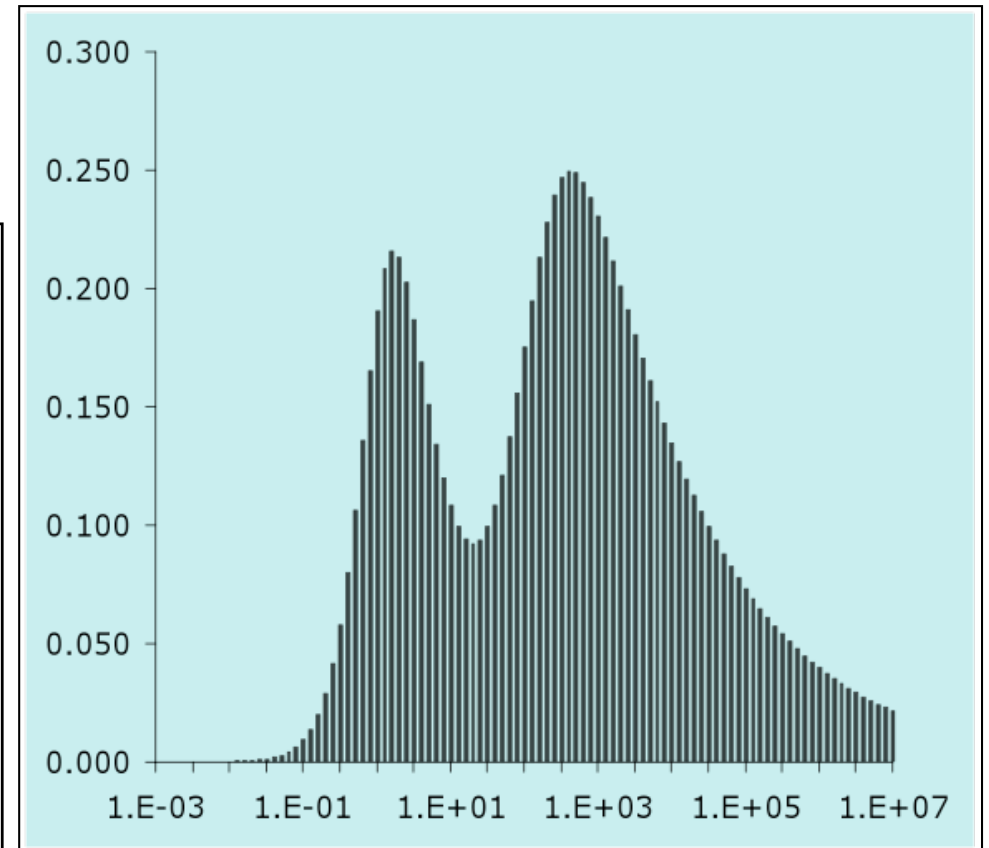
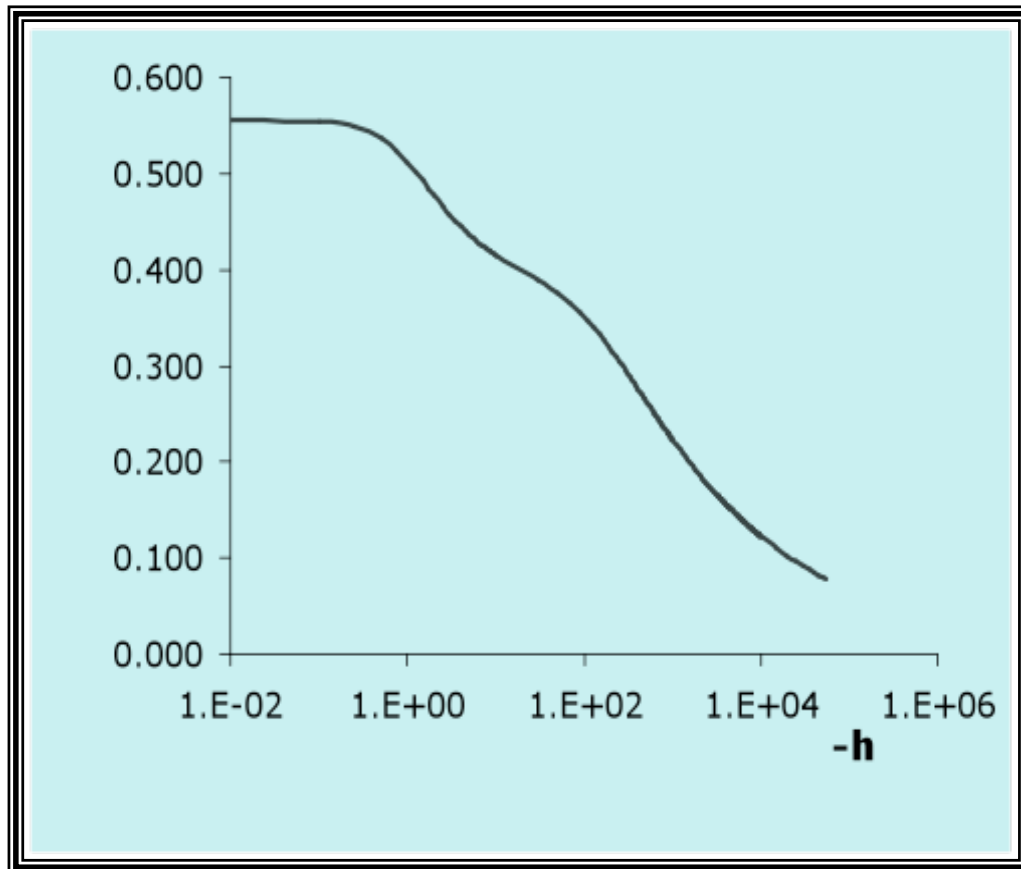


$r+$ \longleftrightarrow $r-$

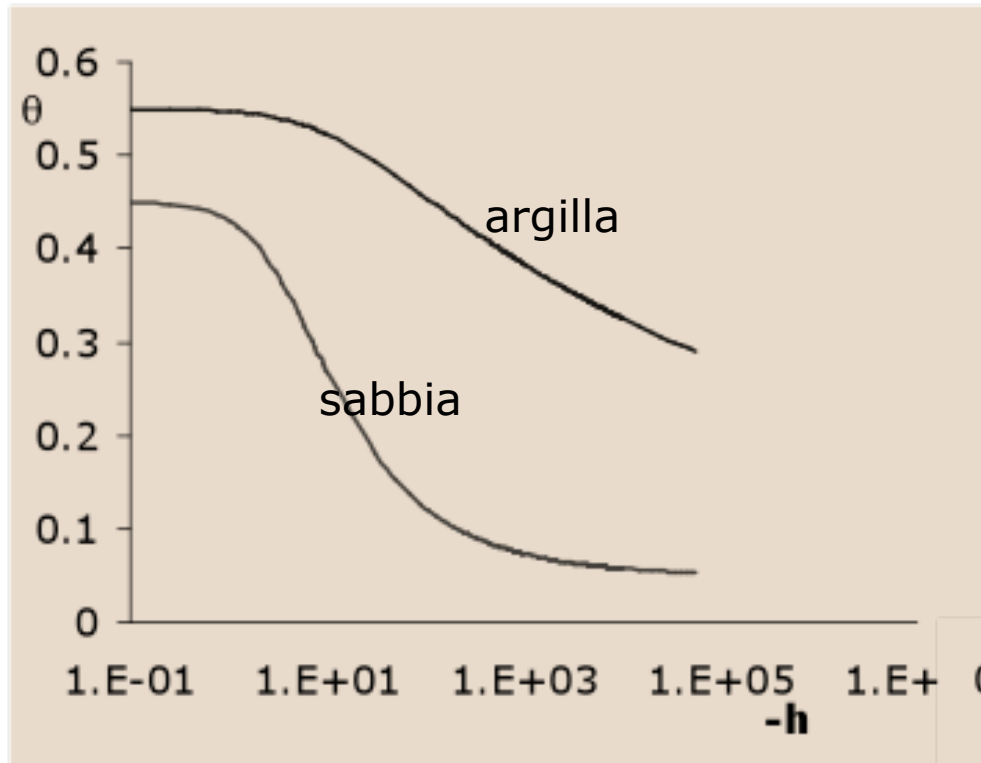




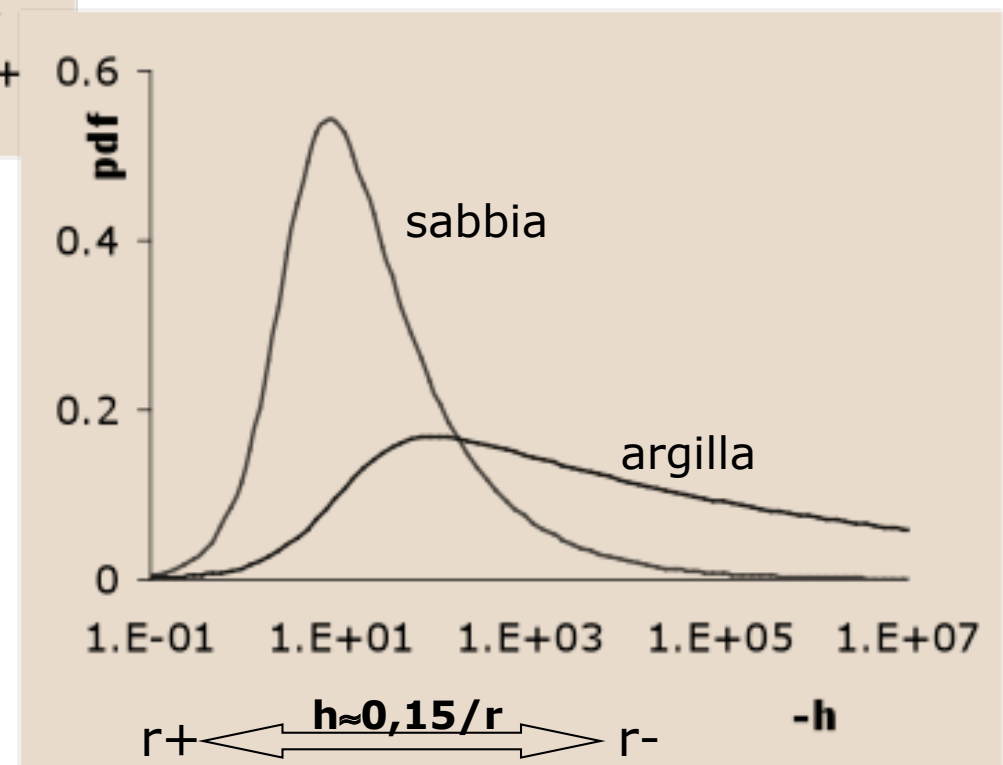
*Ritenzione idrica per una
distribuzione bimodale dei pori*



$r+$ \longleftrightarrow $r-$



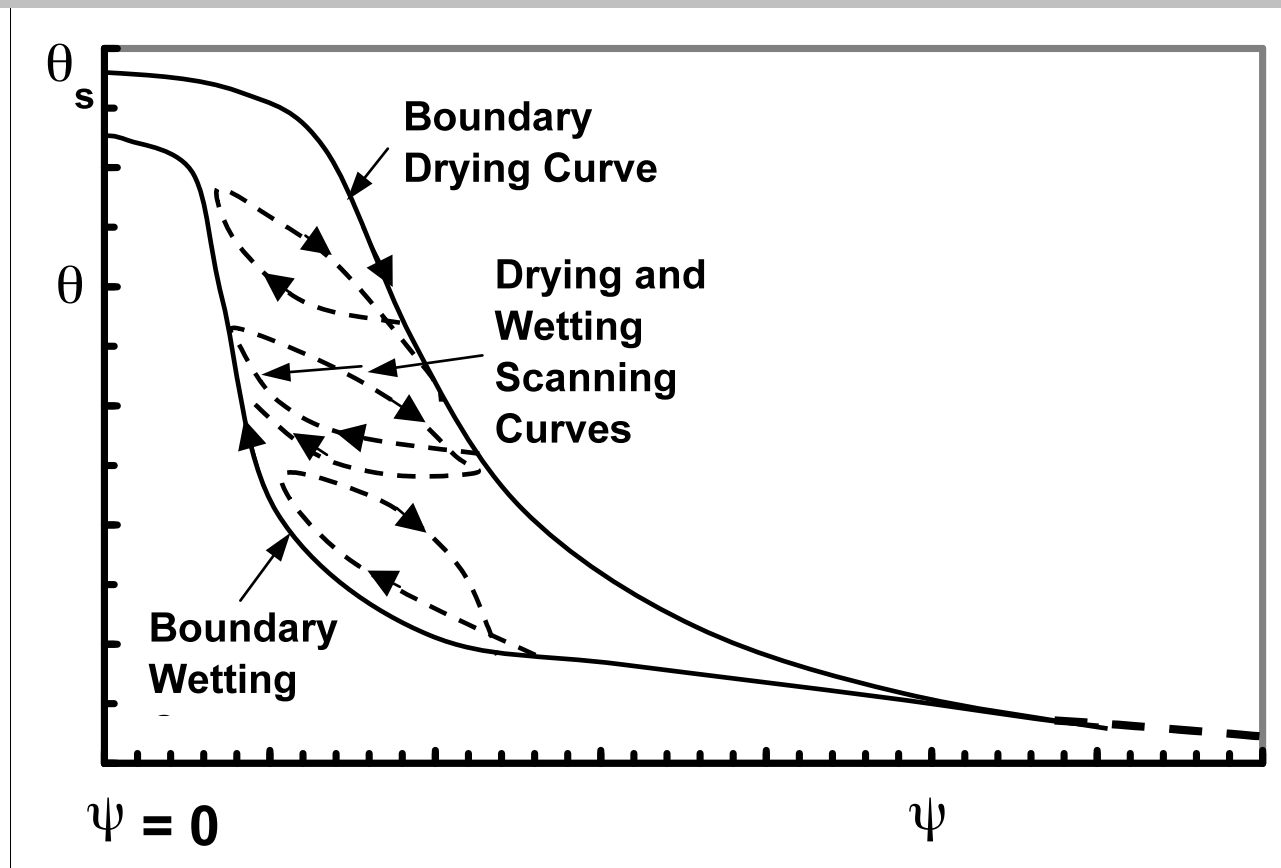
Ritenzione idrica e corrispondente distribuzione dei pori per un suolo sabbioso ed uno argilloso



Ovviamente, a ciascuna curva appartenente ad uno stesso ciclo di isteresi corrisponde una diversa distribuzione dei pori

A ciascuna curva di ritenzione (insieme alla corrispondente curva di conducibilità) corrisponde un diverso comportamento idrologico del suolo

Il comportamento idrologico del suolo è perciò determinato dalla sola **porosità effettivamente coinvolta**, piuttosto che dalla porosità totale del suolo



Relazioni funzionali

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

Brooks e Corey (1966) $S_e = \left(\frac{h}{h_b}\right)^{-\lambda} \text{ per } h > h_b \quad - \quad S_e = 1 \text{ per } h \leq h_b$

Van Genuchten (1980) $S_e = \left[1 + (\alpha h)^n\right]^{-m}$

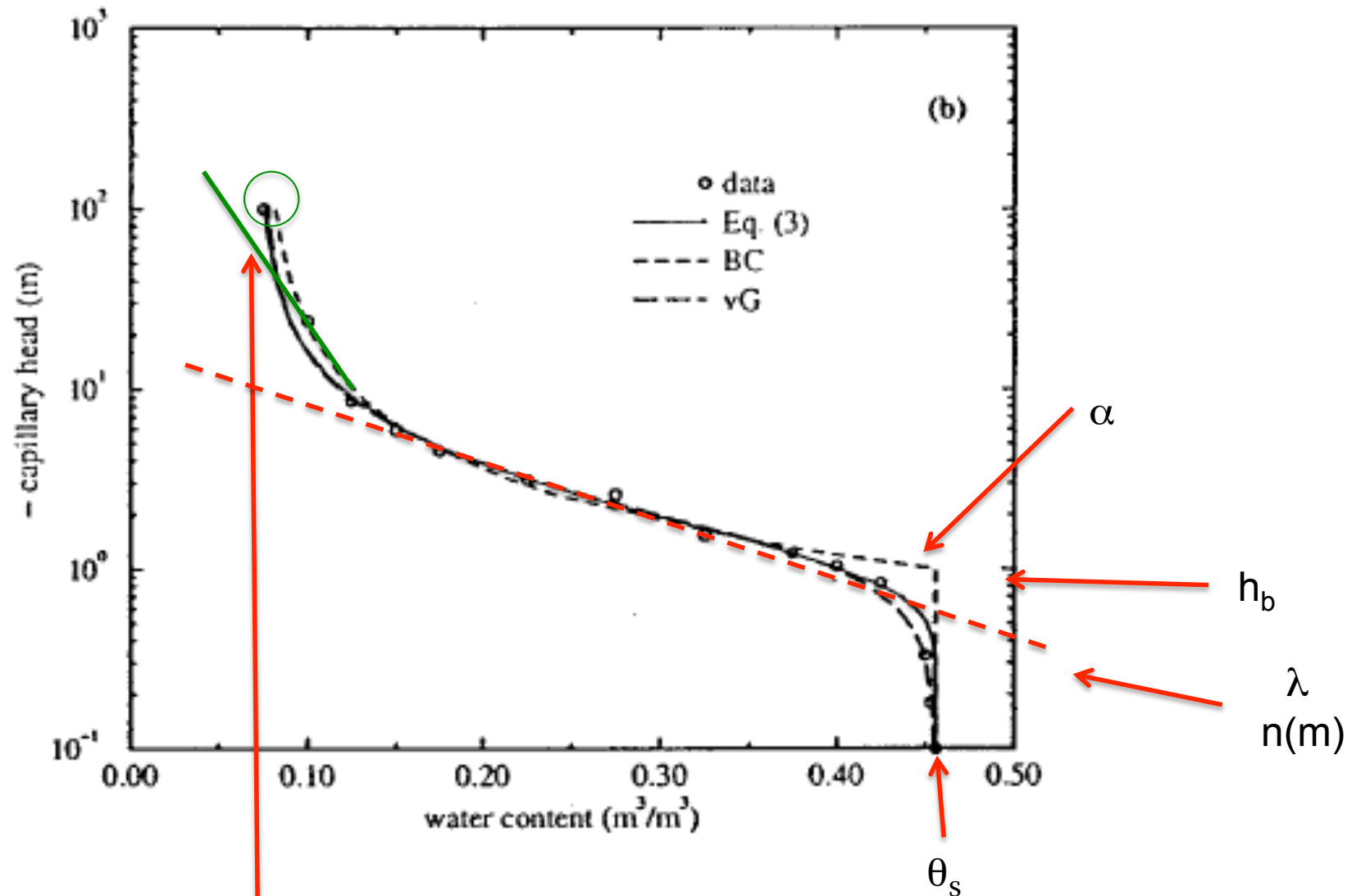
Othmer et al., (1991) $S_e = \sum \phi_i \left[\frac{1}{1 + (\alpha_i h)^{n_i}} \right]^{m_i}$

Ross e Smettem (1993) $S_e = \phi_1 (1 + \alpha_1 h) \exp(-\alpha_1 h) + \phi_2 \left[\frac{1}{1 + (\alpha_2 h)^{n_2}} \right]^{m_2}$

Kosugi (1996) $S_e(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{2} \operatorname{erf} \left\{ \frac{\ln(h/h_0)}{\sqrt{2}\sigma} \right\}$

$$S_e = \left(\frac{h}{h_b} \right)^{-\lambda} \text{ per } h > h_b \quad - \quad S_e = 1 \text{ per } h \leq h_b$$

$$S_e = \left[1 + (\alpha h)^n \right]^{-m}$$



$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

θ_r

BC

θ_s

h_b

λ

θ_r

VG

θ_s

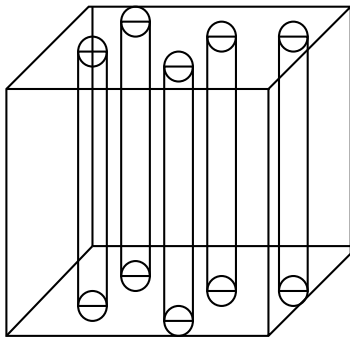
α

$n(m)$

θ_r

Modello a fasci di capillari

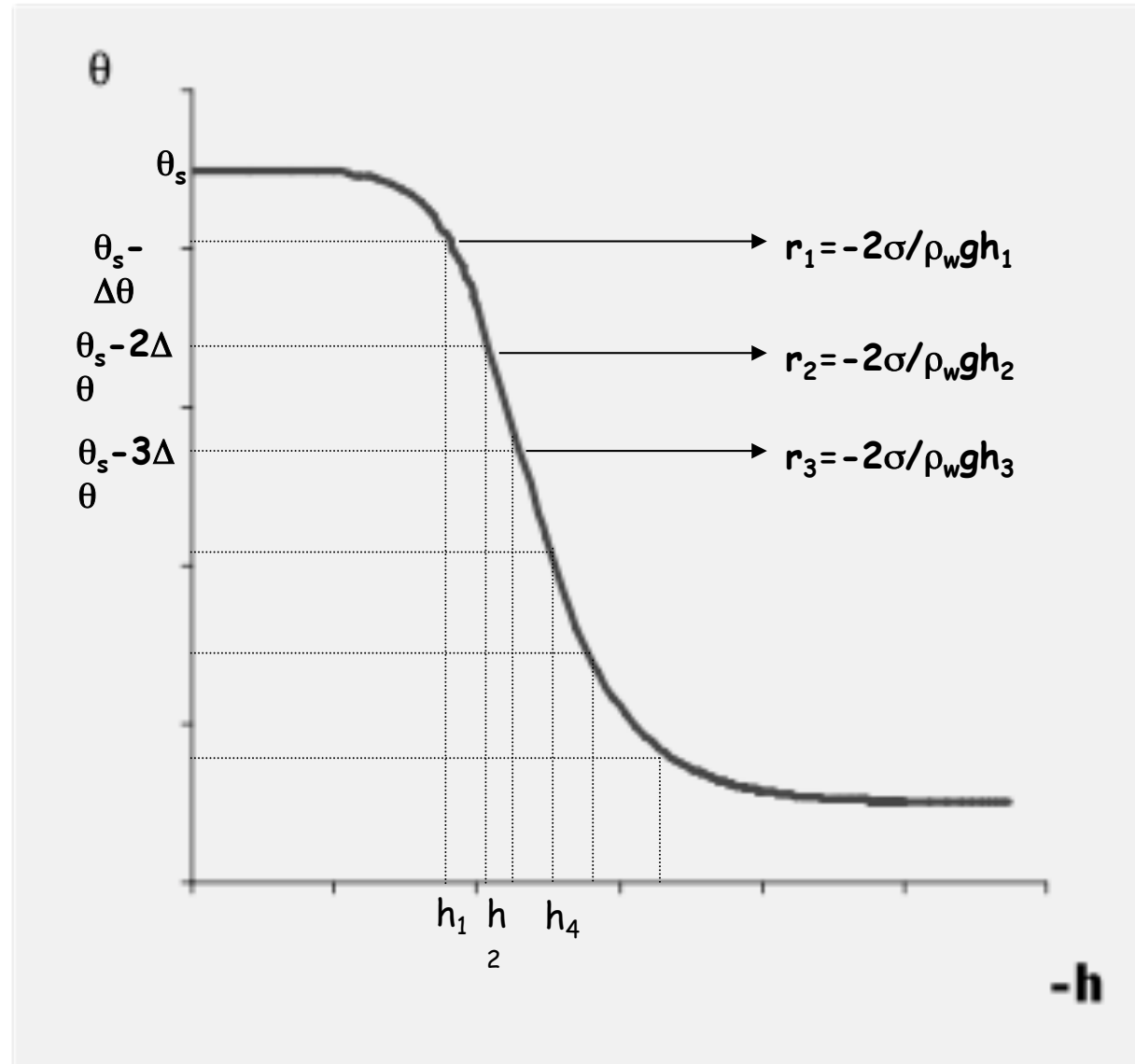
$$r_j = -2\sigma/\rho_w g h_j$$



Unità di
volume

$$\Delta\theta = n_j \pi r_j^2$$

$$n_j = \Delta\theta / \pi r_j^2$$



Metodi di misura della curva di ritenzione idrica (1)

Metodi di LABORATORIO

➤ Metodi all'equilibrio

- Vasca Stackman o tavole di suzione (mod. Comegna)
- Temp cells
- Piastre di pressione (o camere di Richards)
- WP4 (punto di rugiada)

➤ Metodi in transitorio

- Wind o dell'evaporazione
- Wind o dell'evaporazione semplificato

➤ Metodi inversi di stima dei parametri durante un transitorio

- Wind o dell'evaporazione
- One-step flow
- Multi-step flow
- Prova di infiltrazione
- ...

Metodi di misura della curva di ritenzione idrica (2)

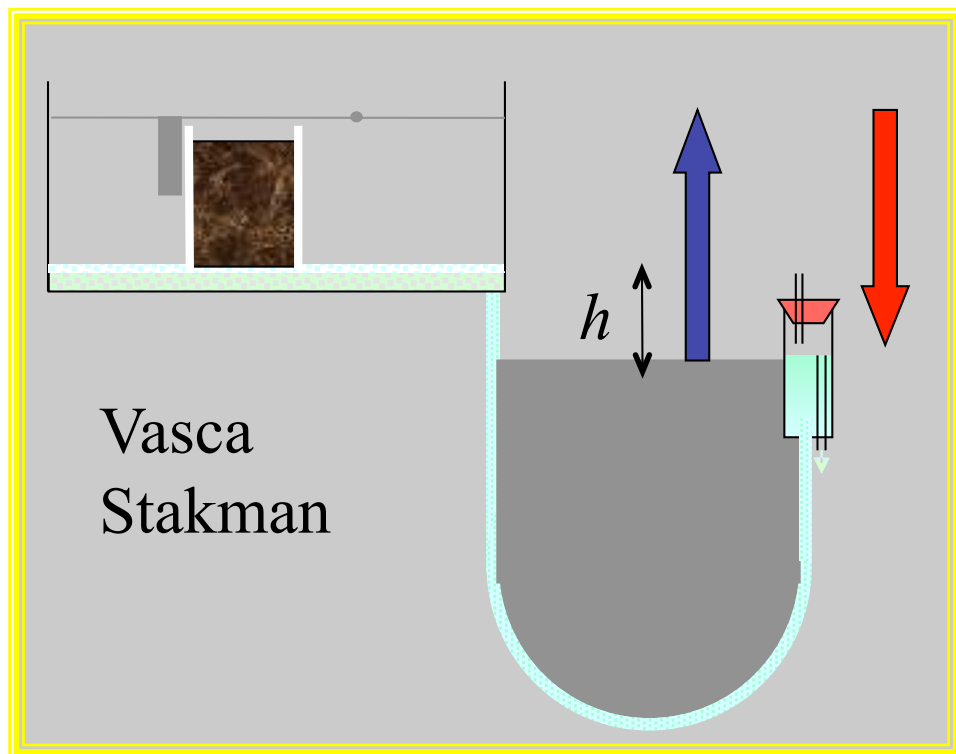
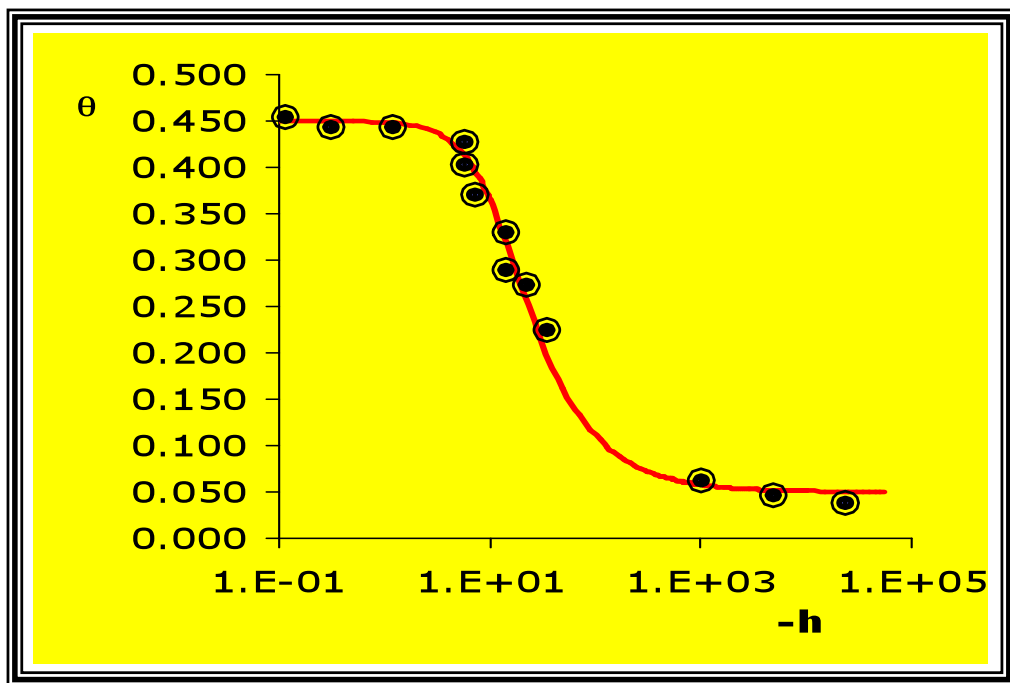
Metodi di CAMPO

- Metodi all'equilibrio: nessuno
- Metodi in transitorio
 - Accoppiamento di misure di contenuto d'acqua e potenziale
 - Gradiente unitario (Sisson e van genuchten, 1991)
- Metodi inversi di stima dei parametri durante un transitorio
 - Infiltrometro a tensione
 - Diversi processi di moto
 - ...

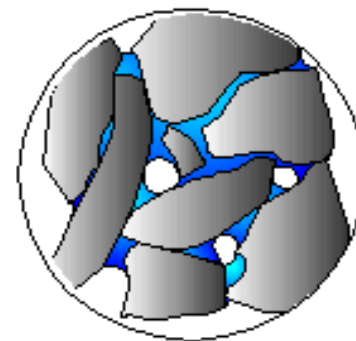
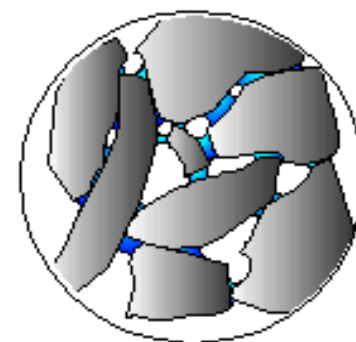
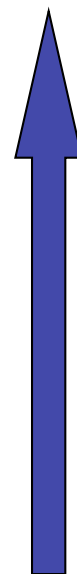
Metodi di **stima** della curva di ritenzione idrica Metodo di LABORATORIO

Pedo-Transfer-Functions (PTFs) o metodi semplificati





inumidimento



esaurimento

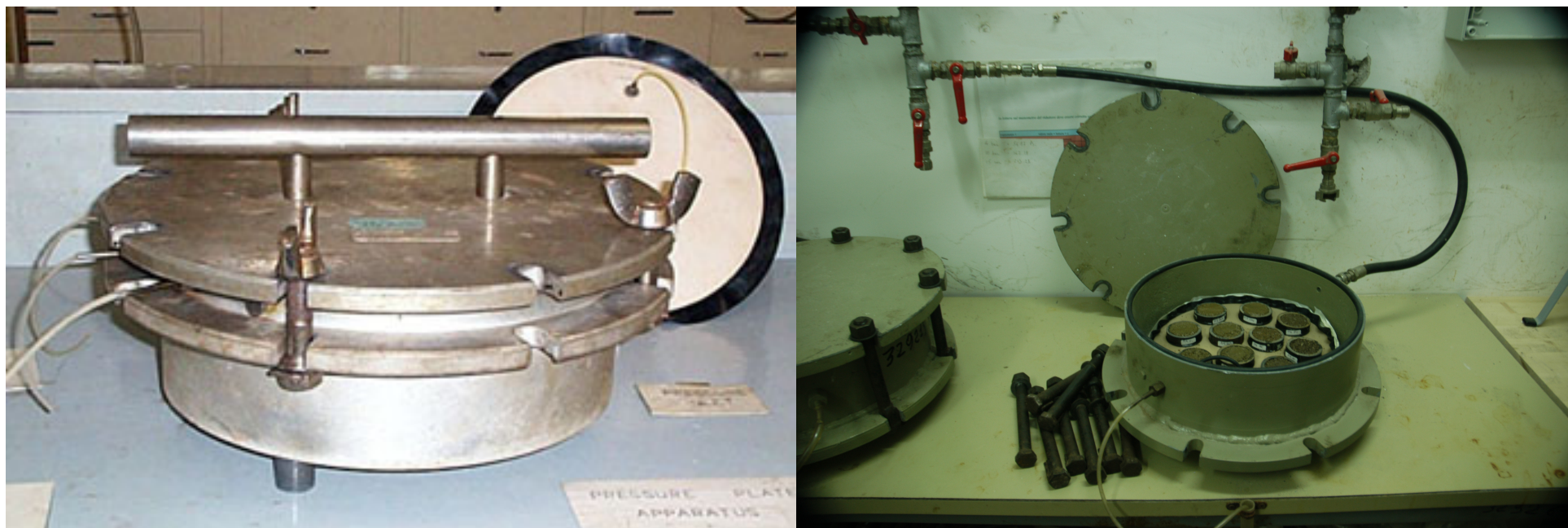


Piastre a pressione

- Applicano una pressione (generata di solito da un compressore)
- Raggiunto l'equilibrio alla pressione applicata, il campione viene pesato e quindi determinato il contenuto idrico.
- Ha problemi di raggiungimento dell'equilibrio ad alte pressioni e quindi di affidabilità.



Apparato di pressione di Richard



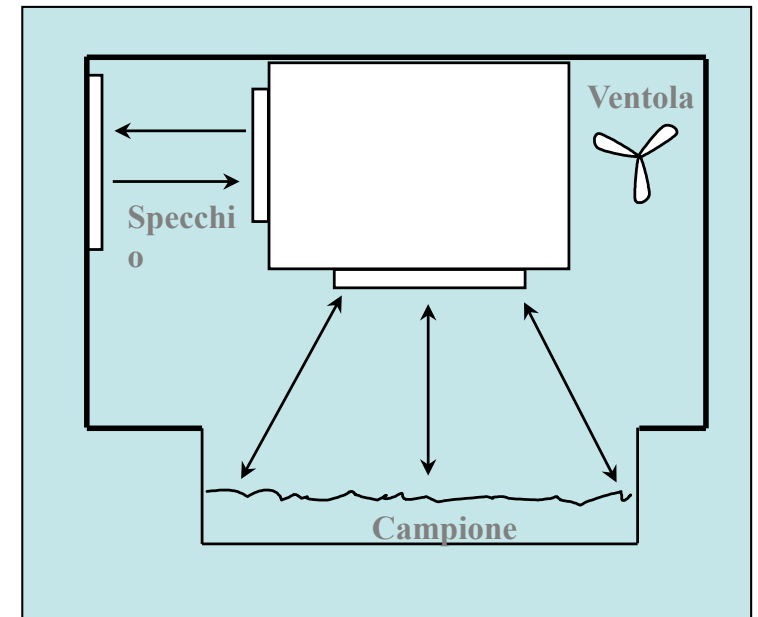
Tecnica a punto di rugiada

Uno specchio è raffreddato fino al formarsi della rugiada. La temperatura alla quale si forma la rugiada è la temperatura di saturazione, dalla quale si determina il valore iniziale di pressione di vapore.



Vantaggi

- Alta accuratezza
- Rapidità ~ 5 min
- Buona ripetibilità



Svantaggi

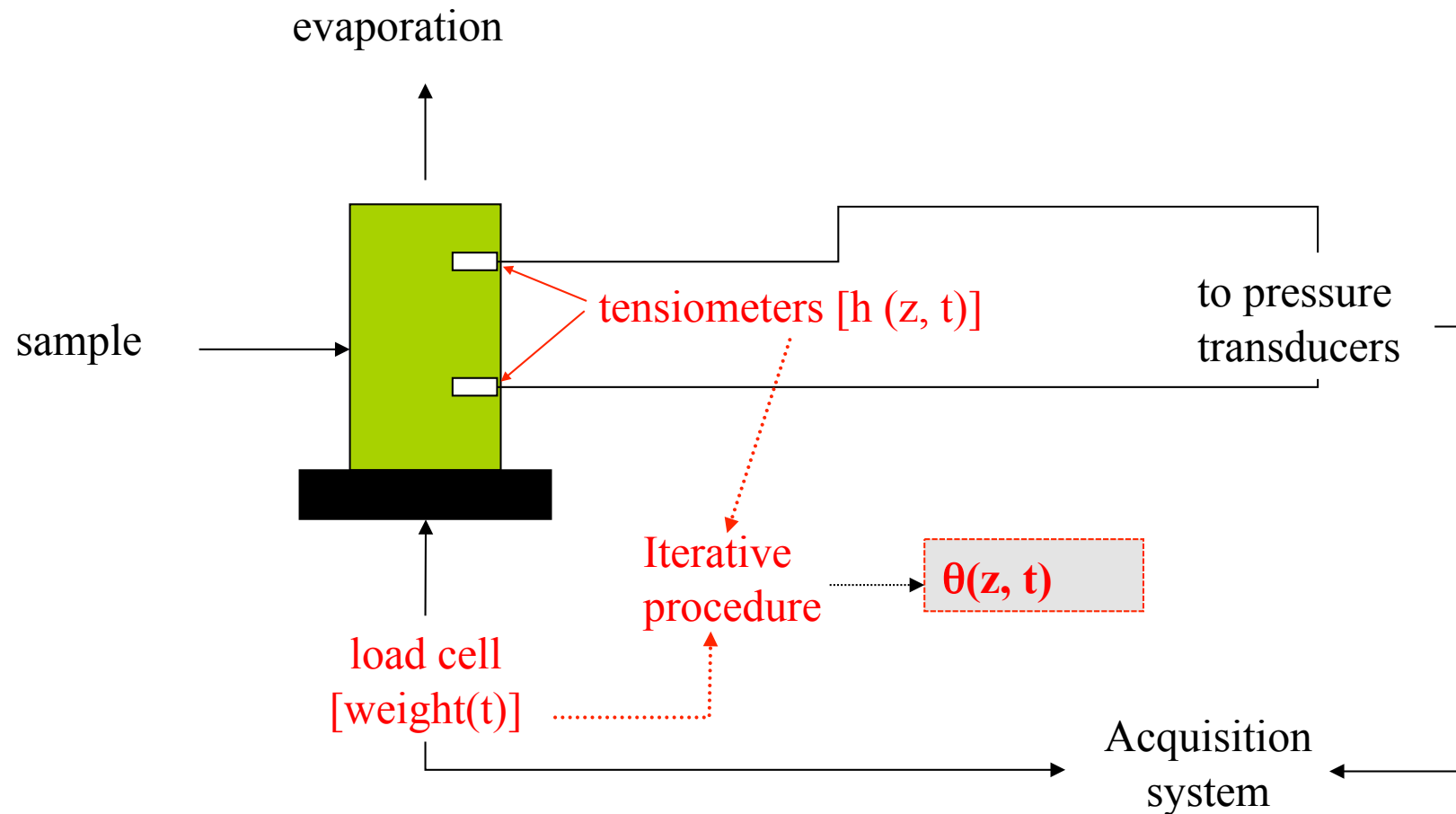
- Misure limitate a potenziali intermedi e molto negativi.
- Effetto dei sali, quindi necessità di separare la componente osmotica

METODO DELL'EVAPORAZIONE O DI WIND

LABORATORY METHOD

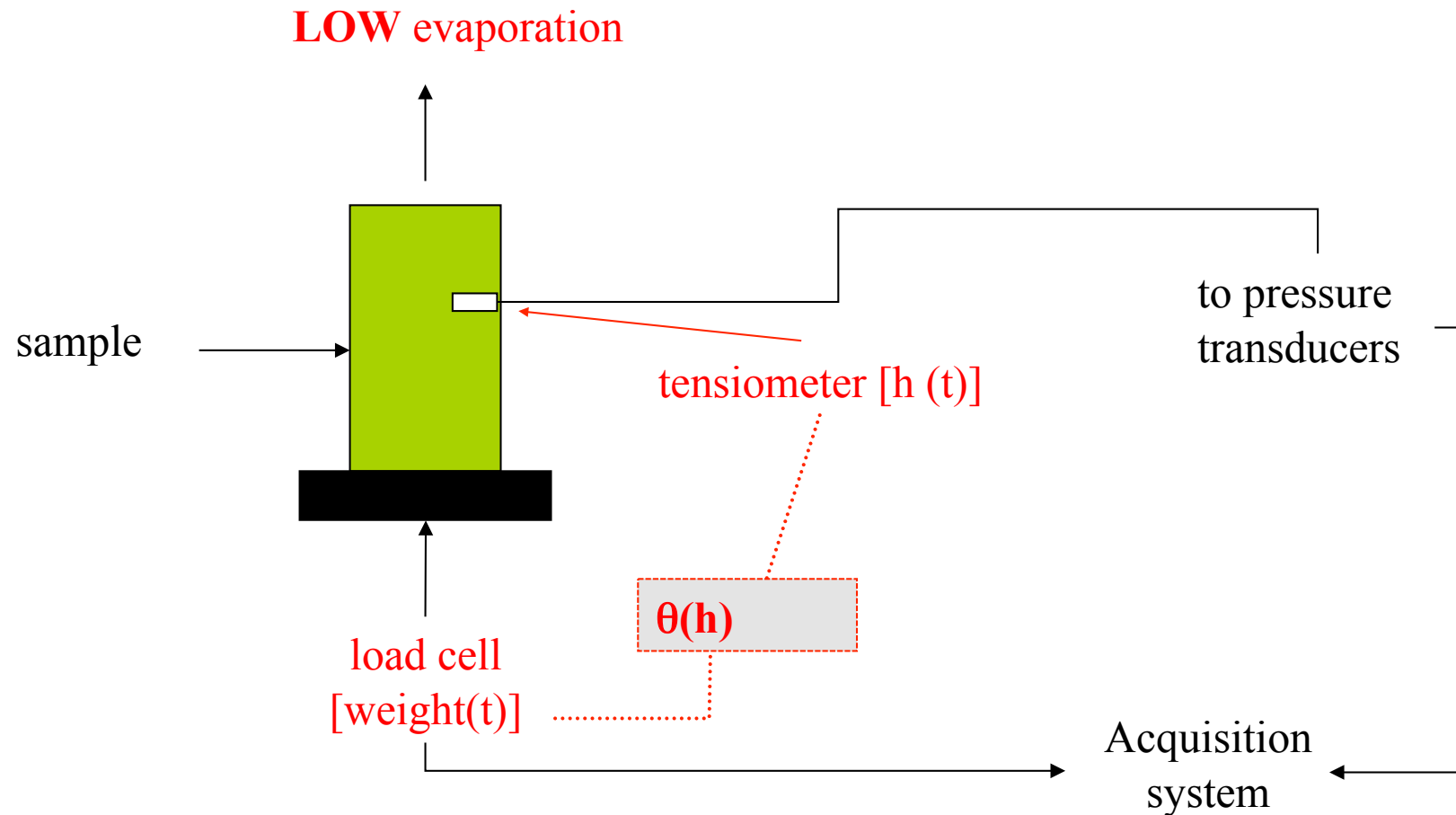
(Wind's method)

Evaporation experiment



METODO DELL'EVAPORAZIONE O DI WIND SEMPLIFICATO

LABORATORY METHOD *Evaporation experiment*





Metodi di misura della curva di ritenzione idrica (2)

Metodi di CAMPO

- Metodi all'equilibrio: nessuno
- Metodi in transitorio
 - Accoppiamento di misure di contenuto d'acqua e potenziale
 - Gradiente unitario (Sisson e van genuchten, 1991)
- Metodi inversi di stima dei parametri durante un transitorio
 - Infiltrometro a tensione
 - Diversi processi di moto
 - ...

Tensiometro

....

Dissipazione calore

Psicrometro

Etc

Sonda a neutroni

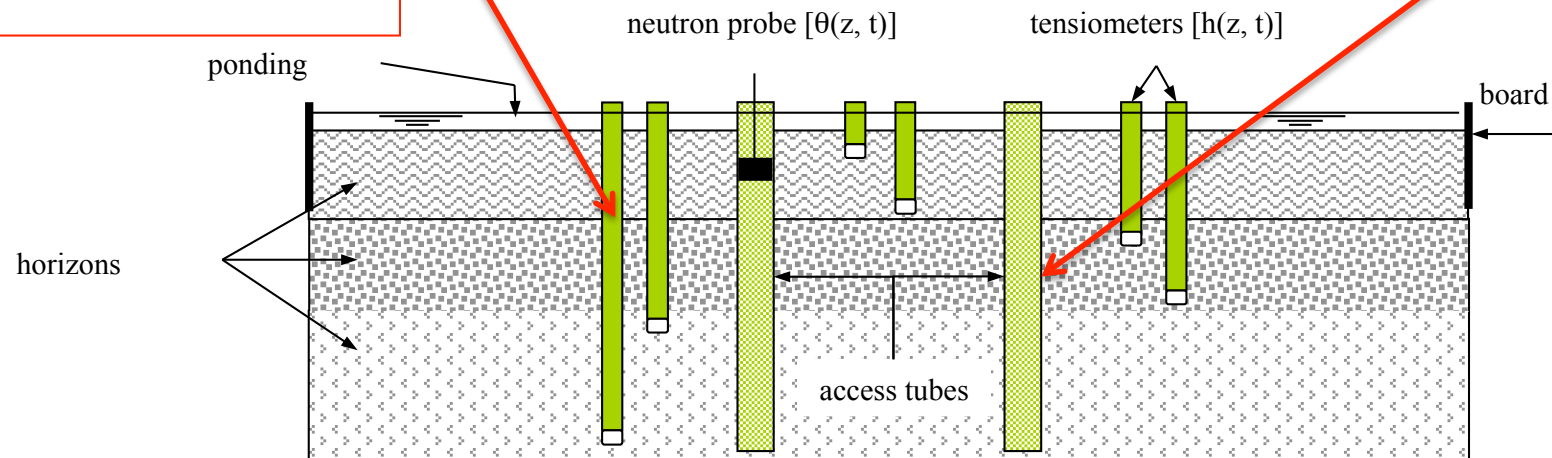
Raggi gamma

TDR

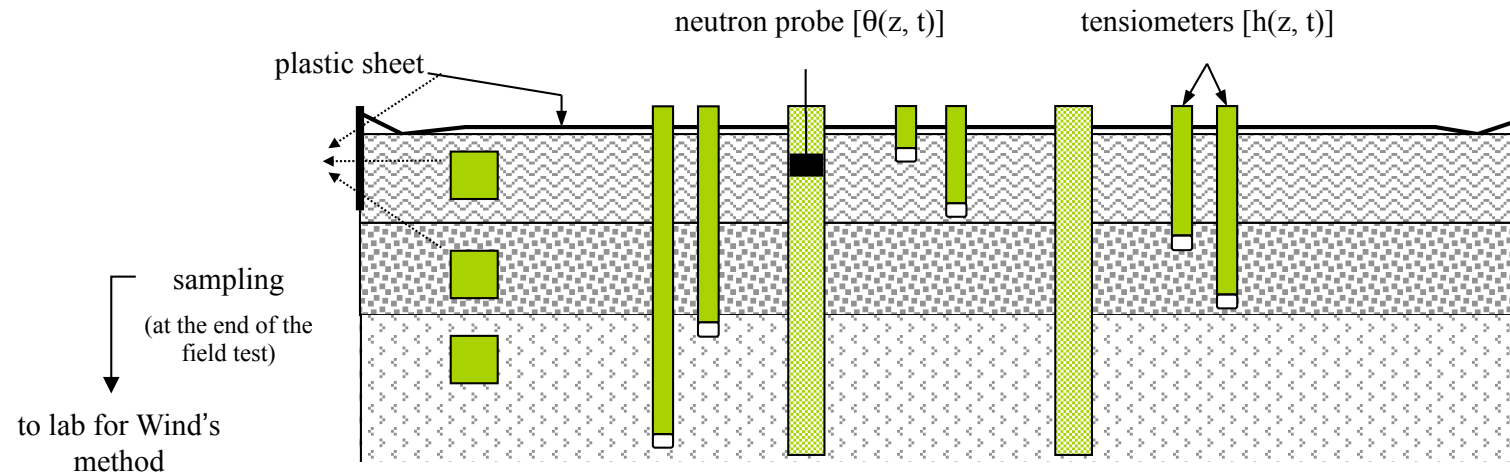
FDR (Diviner)

FIELD METHOD
(Instantaneous profile method)

I stage – Infiltration



II stage – Redistribution without evaporation

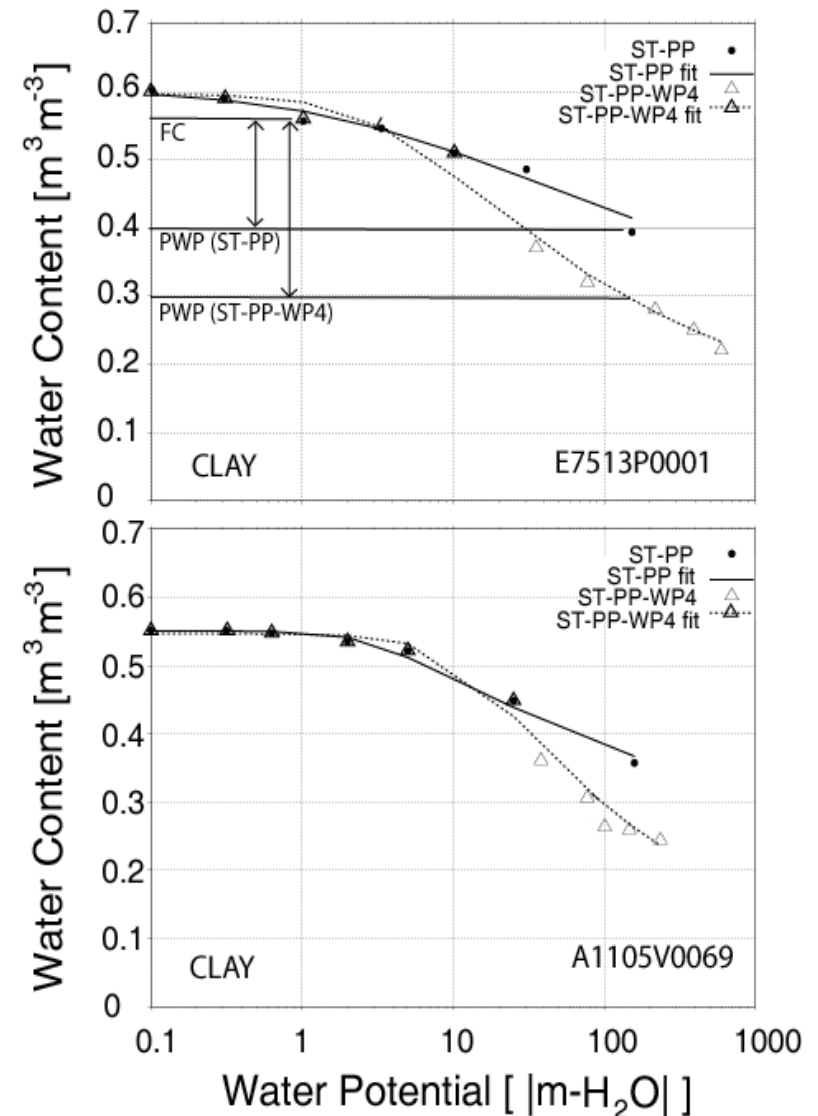


Esempio di combinazione di metdodi

La figura mette a confronto due curve di ritenzione (per due campioni di suolo) ottenute utilizzando vasche Stackman e piastre a pressione (ST-PP) e la combinazione di letti di Stackman, piastre a pressione e WP4 (ST-PP-WP4).

Le linee indicano il risultato di una ottimizzazione dell'equazione di van Genuchten (1980) e quindi l'effetto che queste differenze hanno sulla stima dei parametri idrologici.

$$n \text{ e } \theta_r$$



Metodi di stima della curva di ritenzione idrica

Metodi semplificati Pedo Transfer Functions (PTFs) –

Metodi di laboratorio

Class PTF

- Clapp e hornberger (1978)
- De Jong 1982
- William et al., 1983
- Carsell e Parish, 1988
- STARING SERIES, Wosten et al., 2001
- HYPRES Wosten et al., (1999)
- ROSETTA – Shaap et al., (2001)

Continuous PTF

- Gupta e Larson 1979
- Rawls e Brakensiek (1982)
- Campbell e Shiozawa, 1982
- Saxton et al., (1986)
- HYPRES Wosten et al., (1999)
- UNSODA – Nemes et al., 2001

- Jarvis et al., 2002
- Arya e Paris, 1981
- Haverkamp e Parlange, 1986

- Class vs continuous
- mediana, media geometrica, etc...
- Quasy-physically based
- UDSA/FAO vs IUSS
- granulometria vs altre proprietà
- validità per limitati range
- ...

Esempio di class PTF; Clapp e Hornberger, 1978

$$h(\theta) = h_a \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \quad K(\theta) = K_{sat} \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^b$$

Soil Type	θ_s	ψ	$K_s (\times 10^{-6} \text{ms}^{-1})$	b	θ_w^*
Sand	0.395	-0.121	176.0	4.05	0.0700
Loamy Sand	4.410	-0.090	156.3	4.36	0.0750
Sandy Loam	0.435	-0.218	34.1	4.90	0.1142
Silt Loam	0.485	-0.786	7.2	5.30	0.1794
Loam	0.451	-0.478	7.0	5.39	0.1547
Sandy Clay Loam	0.420	-0.299	6.3	7.12	0.1749
Silty Clay Loam	0.477	-0.356	1.7	7.75	0.2181
Clay Loam	0.476	-0.630	2.5	8.52	0.2498
Sandy Loam	0.426	-0.153	2.2	10.40	0.2193
Silty Clay	0.492	-0.490	1.0	10.40	0.2832
Clay	0.482	-0.405	1.3	11.40	0.2864

* Volumetric soil water content at wilting point

Alcune considerazioni

AWC: suoli sabbiosi < suoli argillosi

Θ_s : *sabbiosi < argillosi*

n : *argillosi < sabbiosi*

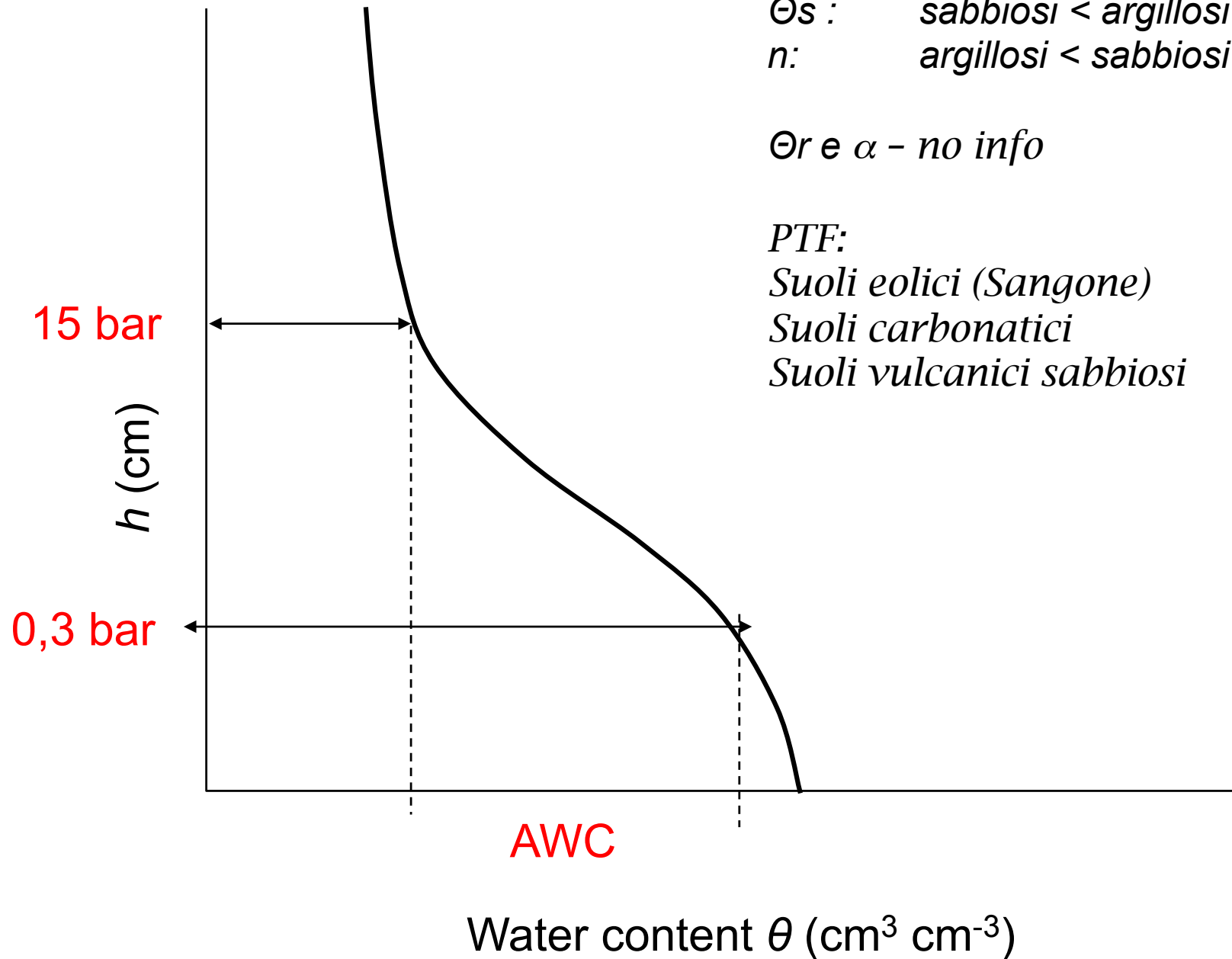
Θ_r e α - no info

PTF:

Suoli eolici (Sangone)

Suoli carbonatici

Suoli vulcanici sabbiosi



Il suolo di Quindici (AV)

Horizon	Depth cm	θ_s %	θ_r %	α cm^{-1}	n -	l -	K_0 cm d^{-1}
A	0-20	39.2	0.0	0.044	1.88	-1.00	83125
Bw	20-38	42.9	0.0	0.042	1.39	0.75	8123
C	71-100	27.1	0.0	0.07	1.65	1.40	19110
2A/Bwb	100-140	73.4	0.0	0.038	1.19	0.50	2077
2Cb	150-200	32.3	0.0	0.048	1.50	-2.00	59105

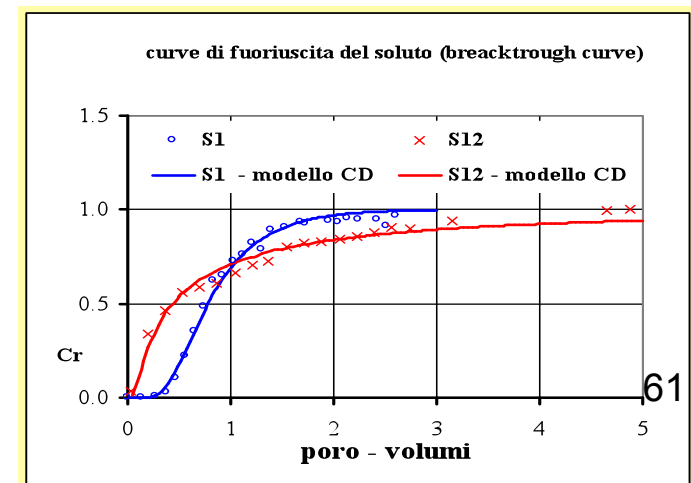
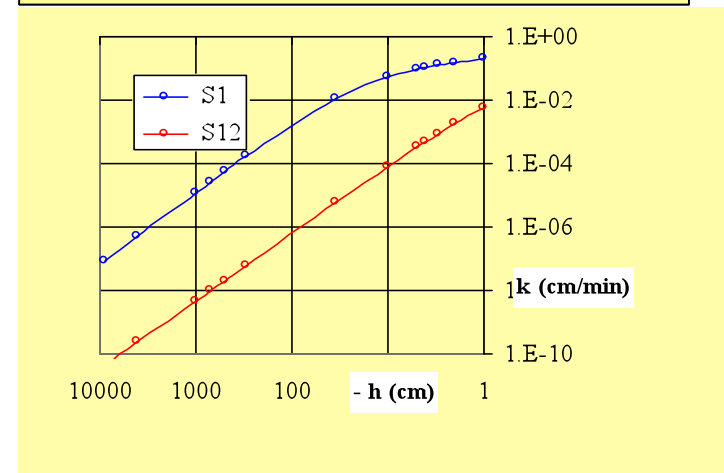
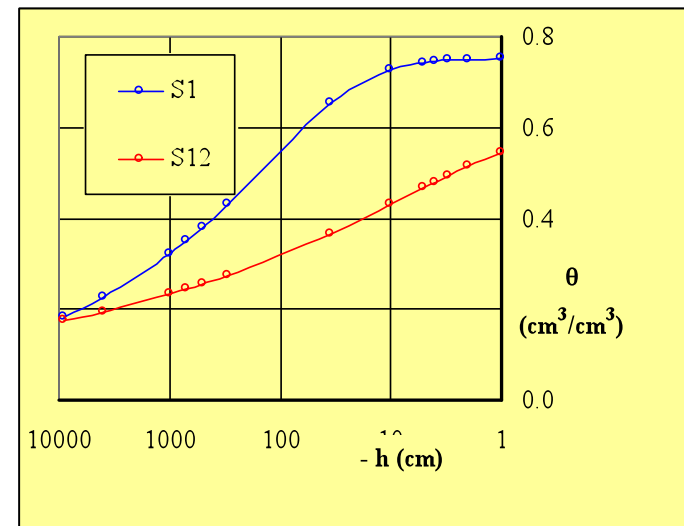
Suoli della piana del fiume Sarno con la stessa granulometria

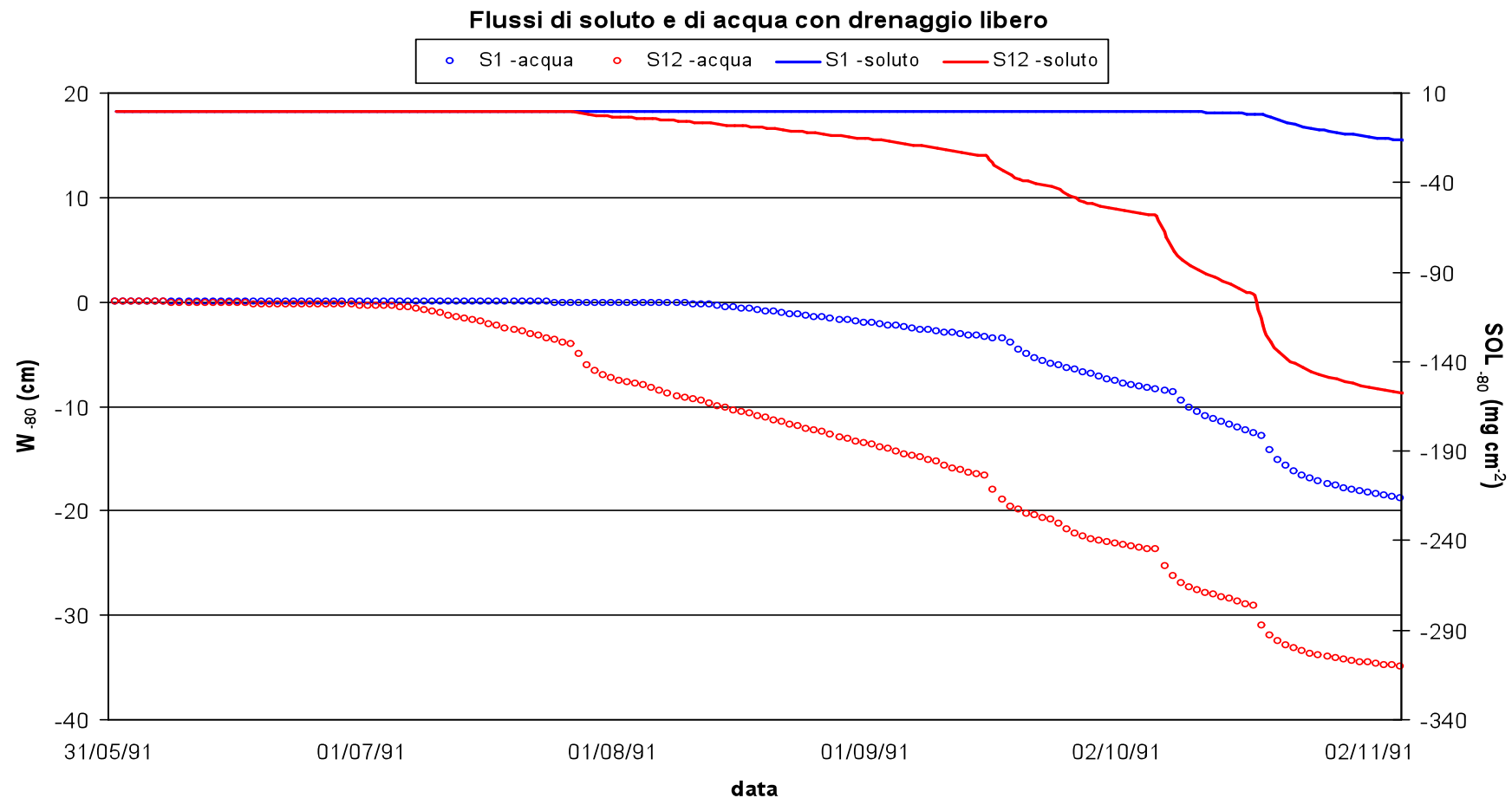


Andisuolo



Inceptisuolo





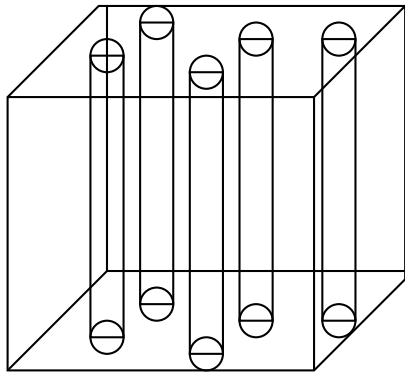
Condizioni di simulazione	Condizione iniziale	Contorno Inferiore	Contorno Superiore
<ul style="list-style-type: none"> - Periodo dal 1/6 al 1/12 - Ingresso del soluto continuo fino al 15/9 e aggiunta singola il 15/9. 	<ul style="list-style-type: none"> - Concentrazione del soluto al 15/9 della precedente simulazione. - Potenziale del suolo da -150 cm in superficie a -50 cm a 80 cm di profondità. 	<ul style="list-style-type: none"> -Drenaggio libero (Falda profonda). 	<ul style="list-style-type: none"> - Evapotraspirazione uguale ai dati medi del periodo. - Irrigazione settimanale di 300 m³ ha⁻¹. - Conc. del soluto di 5 mg cm⁻³ fino al 15/9 + 400 mg cm⁻³ il 16/9. - Piogge medie del periodo.

Conducibilità idraulica del suolo

- ✓ Modello interpretativo teorico
- ✓ Principali equazioni parametriche funzionali
- ✓ Stima dei parametri e metodi di misura

Modello a fasci di capillari

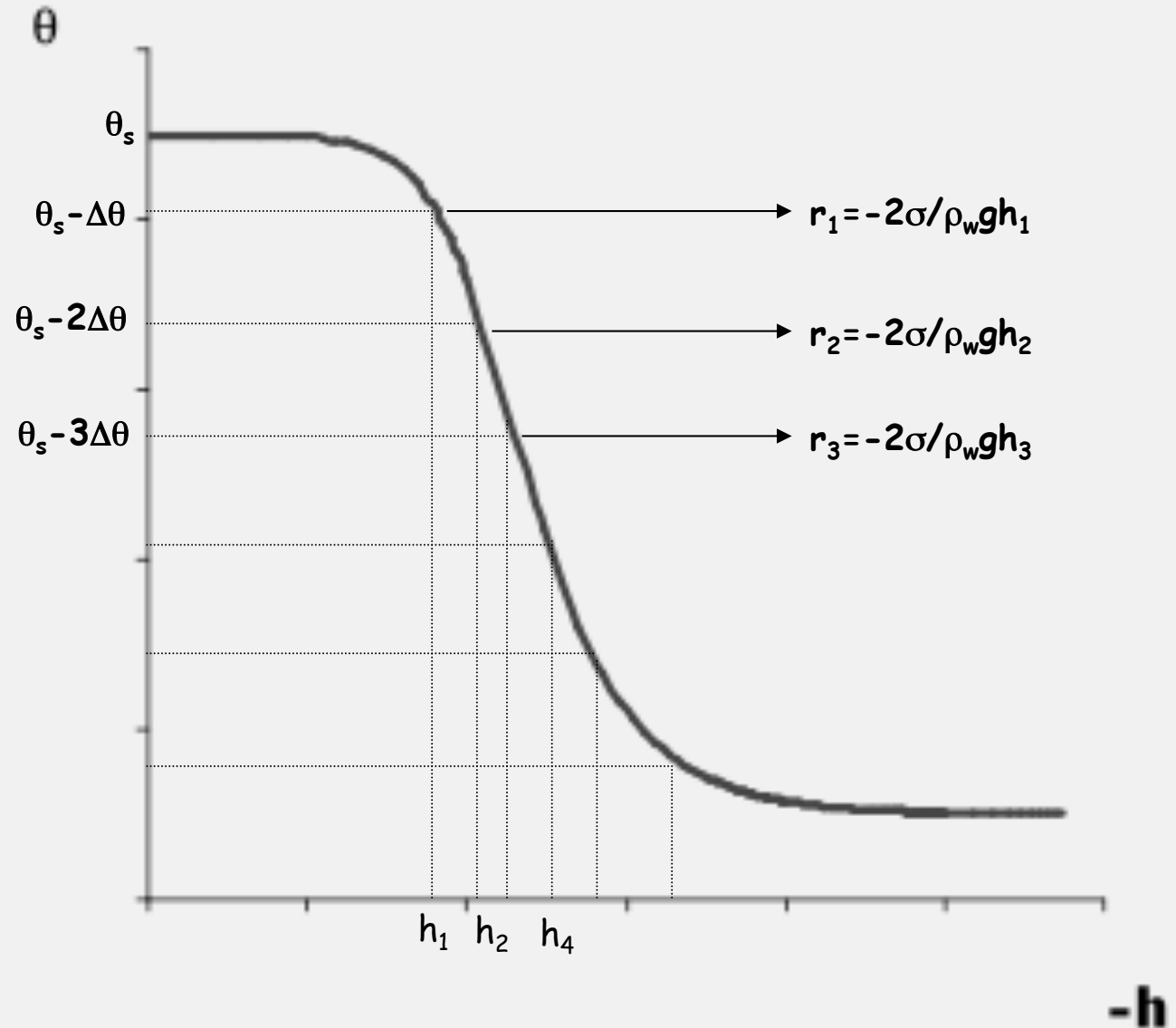
$$r_j = -2\sigma/\rho_w g h_j$$



Unità di
volume

$$\Delta\theta = n_j \pi r_j^2$$

$$n_j = \Delta\theta/\pi r_j^2$$



Modello a fasci di capillari per la stima della Curva di Conducibilità Idraulica

La conducibilità idraulica è ottenuta come segue:

1. L'insieme dei capillari, ciascuno dei quali ha una lunghezza L_c , è intrecciato internamente a formare una colonna di suolo di lunghezza $L < L_c$ ed area trasversale A ;
2. Un gradiente idraulico $\Delta H/L_c$ è imposto fra le estremità della “colonna” determinando un flusso attraverso ciascun capillare in accordo con la legge di Poiseuille;
3. La portata totale attraverso la colonna è ottenuta come somma delle portate elementari (da ciascun capillare);
4. Il flusso avviene in condizioni di moto permanente
5. Una corrispondenza fra il mezzo poroso reale ed il mezzo idealmente costituito da un fascio di capillari è stabilita utilizzando la curva di ritenzione idrica relativa allo stesso mezzo per calcolare la distribuzione di capillari che avrebbe caratteristiche di ritenzione idrica equivalenti

Modello a fasci di capillari per la stima della Curva di Conducibilità Idraulica

Ad un singolo capillare di raggio r_j compete una portata Q_j pari a:

$$Q_j = \frac{\pi r_j^4 \rho_w g}{8\nu} \frac{\Delta H}{L_c} \quad \text{Legge di Poiseuille} \quad \Rightarrow \quad N_j Q_j = N_j \frac{\pi r_j^4 \rho_w g}{8\nu} \frac{\Delta H}{L_c}$$

ed una portata totale Q_T , quando tutti i capillari sono riempiti, pari a:

$$Q_T = \sum_{j=1}^M N_j Q_j = \frac{\pi \rho_w g}{8\nu} \frac{\Delta H}{L_c} \sum_{j=1}^M N_j r_j^4$$

in cui N_j rappresenta il numero di capillari di raggio r_j nel fascio di capillari ed M è il numero di differenti classi dimensionali di capillari nella colonna

Modello a fasci di capillari per la stima della Curva di Conducibilità Idraulica

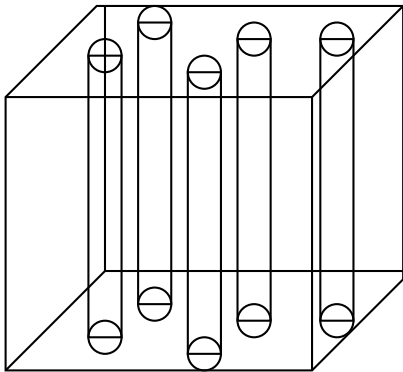
Il flusso attraverso la colonna $J_w=Q_t/A$ è ottenuto come:

$$J_w = \frac{Q_T}{A} = \frac{\pi \rho_w g}{8\nu} \frac{\Delta H}{L_c} \sum_{j=1}^M n_j r_j^4$$

in cui $\mathbf{n}_j=\mathbf{N}_j/A$ è il numero di capillari di raggio r_j per unità di area

Modello a fasci di capillari

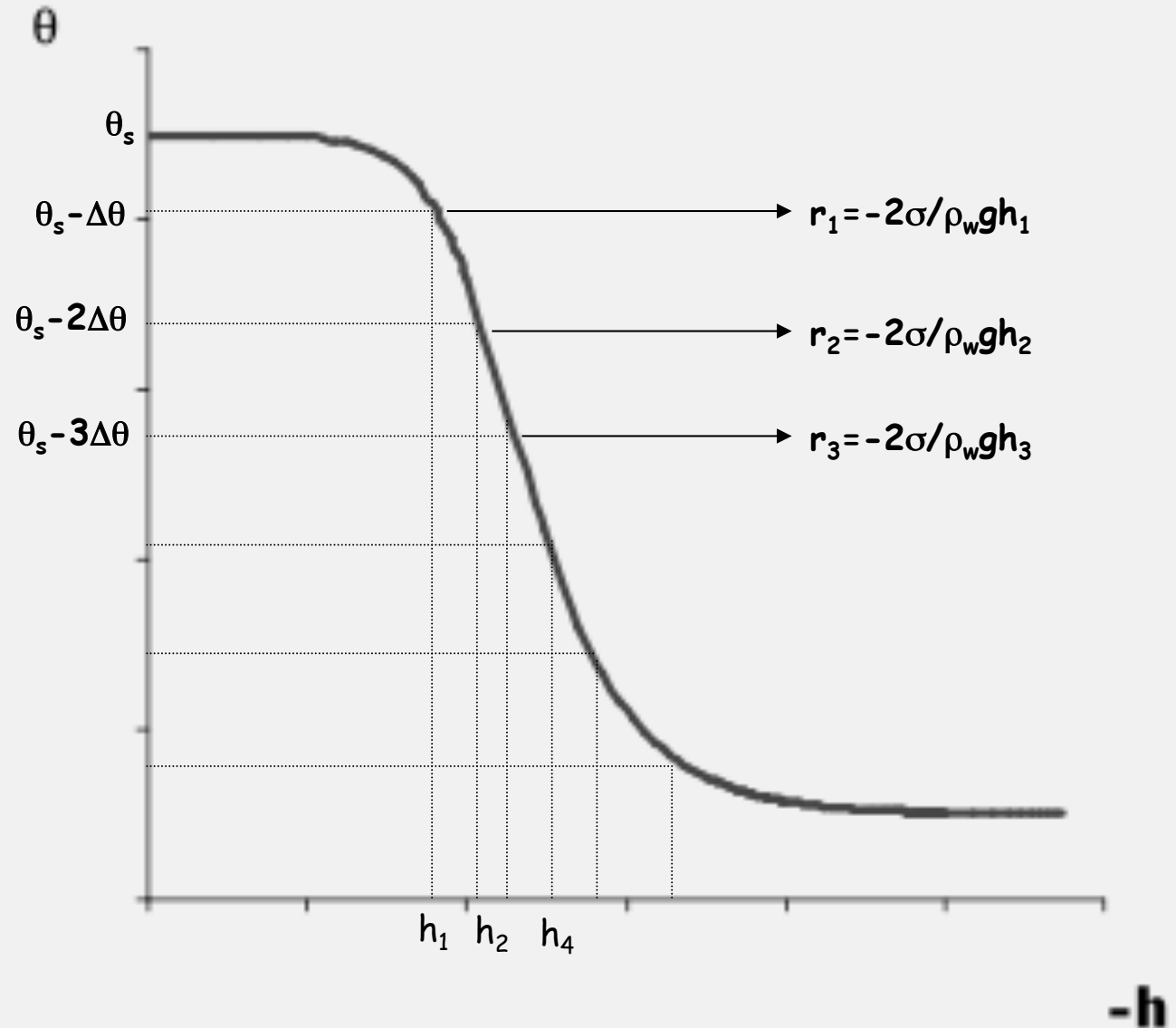
$$r_j = -2\sigma/\rho_w g h_j$$



Unità di
volume

$$\Delta\theta = n_j \pi r_j^2$$

$$n_j = \Delta\theta / \pi r_j^2$$



Modello a fasci di capillari per la stima della Curva di Conducibilità Idraulica

$$n_j = \Delta\theta / \pi r_j^2$$

$$J_w = \frac{Q_T}{A} = \frac{\pi \rho_w g}{8\nu} \frac{\Delta H}{L_c} \sum_{j=1}^M n_j r_j^4$$

$$r_j = -2\sigma / \rho_w g h_j$$

$$J_w = \frac{\rho_w g}{8\nu} \frac{\Delta H}{L_c} \Delta\theta \sum_{j=1}^M r_j^2 = - \left[\frac{\sigma^2 \Delta\theta}{2\nu \rho_w g} \sum_{j=1}^M \frac{1}{h_j^2} \right] \frac{L}{L_c} \frac{\Delta H}{L}$$

$$k_s = \frac{\text{flusso}}{\text{gradiente}} \frac{J_w}{\Delta H/L} = \tau \frac{\sigma^2 \Delta\theta}{2\nu \rho_w g} \sum_{j=1}^M \frac{1}{h_j^2} \quad \tau = \frac{L}{L_c}$$

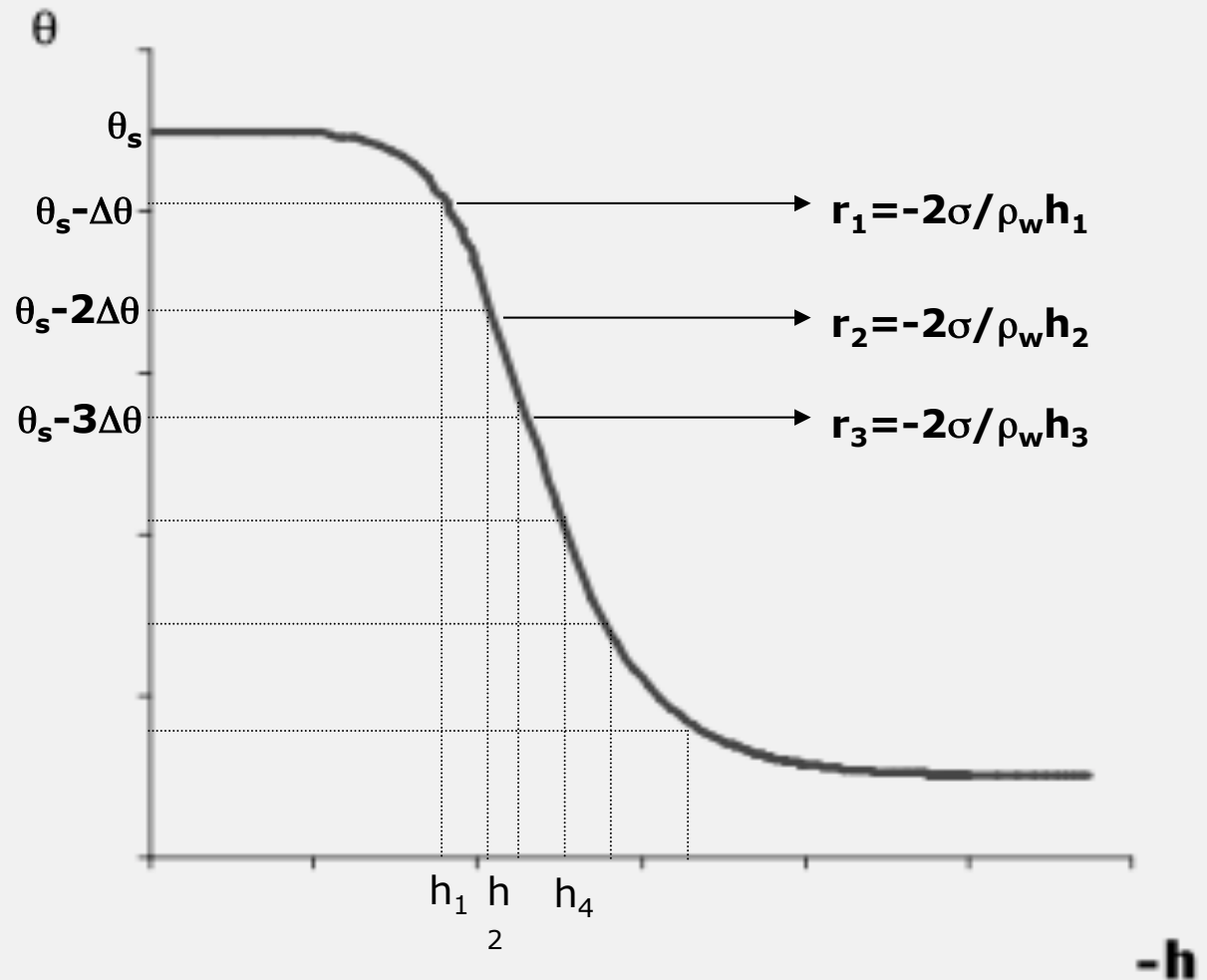
Modello a fasci di capillari per la stima della Curva di Conducibilità Idraulica

(Childs and Collis-George, 1950; Marshall, 1958; Millington and Quirk, 1959)

$$k_s = \tau \frac{\sigma^2 \Delta\theta}{2\nu\rho_w g} \sum_{j=1}^M \frac{1}{h_j^2}$$

$$k(\theta_s - \Delta\theta) = \tau \frac{\sigma^2 \Delta\theta}{2\nu\rho_w g} \sum_{j=2}^M \frac{1}{h_j^2}$$

$$k(\theta_s - i\Delta\theta) = \tau \frac{\sigma^2 \Delta\theta}{2\nu\rho_w g} \sum_{j=i+1}^M \frac{1}{h_j^2}$$



Modello di MUALEM – VAN GENUCHTEN

$$k(S_e) = k_s S_e^\tau \left[\int_0^{S_e} \frac{dS_e}{h(S_e)} / \int_0^1 \frac{dS_e}{h(S_e)} \right]^2$$

Mualem, 1976

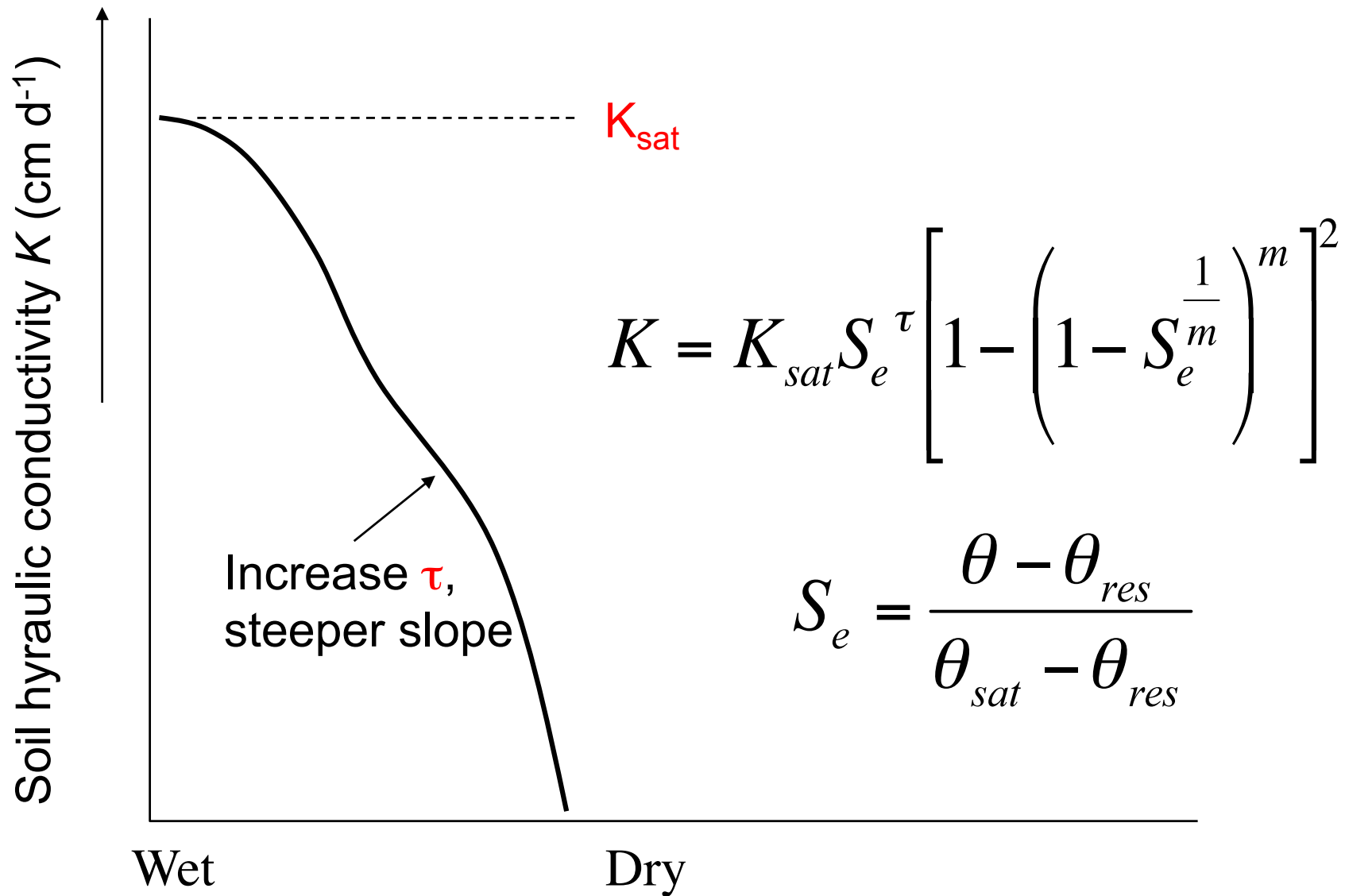
$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad S_e = \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m$$

Van Genuchten, 1980

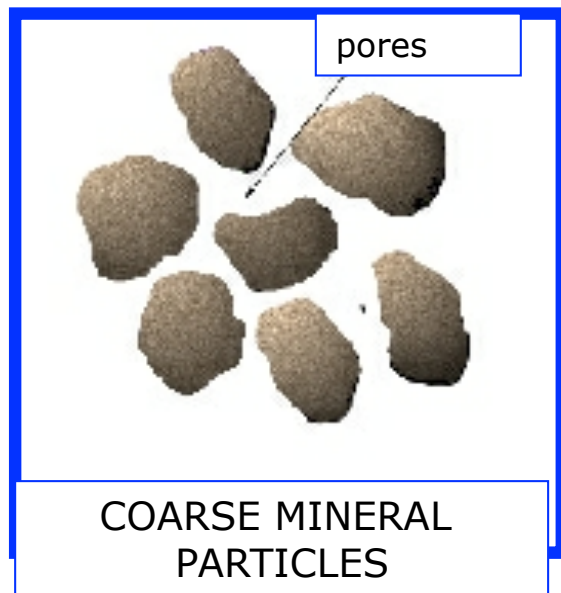
$$k(S_e) = k_s S_e^\tau \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2$$

Mualem – van Genuchten

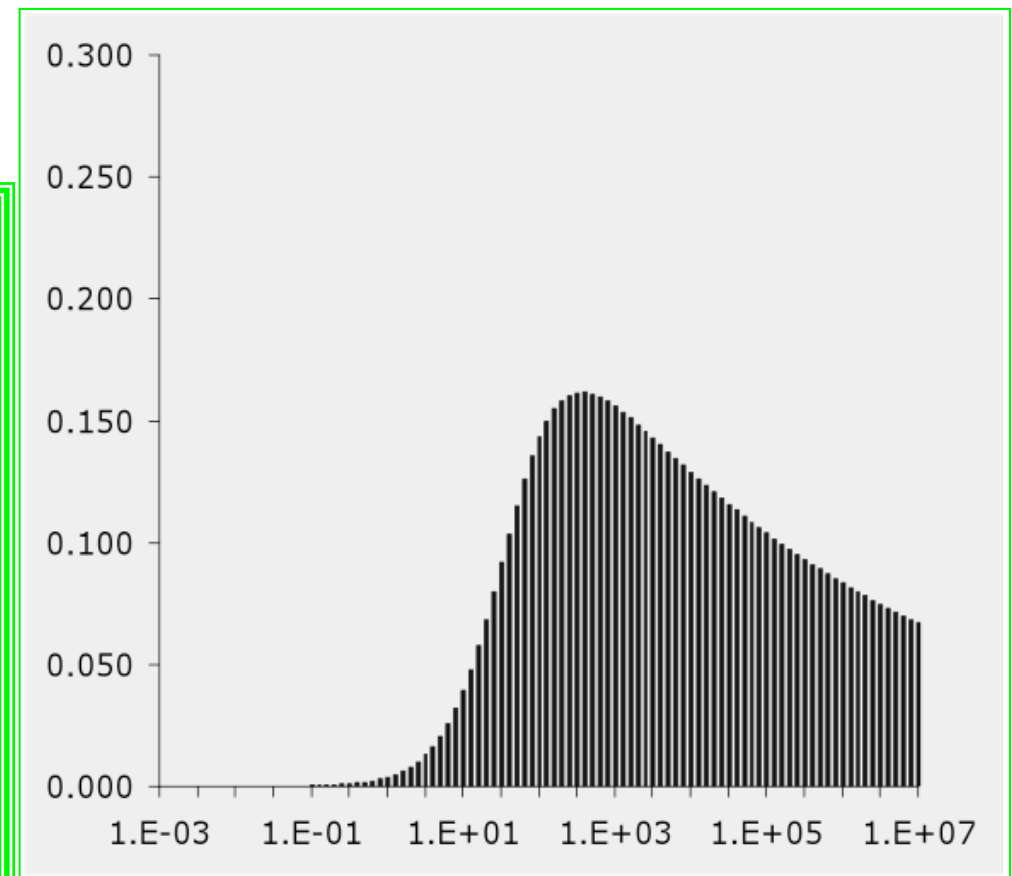
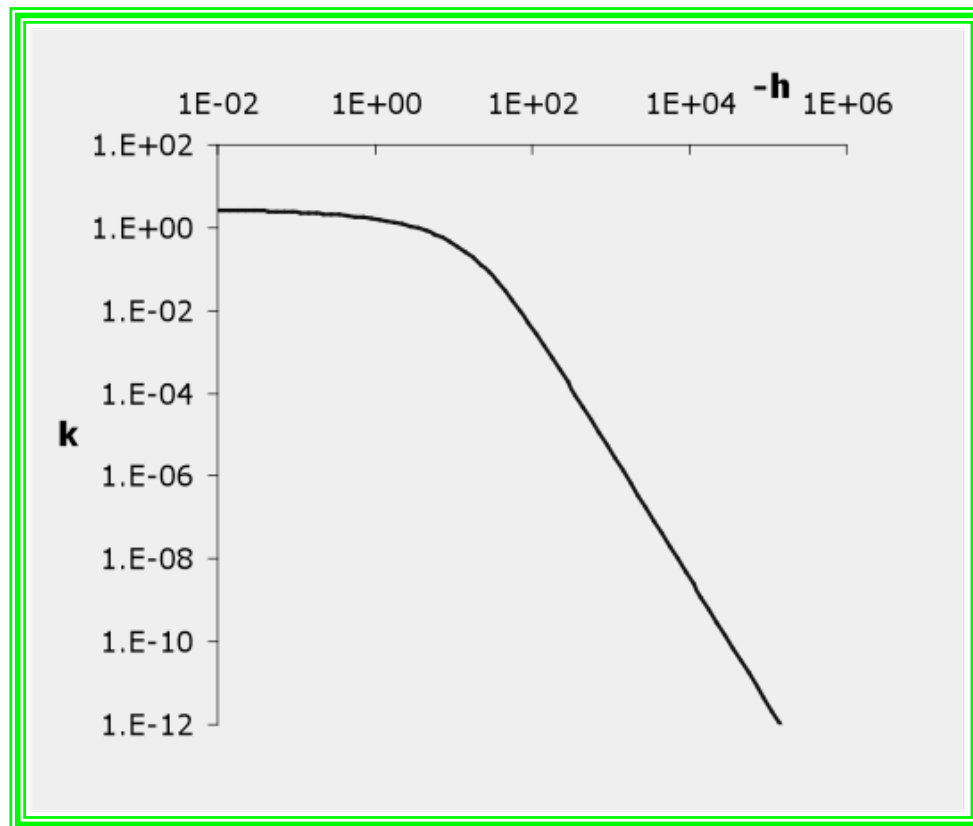
Funzione analitica di Mualem-Van Genuchten per la conducibilità idraulica

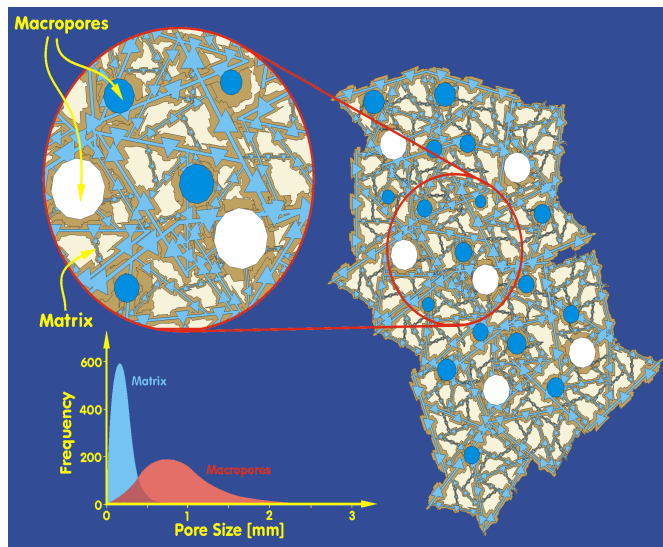


Pressure head, h (cm) or soil water content θ (cm³ cm⁻³)

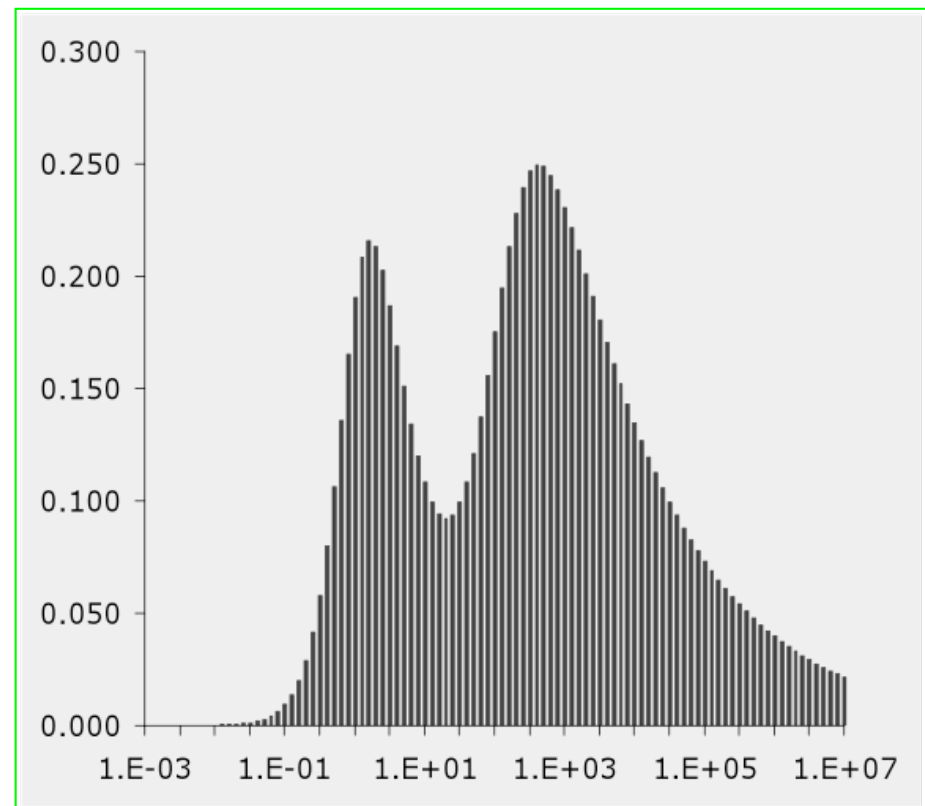
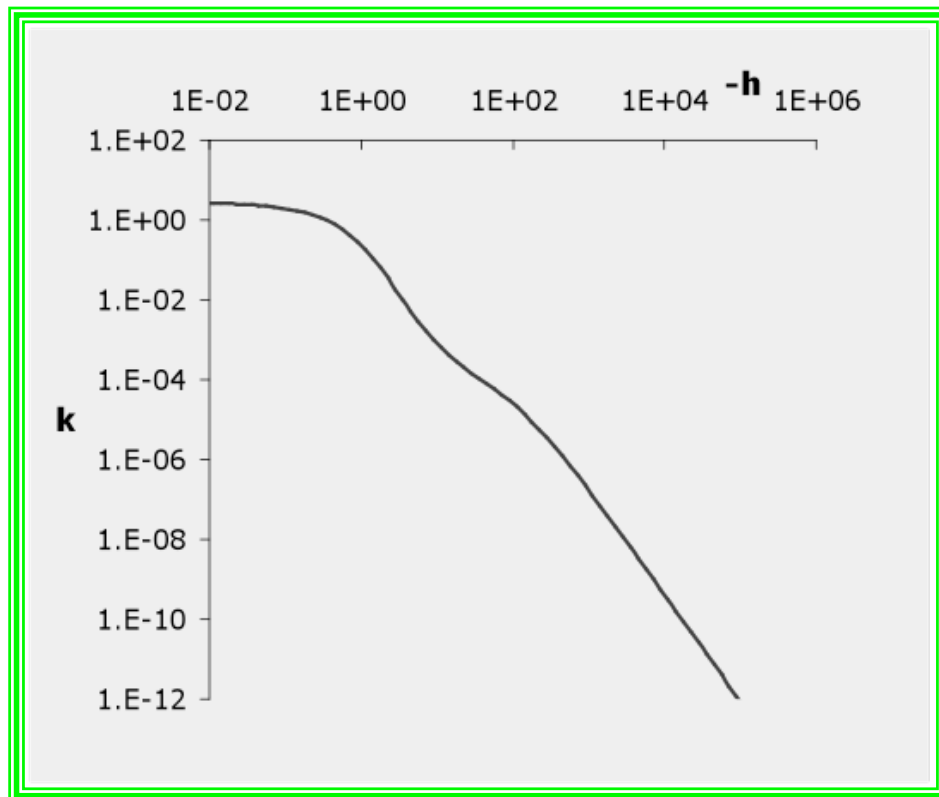


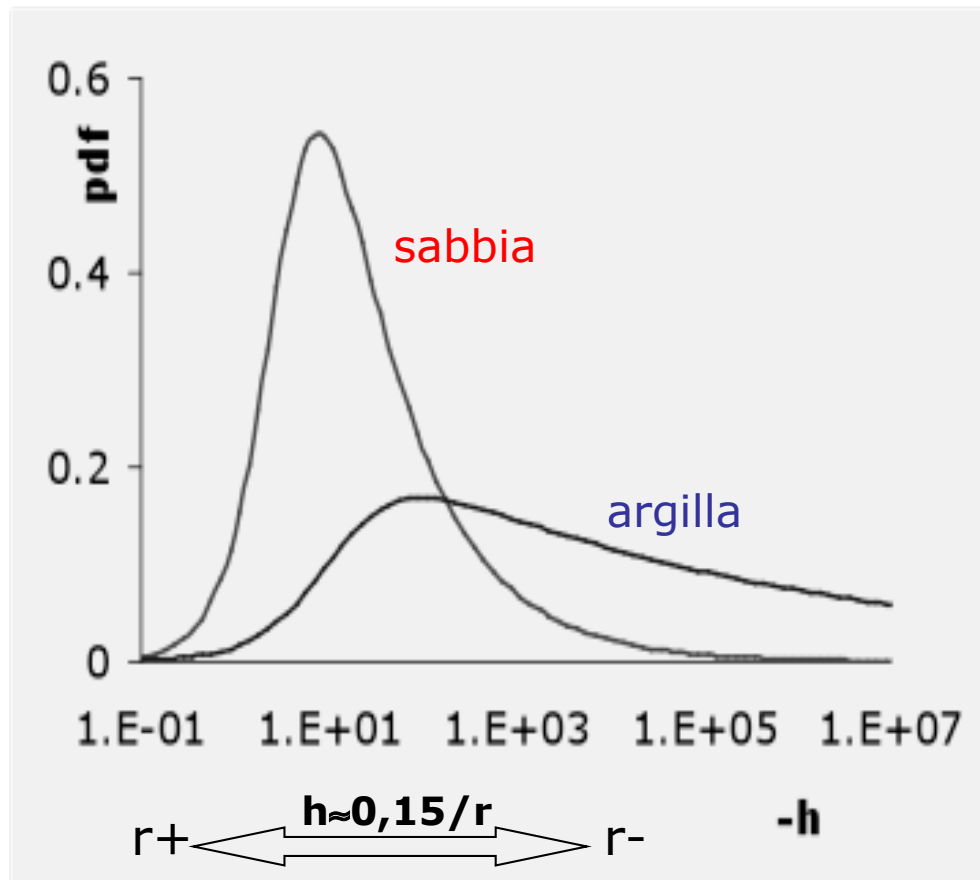
Distribuzione unimodale
dei pori e corrispondente
curva di Conducibilità
idraulica



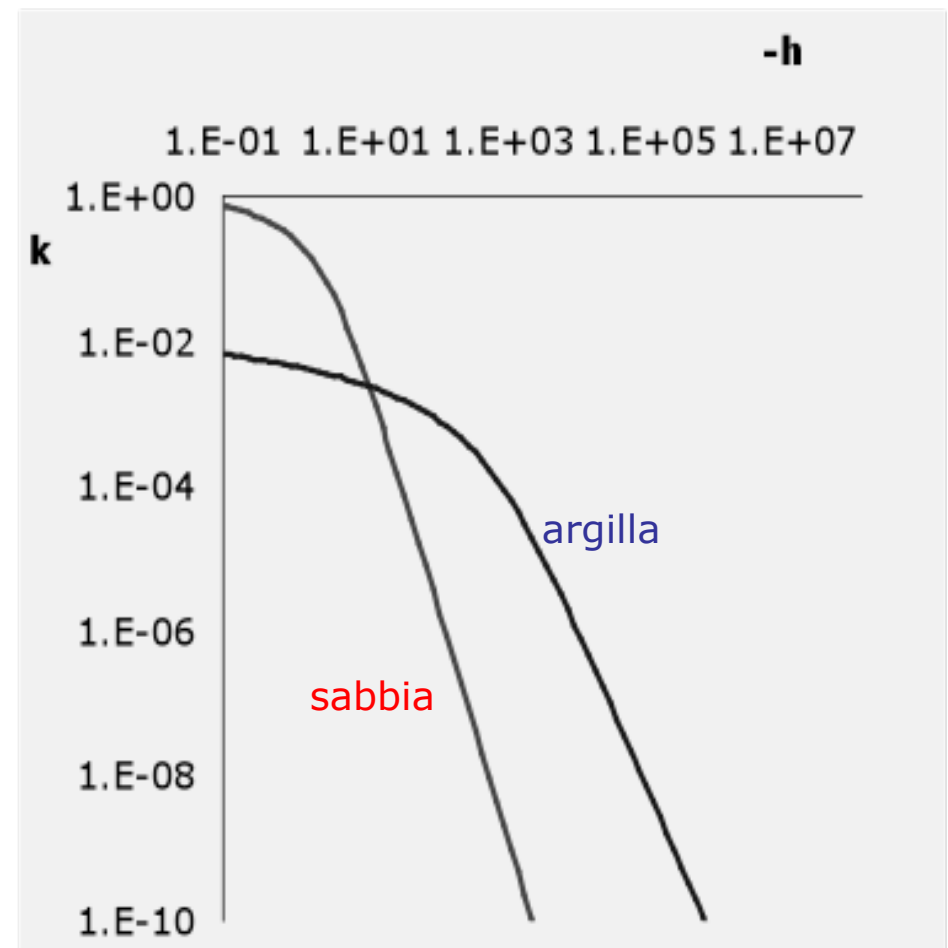


Distribuzione bimodale dei
pori e corrispondente
curva di Conducibilità
idraulica





Distribuzione dei pori e
corrispondente
Conducibilità idraulica per
un suolo sabbioso ed uno
argilloso



Misura della Conducibilità idraulica nel non saturo

Sono sempre metodi indiretti

Metodi di Campo

- ✓ Metodo del profilo istantaneo
- ✓ Metodo dell'Infiltrazione a pioggia
- ✓ Infiltrometro a tensione

Metodi di Laboratorio

- ✓ Metodo delle due piastre
- ✓ Metodo di Wind
- ✓ Infiltrometro a tensione

Tensiometro

....

Dissipazione calore

Psicrometro

Etc

Sonda a neutroni

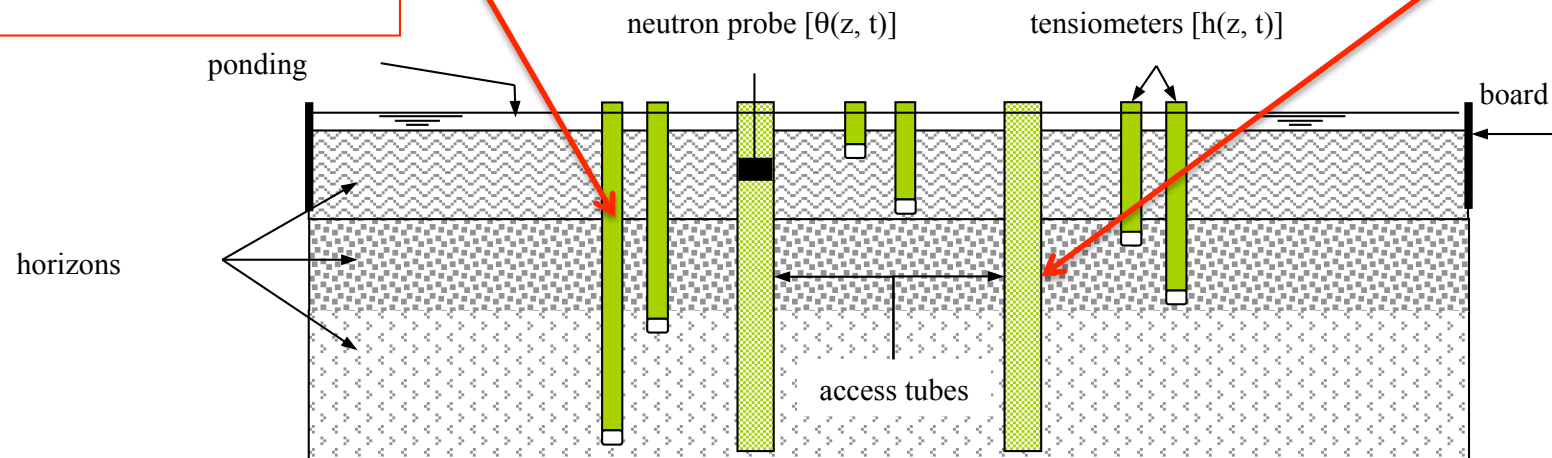
Raggi gamma

TDR

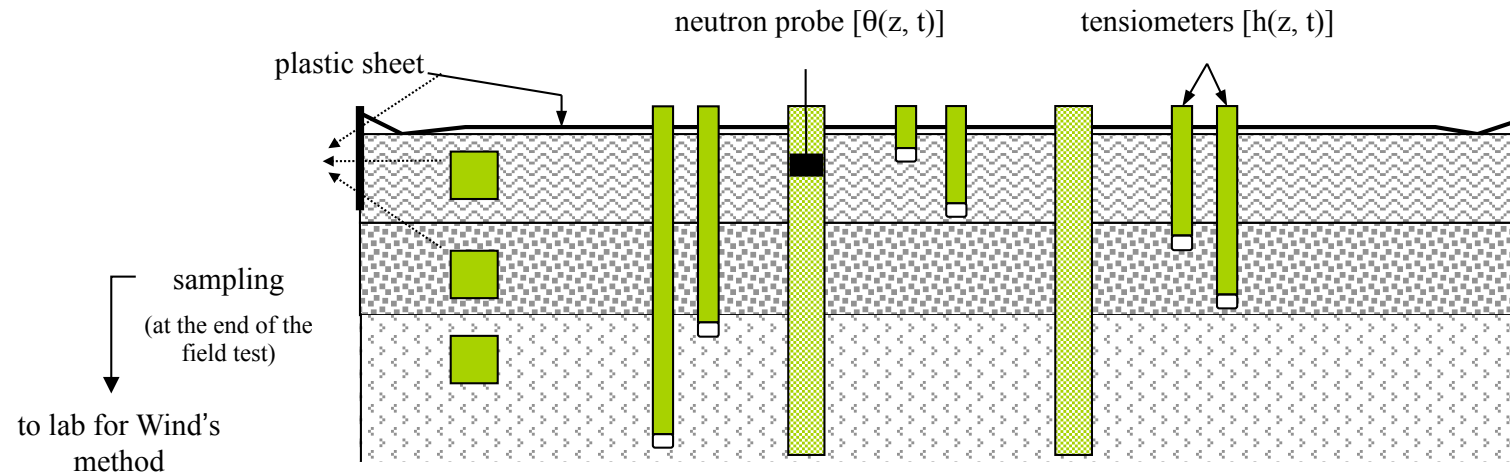
FDR (Diviner)

FIELD METHOD
(Instantaneous profile method)

I stage – Infiltration



II stage – Redistribution without evaporation



Metodo del profilo istantaneo

$$W = \int_0^z \theta(z, t) dz$$

$$\bar{J}_w = - \frac{\Delta W}{\Delta t}$$

$$k(\bar{\theta})_z = - \frac{\Delta W}{\Delta t} \bigg/ \frac{\Delta H}{\Delta z}$$

e nell'ipotesi di gradiente unitario $\Delta H / \Delta z = 1$

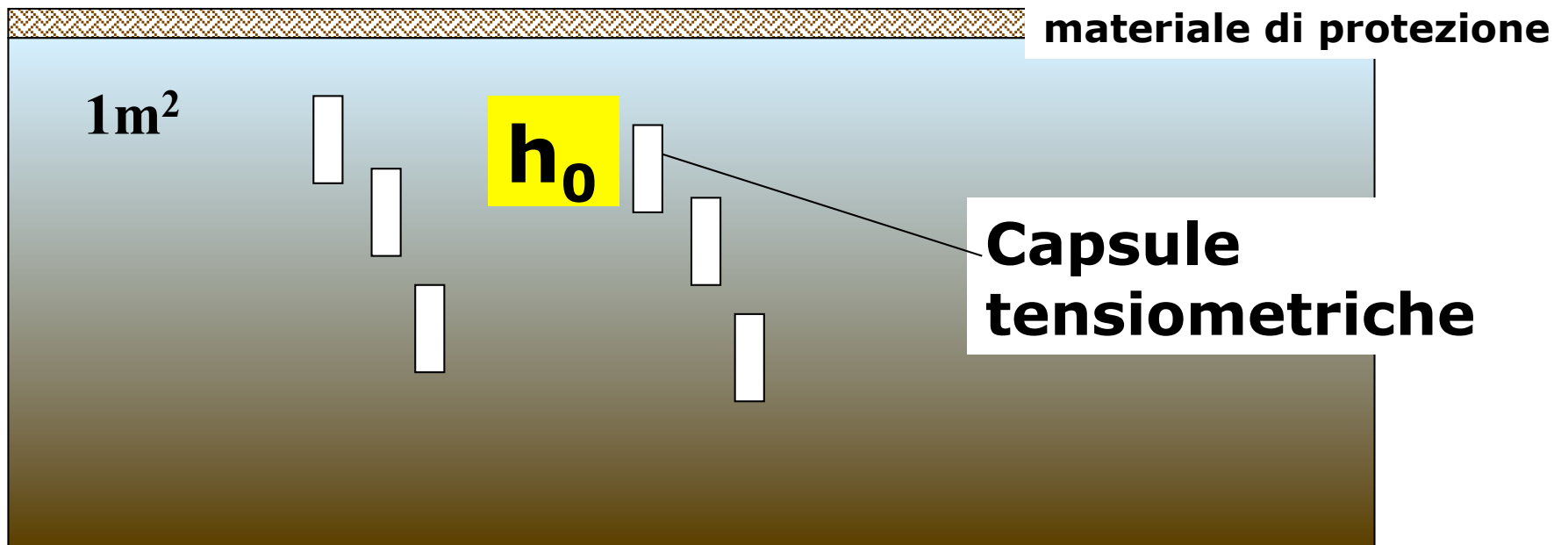
$$k(\bar{\theta})_z = - \frac{\Delta W}{\Delta t}$$

Metodo dell'infiltrazione

J_0

1mm/h÷100mm/h

Infiltrometro a pioggia

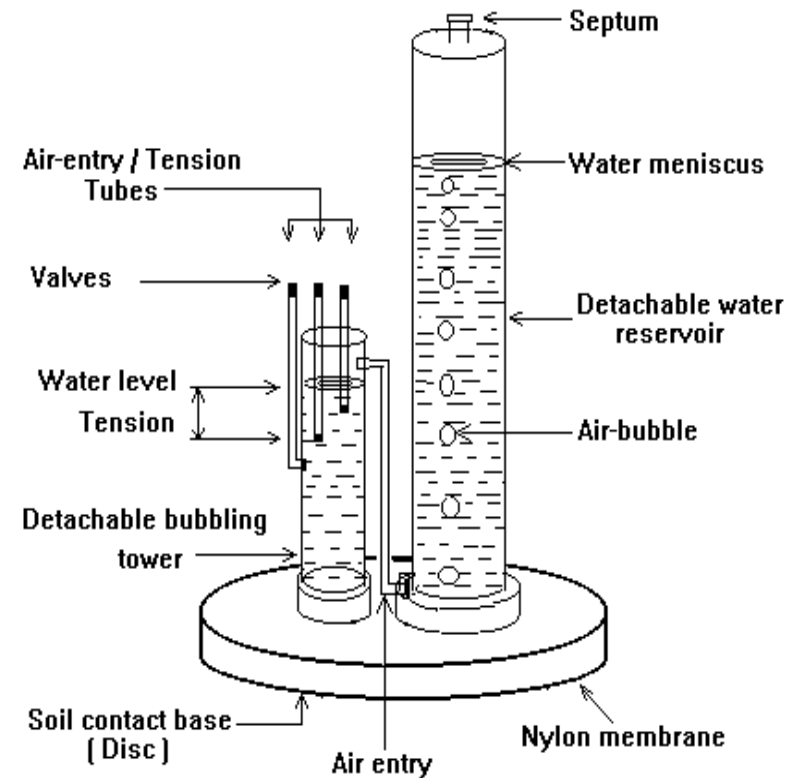
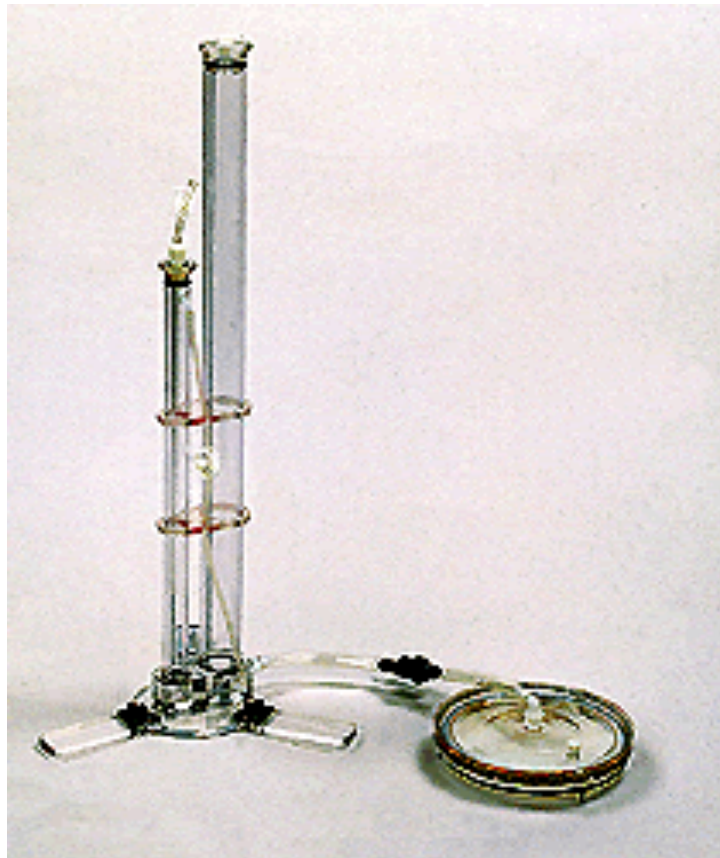


$$dH/dz \approx 1 \Rightarrow J_0 = k(h_0)$$

Conducibilità idraulica nel non saturo

Infiltrometro a tensione

Per poter imporre una pressione negativa sulla superficie del terreno, alla boccia di Mariotte è affiancata una colonna a bolle (bubbling tower).



TENSION INFILTRMETER
UNCEEL (1995)

Infiltrometro a tensione - Dati

I dati dell'infiltrometro a tensione sono generalmente interpretati usando la soluzione di Wooding (1968) per un flusso stazionario da un carico circolare applicando l'equazione di Gardner (1958) per la conducibilità idraulica

$$K = K_{fs} \exp(-\alpha t)$$

Si assume

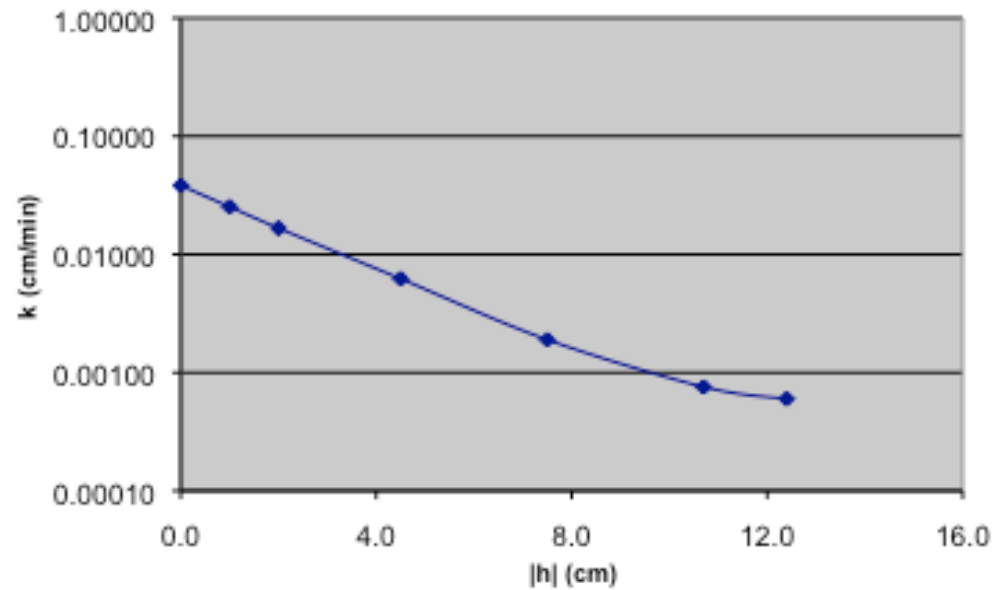
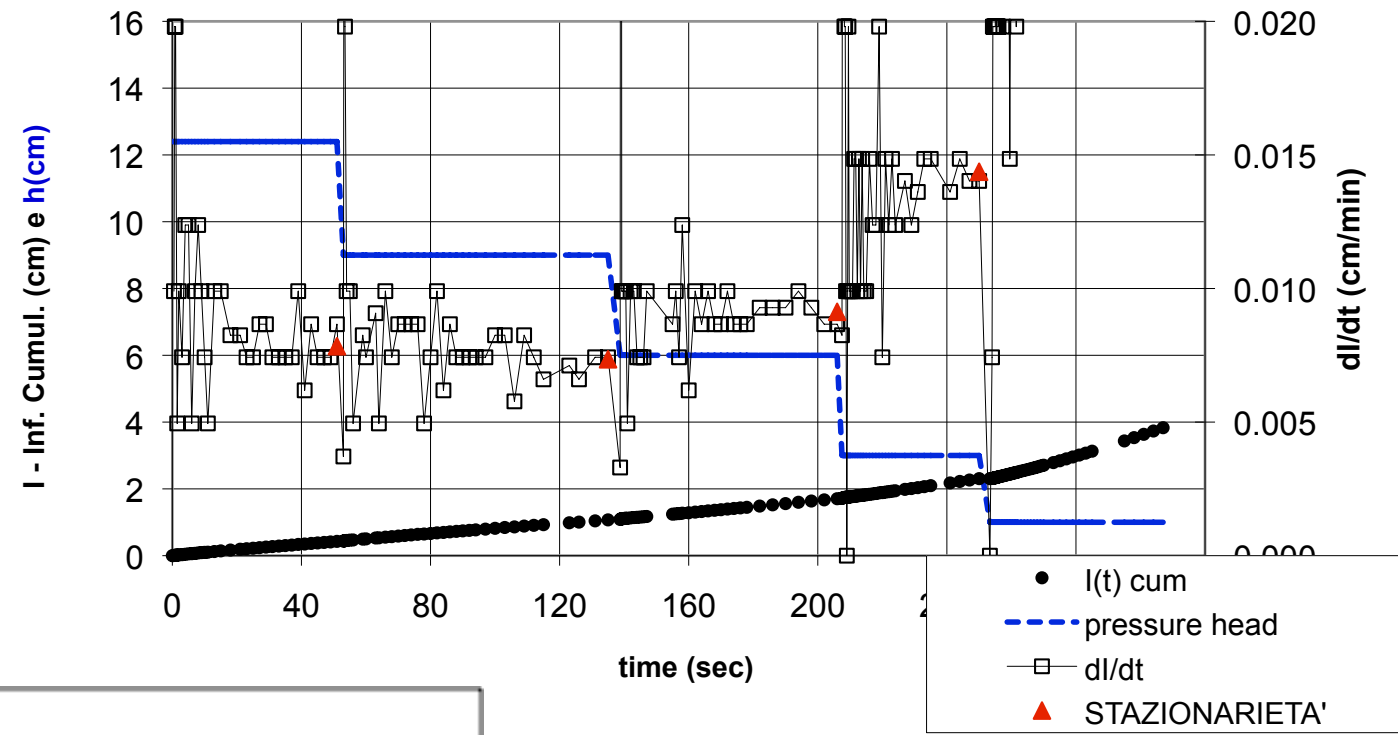
$$Q = \pi r^2 K_s \exp(\alpha h) \left(1 + \frac{4}{\pi \alpha r} \right)$$

- Flusso
- Suolo uniforme
- Condizione iniziale di suolo secco (h_0) $K_{i+1/2} = Q_{i+1/2} / (2i=1, \dots, n-1 \pi r^2 + 4r(5)\alpha_{i+1/2})$
- K_0 tende a $-\infty$
- r è il raggio del disco

Per risolvere per K_s e α , l'equazione si eguaglia per 2 tensioni o 2 raggi.

Il flusso medio (geometrico) fra due potenziali

Piana di Sibari - Az. Mirto - Prof.16 - Ap(Bw)



Infiltrometro a tensione

pro

- 1.Schematicamente e strutturalmente semplice
- 2.Misure molto semplici
- 3.Tempi di misura relativamente brevi
- 4.Relativamente economico
- 5.Flessibilità nell'interpretazione dei dati

contro

- 1.Preparazione della misura noiosa
- 2.Avvio della misura problematico
- 3.Teorica non banale
- 4.Alcune interpretazioni richiedono software specifici

Metodo di stima inverso dei parametri

- ✓ Viene risolta numericamente l'equazione di Richards' nel non saturo in un campo di moto 2D.
- ✓ La regione di flusso (mesh) è discretizzata automaticamente in elementi triangolari
- ✓ algoritmi di Marquardt-Levenberg di ottimizzazione per la stima inversa dei parametri.
- ✓ Necessita dell'Infiltrazione cumulata e contenuto d'acqua iniziale e finale
- ✓ parametrizzata secondo la mualem-van genuchten

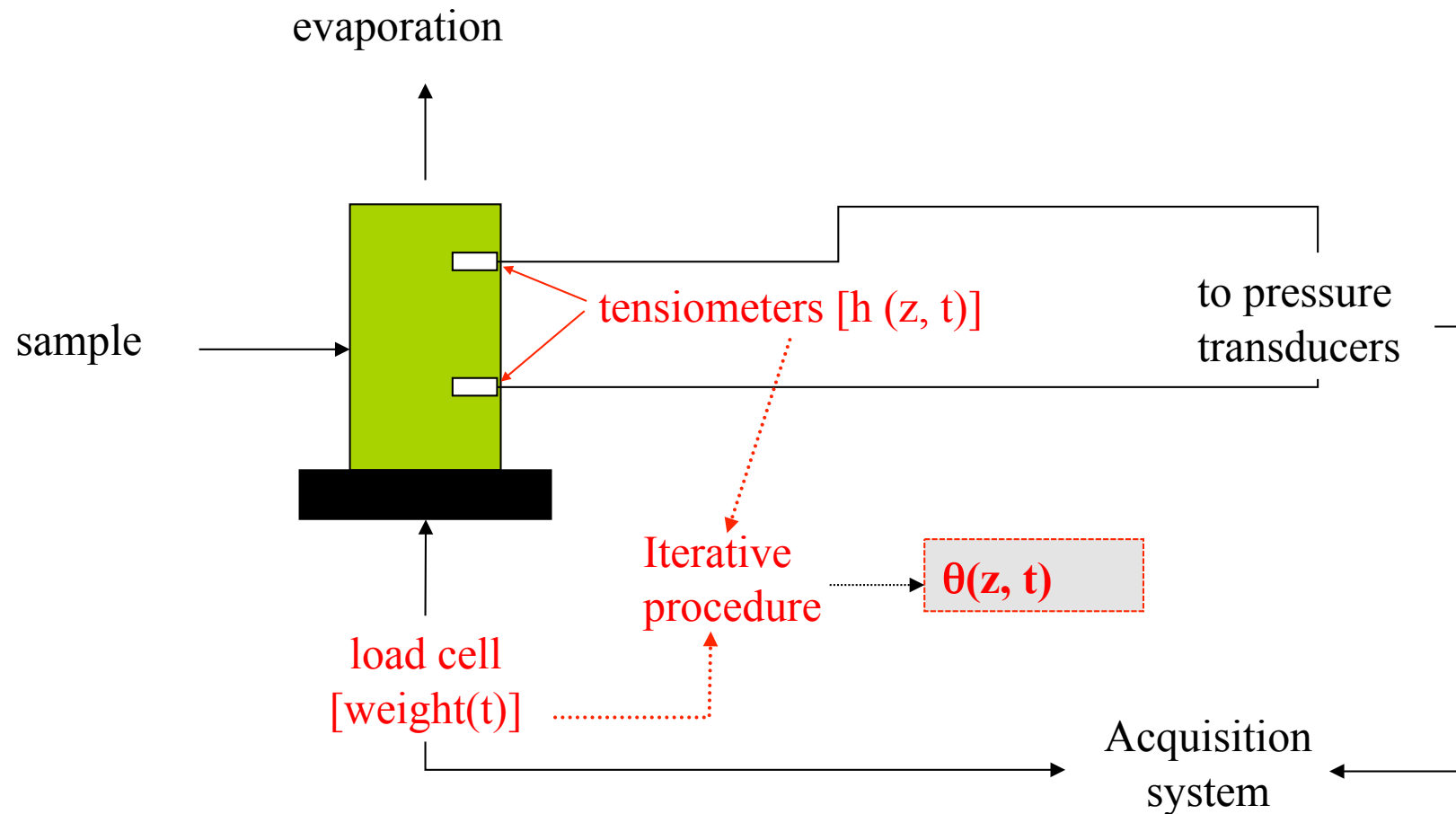
$$\Phi(\boldsymbol{\beta}, \mathbf{q}_m) = \sum_{j=1}^m \left(v_j \sum_{i=1}^{n_j} w_{ij} [q_j^*(t_i) - q_j(t_i, \boldsymbol{\beta})]^2 \right)$$

METODO DELL'EVAPORAZIONE O DI WIND

LABORATORY METHOD

(Wind's method)

Evaporation experiment



Metodo del profilo istantaneo

$$W = \int_0^z \theta(z, t) dz$$

$$\bar{J}_w = - \frac{\Delta W}{\Delta t}$$

$$k(\bar{\theta})_z = - \frac{\Delta W}{\Delta t} \bigg/ \frac{\Delta H}{\Delta z}$$

e nell'ipotesi di gradiente unitario $\Delta H/\Delta z=1$

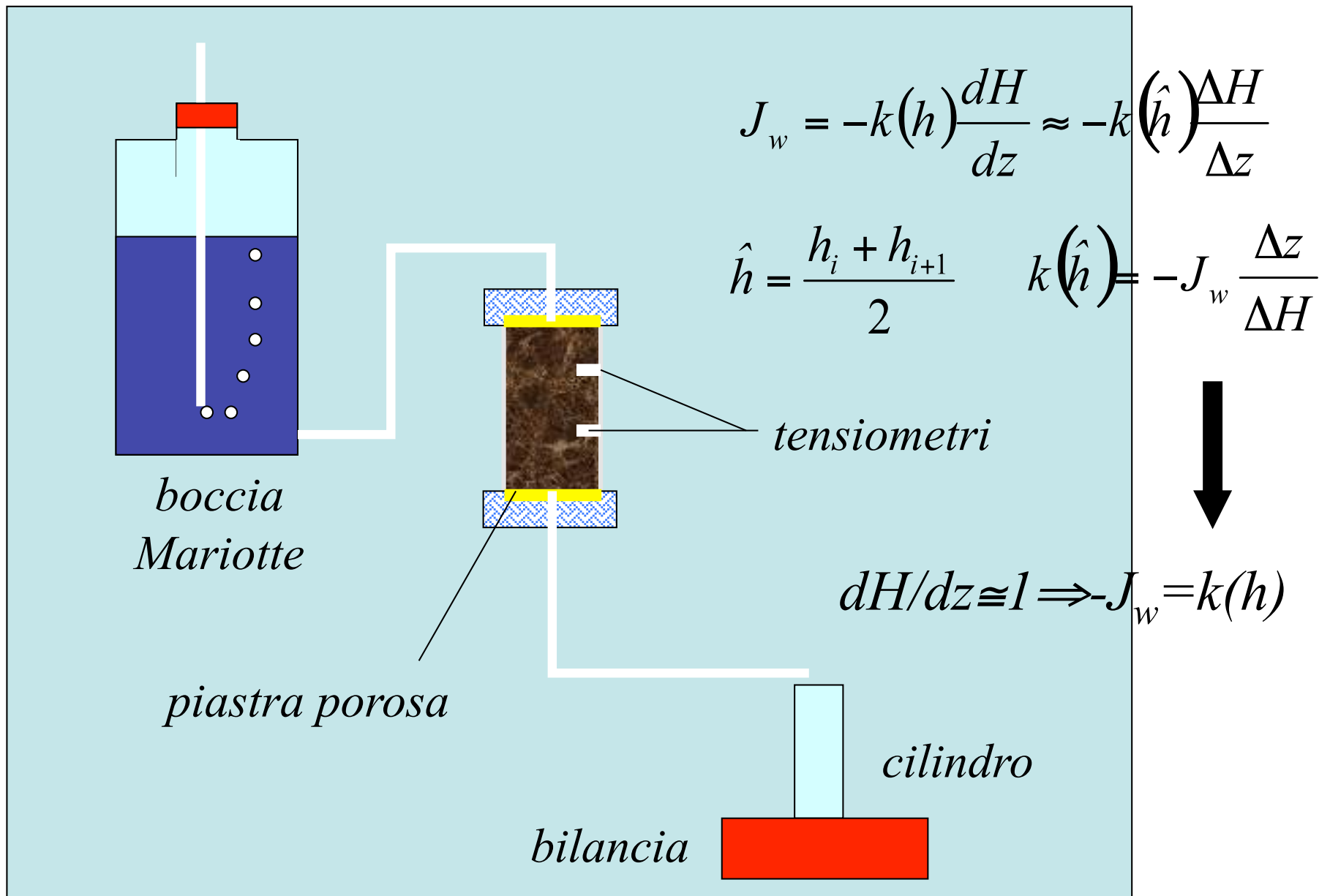
$$k(\bar{\theta})_z = - \frac{\Delta W}{\Delta t}$$



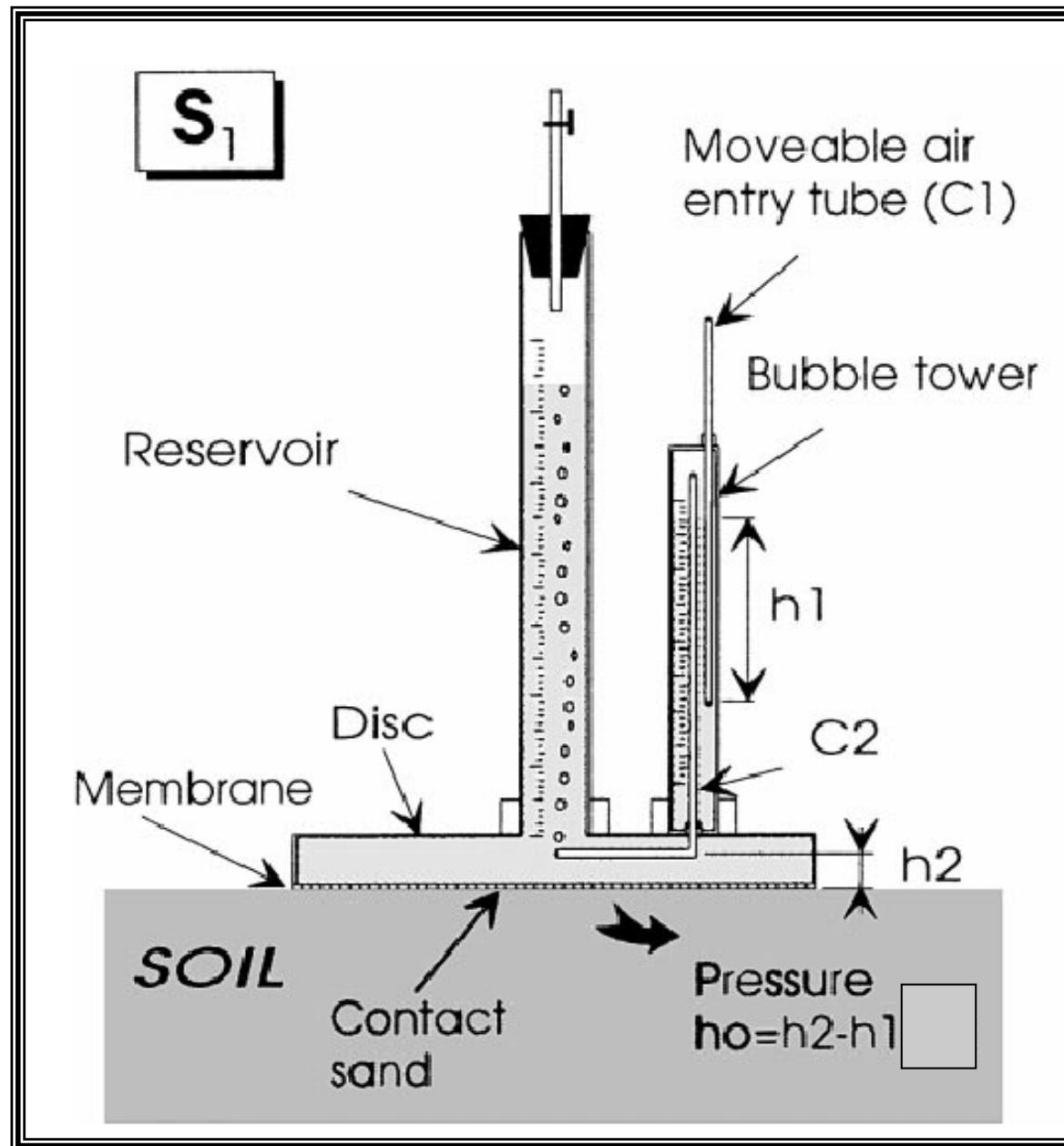
Metodo dell'evaporazione di Wind

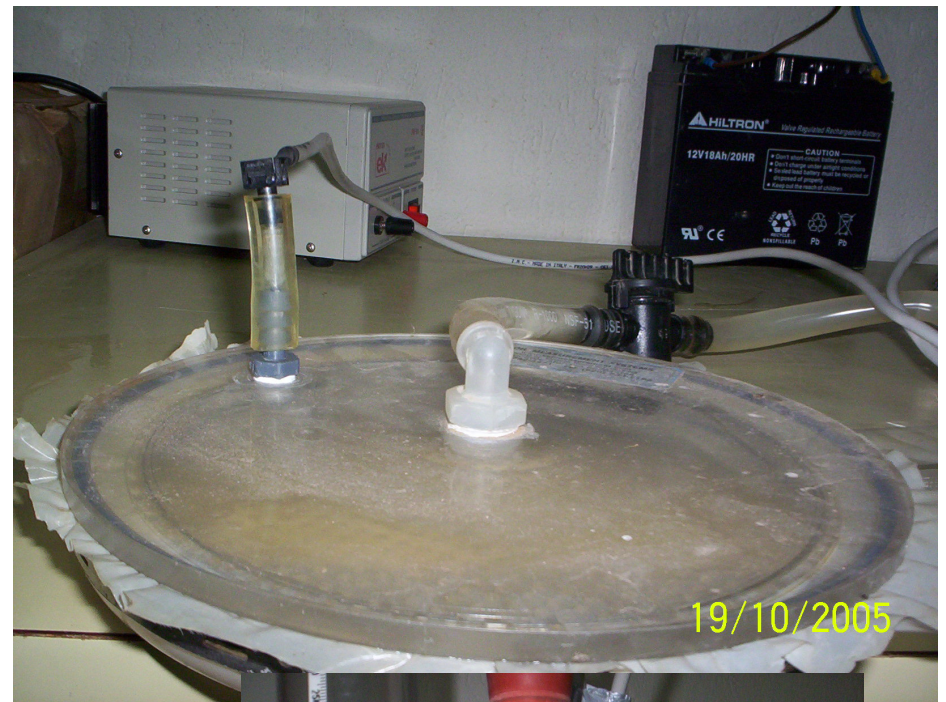


Metodo delle due piastre porose



Infiltrometro a tensione

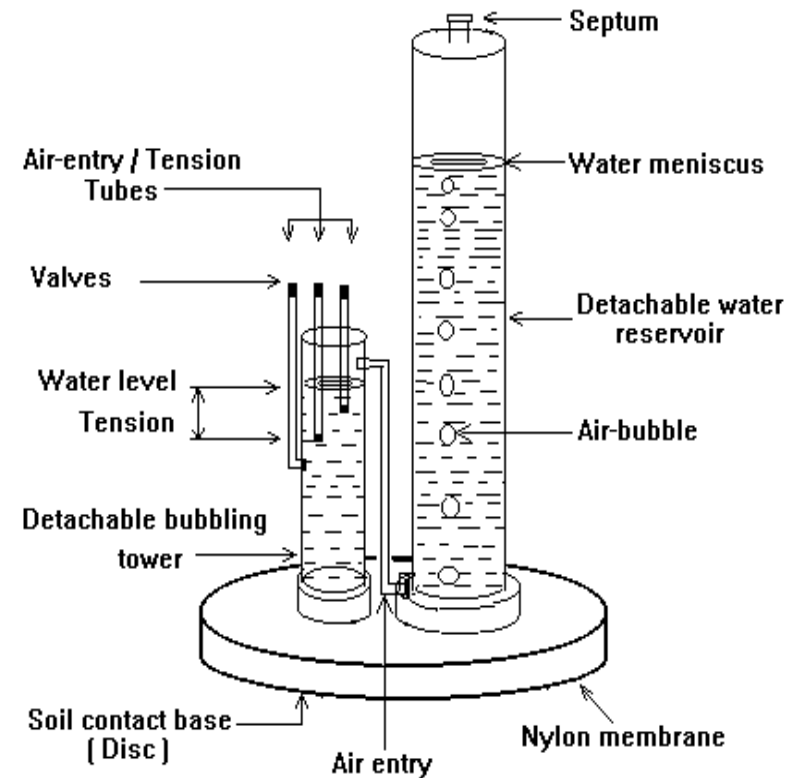
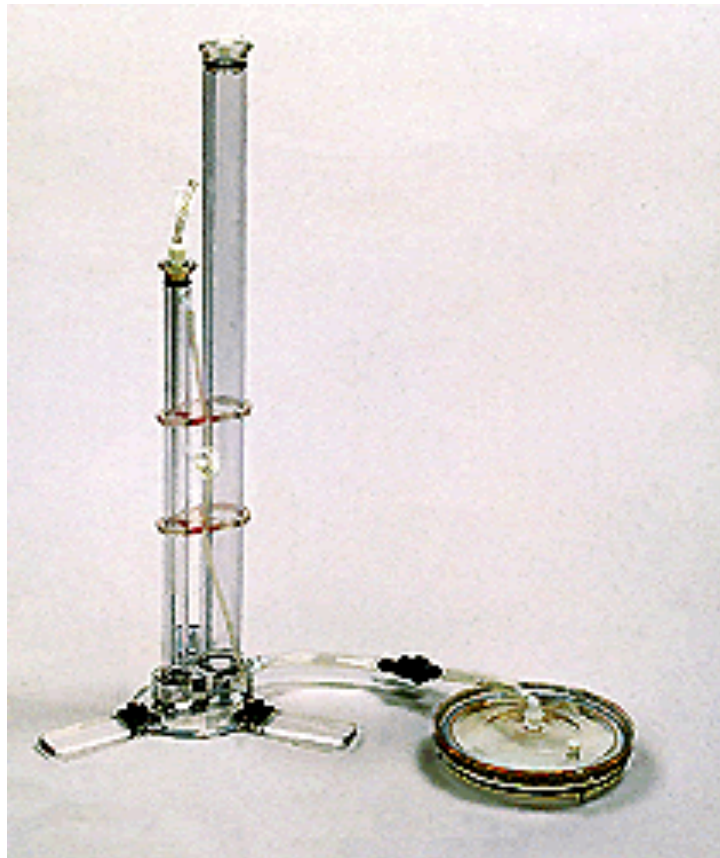




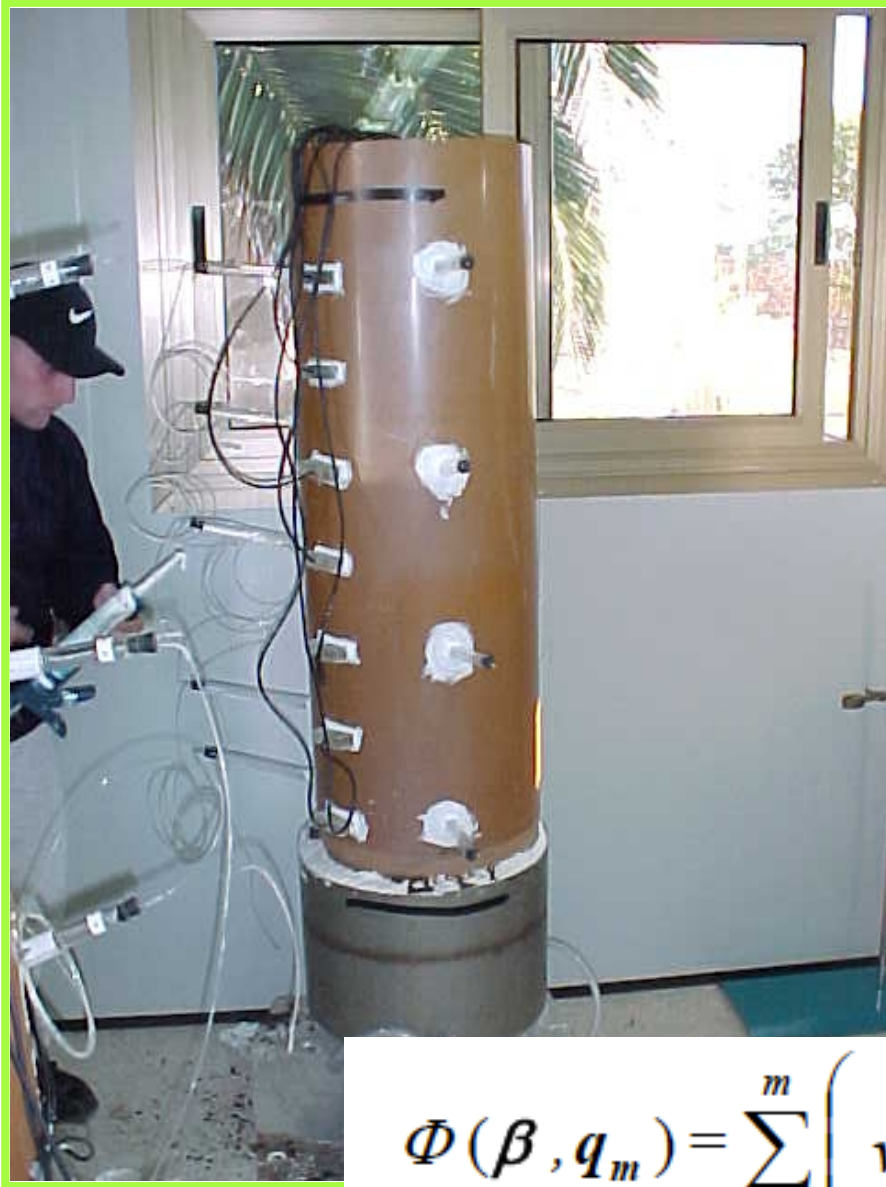
Conducibilità idraulica nel non saturo

Infiltrometro a tensione

Per poter imporre una pressione negativa sulla superficie del terreno, alla boccia di Mariotte è affiancata una colonna a bolle (bubbling tower).



TENSION INFILTRMETER
UNCEEL (1995)



METODI INVERSI DI STIMA DEI PARAMETRI

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right)$$

$$\Phi(\boldsymbol{\beta}, \mathbf{q}_m) = \sum_{j=1}^m \left(v_j \sum_{i=1}^{n_j} w_{ij} [q_j^*(t_i) - q_j(t_i, \boldsymbol{\beta})]^2 \right)$$

Conducibilità idraulica alla saturazione

Metodi di laboratorio:

Carico costante

Carico variabile

Metodi di campo:

Doppio anello (cilindro)

Well Permeameter

Infiltrometro a tensione

Conducibilità alla saturazione

$$K_s = J_w \frac{L}{\Delta H}$$

La conducibilità idraulica alla saturazione K_s , in laboratorio può essere determinata facendo riferimento a due differenti modalità:

1. Metodo a Carico Variabile

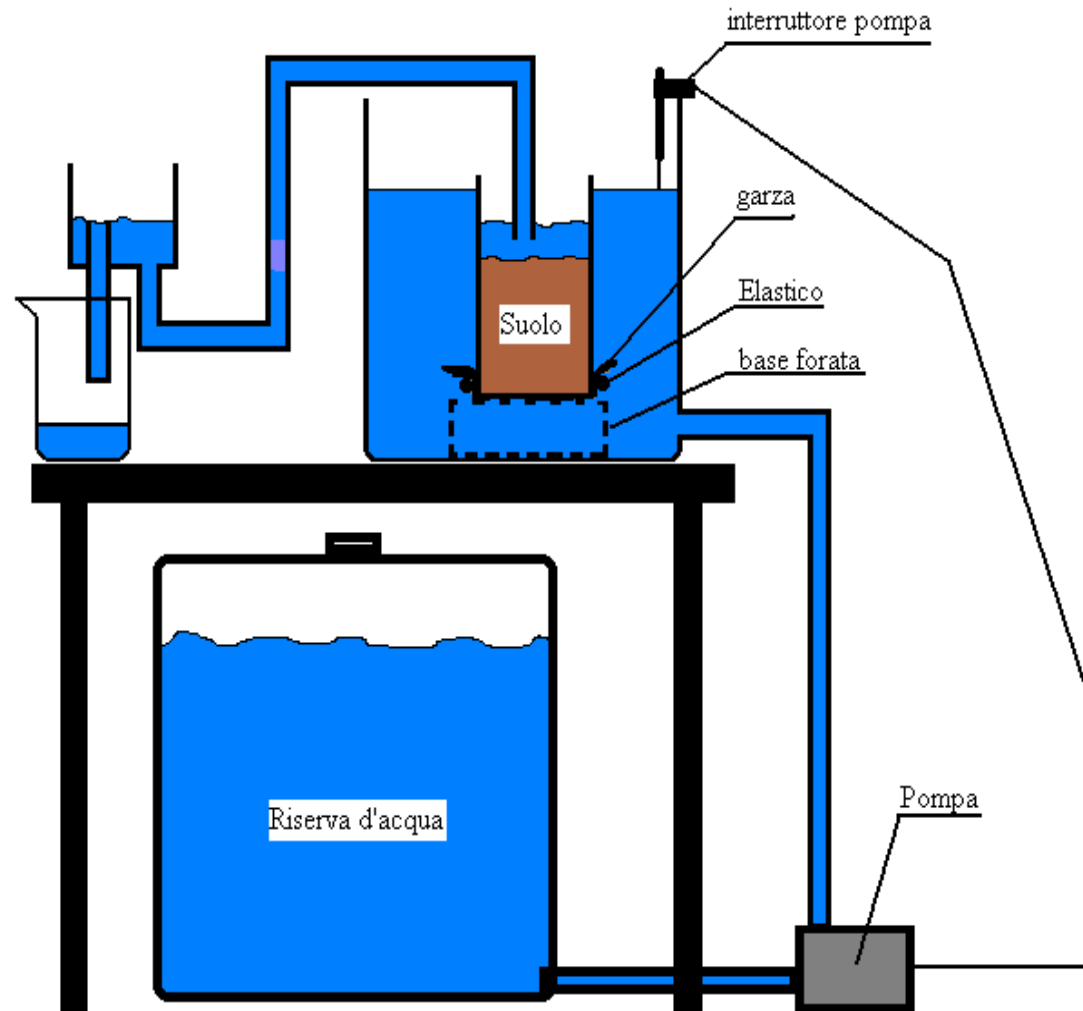
2. Metodo a Carico Costante

Per terreni con granulometria fina (ad esempio le argille) si ricorre al Metodo a Carico Variabile perché più preciso

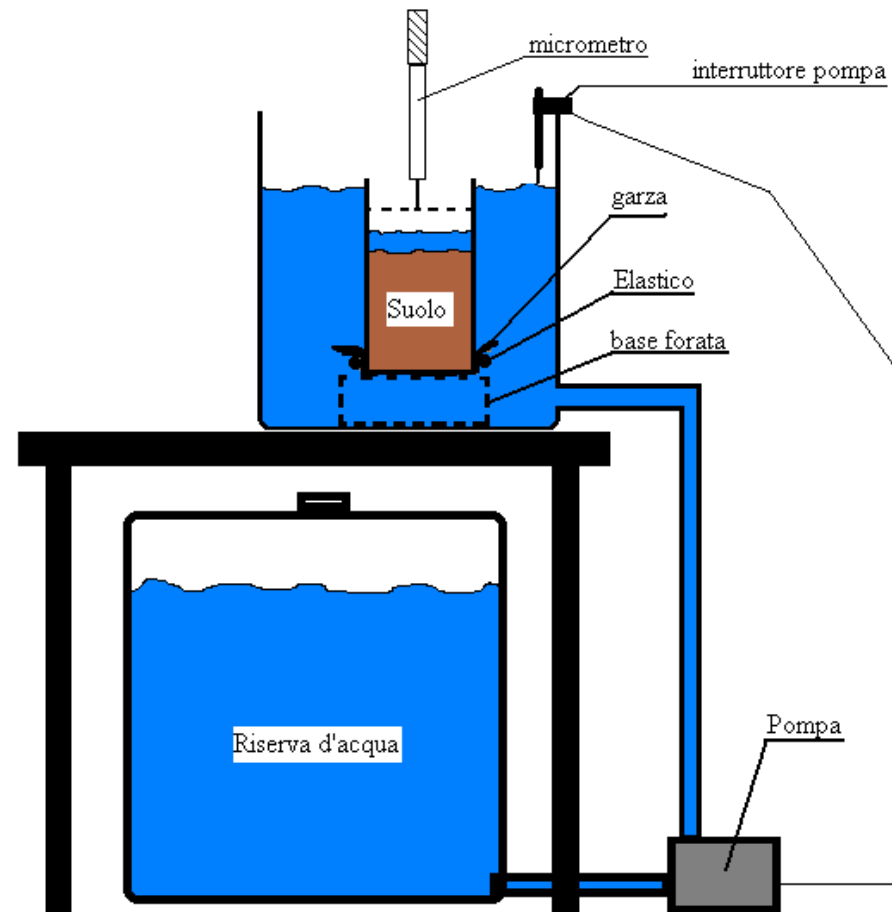
Metodo a carico costante

$$K_s = J_w \frac{L}{\Delta H}$$

$K_s = V L / A \Delta t \Delta H$
dove V è il volume di acqua
passata nell'intervallo di
tempo Δt attraverso la
sezione di area A quando la
differenza di pressione
applicata tra le due basi del
cilindro di lunghezza L è
uguale a ΔH



Metodo a carico variabile



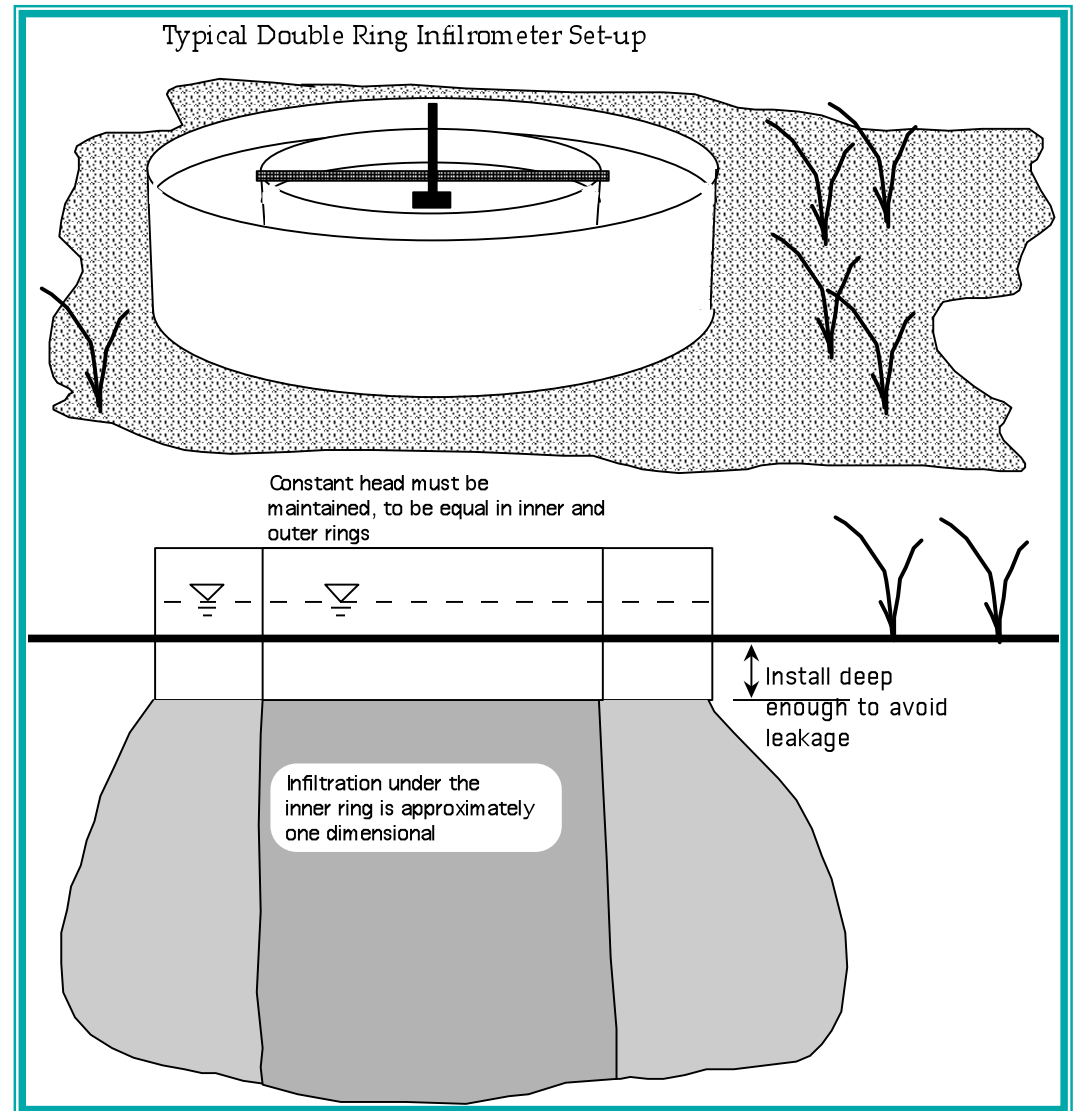
$$k_s = \ln (H_1/H_2) L / \Delta t$$

Conducibilità idraulica alla saturazione

Metodo di campo:

Infiltrometro a doppio anello (cilindro)

- Si impone un moto 1D attraverso adduzioni concentriche di acqua
- Si misura la velocità di infiltrazione nell'anello centrale
- Semplice ma richiede molta acqua
- Sensibile alla presenza di fessurazioni e vie preferenziali
- Esplora il REV



Interpreting Infiltration Experiments



Brutsaert Model

$$i = K_{\text{sat}} + 0.5 S t^{-1/2} \left[1 + \beta \left(\frac{K_{\text{sat}} t^{1/2}}{S} \right) \right]^{-2}$$

S = sorptivity

$0 < \beta < 1$ pore size distribution parameter. wide pore size distributions $\beta = 1$ other soils $\beta = 2/3$

The Brutsaert cumulative infiltration is

$$I = K_{\text{sat}} t + \frac{S^2}{\beta K_{\text{sat}}} \left\{ 1 - \left[1 + \beta \left(\frac{K_{\text{sat}} t^{1/2}}{S} \right) \right]^{-1} \right\}$$

from which you can determine K_{sat} and S .

✓ Philip model

The two term Philip model suggests fitting the rate of infiltration to

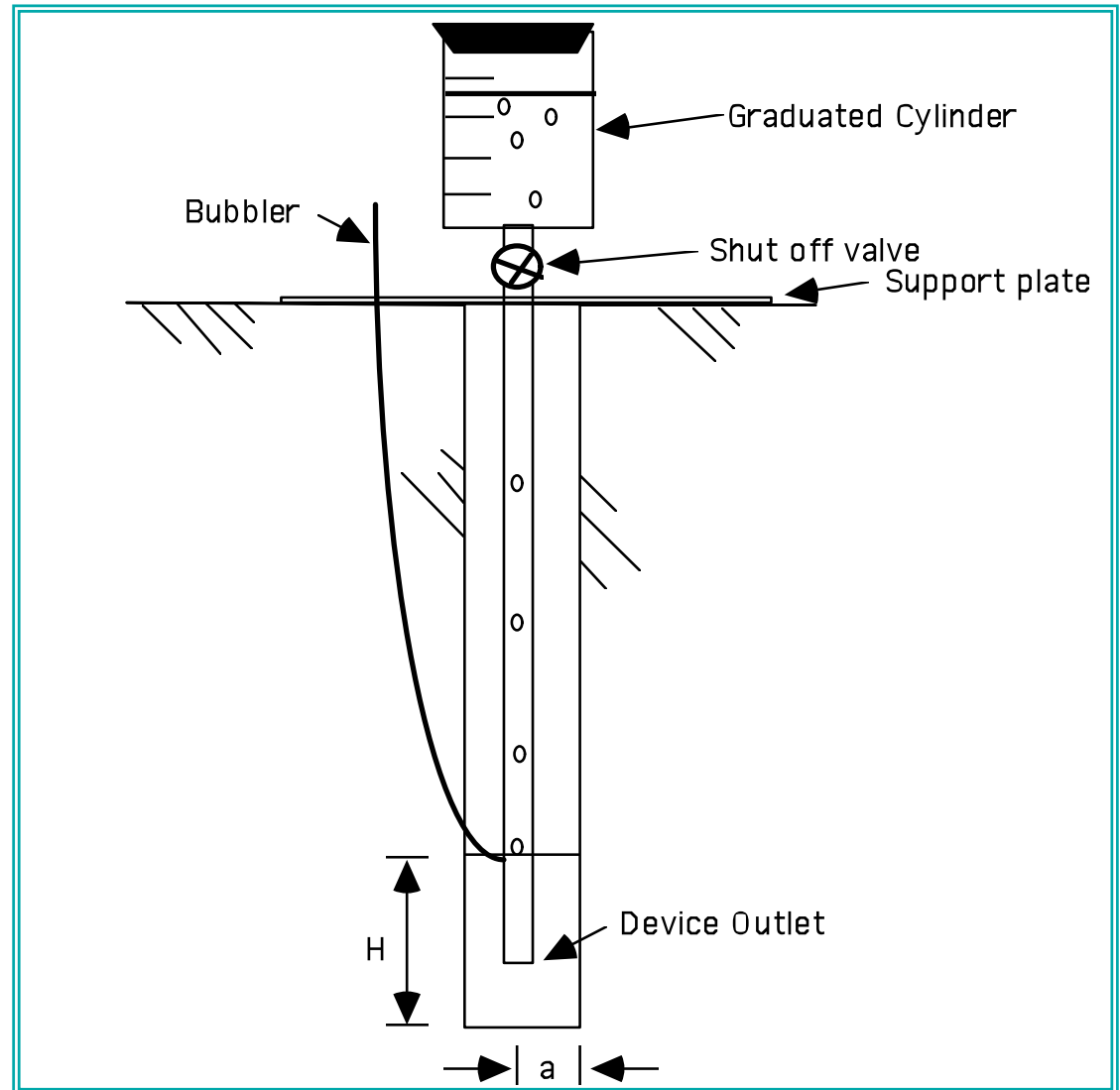
$$i = 0.5 S t^{-1/2} + A$$

and the cumulative infiltration as

$$I = S t^{1/2} + At$$

Well permeameter

- Fissare un carico idraulico (H)
- Misurare la velocità di infiltrazione (J_w)
- Stima del K_s via Darcy



- Infiltrazione in regime permanente da una sorgente di raggio ***a*** e carico ***H*** (Bower)

$$Q = 2\pi H^2 K_{fs} / C$$

- In cui il fattore geometrico *c*, per $H/a < 2$, è:

$$C = \sinh^{-1}(H/a) - [(a/H)^2 + 1]^{1/2} + a/H$$

- Per $H/a > 2$ si utilizza l'approccio di Reynolds e Elricks

$$K_{fs} = \frac{C Q}{2\pi H^2 + \pi a^2 C + 2\pi H / \alpha^*}$$

- The Green and Ampt Model (constant head)

$$t = \frac{n}{K_{\text{sat}}} \left\{ L - (h_f + d) \ln \left[\frac{h_f + d + L}{h_f + d} \right] \right\}$$

- n = porosity
- d = depth of ponding
- h_f = water entry pressure
- The cumulative infiltration is simply $I = nL$.
- To use this equation you must find the values of K_{sat} and h_f which give the best fit to the data.