



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MILANO
FACOLTÀ DI AGRARIA



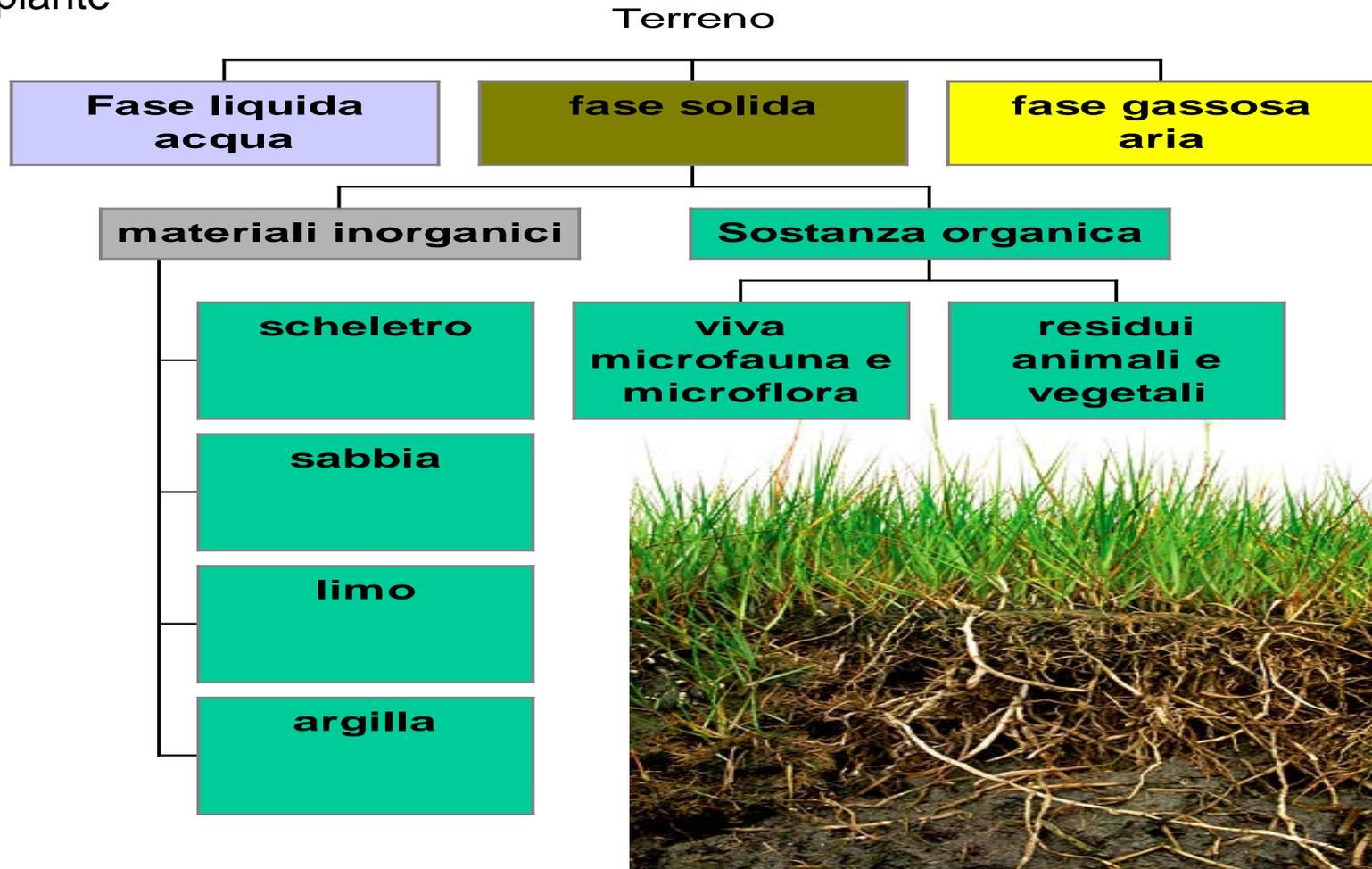
IL TERRENO

Marco Acutis

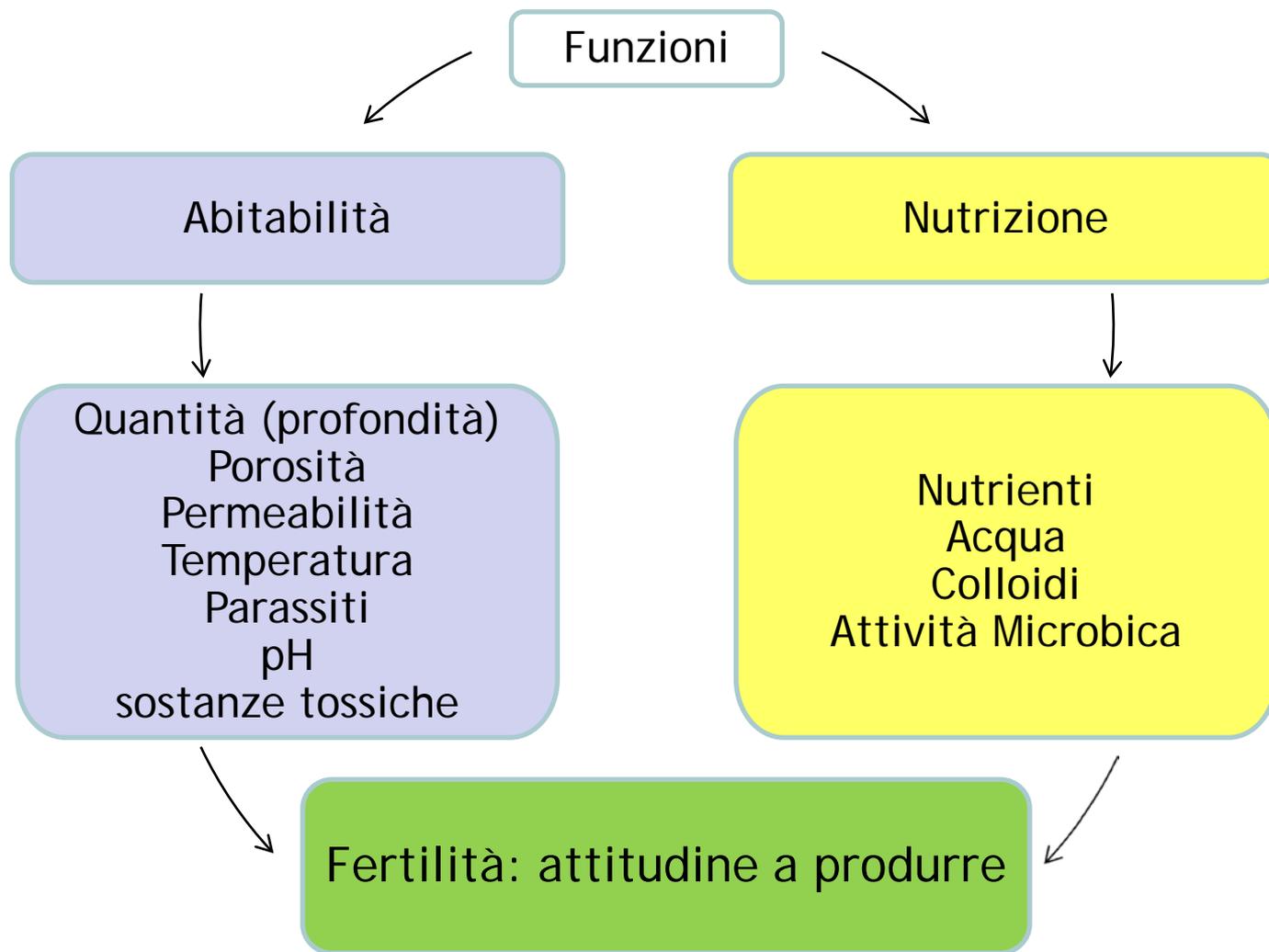
Corso di studi in Produzione e Protezione delle Piante e dei Sistemi del Verde

Il Terreno

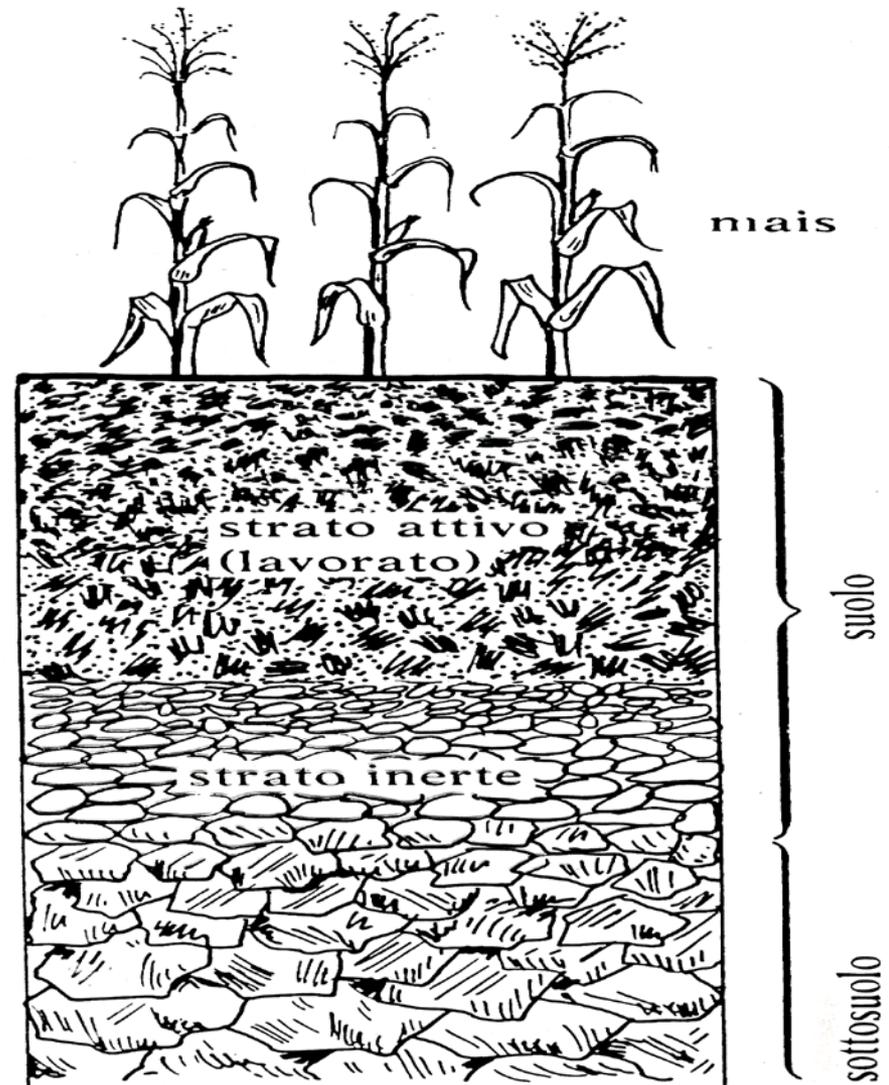
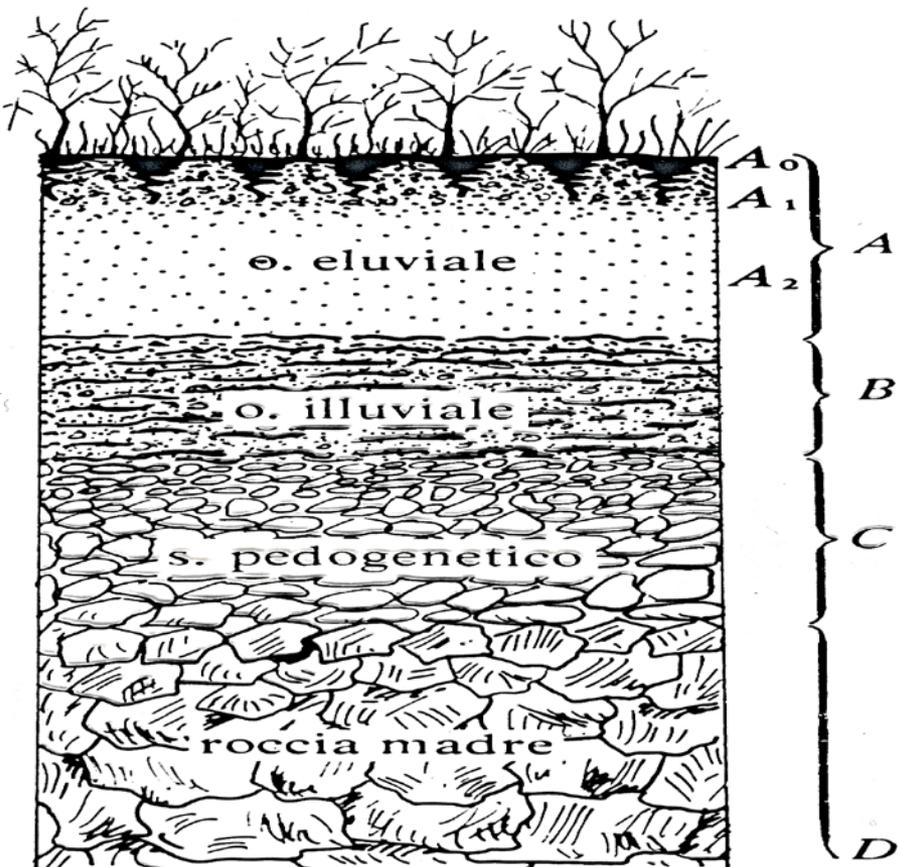
- E' lo strato superficiale della crosta terrestre capace di ospitare la vita delle piante



Il Terreno

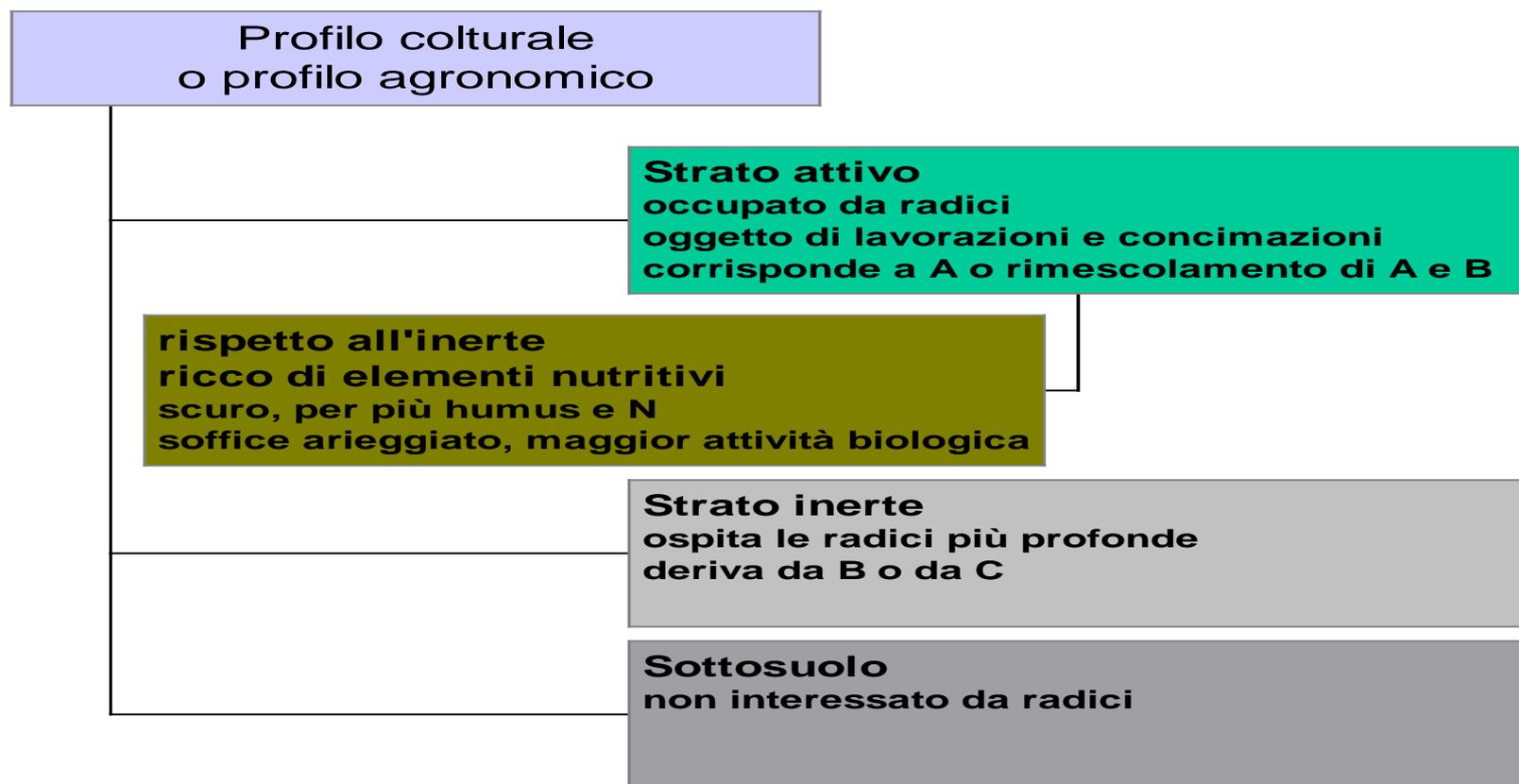


Il profilo del Terreno



Terreno Agrario

- Differisce da quello naturale per l'intervento umano:
 - asportazione dei prodotti, riduzione della sostanza organica
 - lavorazioni (la più importante modifica alla stratigrafia)
 - concimazioni e irrigazioni (input supplementari)



Strati di inibizione

- Talvolta sono presenti nel profilo strati che inibiscono lo sviluppo radicale



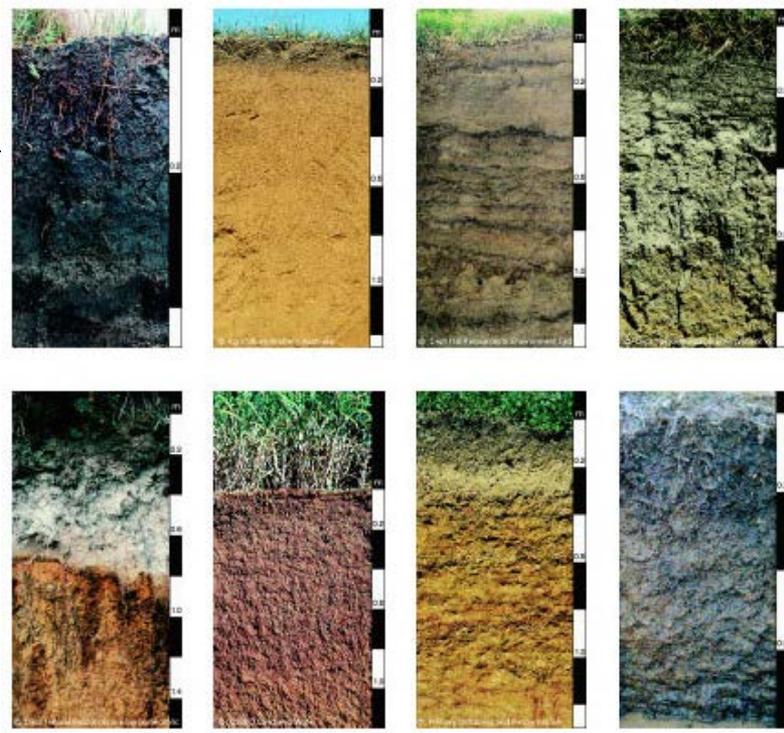
- Strati di inibizione agronomici**

- Crostone: deposito di CaCO_3 al limite di percolazione delle acque (Puglie, Veneto)
- Ferretto: concrezioni ferruginose per illuviazione
- Cappellaccio: tufi impermeabili in Campania e Lazio
- Crostone di lavorazione: specialmente in terreni argillosi, per la pressione del tallone dell'aratro, usato erroneamente sempre alla stessa profondità

Profondità del terreno

- Detta anche spessore o potenza del terreno
- Un terreno profondo è vantaggioso in quanto:
 - meno esigente per concimazione e irrigazione
 - idoneo a tutte le colture (erbacee, arboree)
 - idoneo ad alti investimenti colturali

In genere presenti nelle zone alluvionali (es Pianura Padana); i superficiali in collina e montagna



Classificazione FAO della profondità dei terreni

tipo	Profondità m	Indice di potenzialità
Molto sottile	<0,3	20
Sottile	0,3-0,6	50
Abbastanza profondo	0,6-0,9	80
Profondo	0,9-1,2	100



Caratteristiche terreni

Giudizi relativi, validi solo per terreni medio-profondi e profondi

	Sost. Org	Acqua	Azoto		Fosforo	Potassio	Lavorabilità	Temperatura
			contenuto	diponibilità	disponibilità			
sabbiosi	bassa	bassa	bassa	alta	variabile	bassa	ottima	caldo
limosi	media	media	media	media	bassa	bassa	difficile	freddo
argillosi	alta	alta	alta	bassa	alta	alta	difficile	medio



La Porosità

- Il terreno può essere visto come un insieme di particelle solide che lasciano tra loro interstizi di forma e dimensione variabile. Il volume dei vuoti, in %, rappresenta la **porosità**.
- Dalla porosità dipendono:
 - movimenti dell'acqua nel suolo
 - movimenti dei gas
 - penetrazione delle radici
 - facilità di lavorazione
- Misura: la misura diretta della porosità è difficile.
Si misura, in genere, la **massa volumica apparente** (o densità apparente) che corrisponde al **peso secco di un'unità di volume del suolo**, spazi vuoti compresi
La densità assoluta di un suolo (cioè il peso specifico, non considerando i vuoti) è abbastanza costante e vale 2,6 - 2,65 t m⁻³. Fanno eccezione terreni umiferi (perché l'humus ha densità reale di circa 1,2) e quelli fortemente ferrosi (l'ematite ha densità circa 5)
- Quindi la porosità si può calcolare:

$$(2.65 - \text{densità apparente})/2.65$$



Misura della densità apparente

- Si infigge nel terreno un piccolo cilindretto di volume noto (circa $0,1 \text{ dm}^3$). Si preleva il cilindro pieno di terreno e si rifilano i bordi con un coltello, si estrae il terreno, lo si essicca in stufa e lo si pesa.
- La densità varia per lavorazioni, azione del gelo, compattazione in seguito al passaggio di mezzi meccanici, ma non varia in funzione dell'umidità del suolo se non in presenza di argille rigonfiabili.

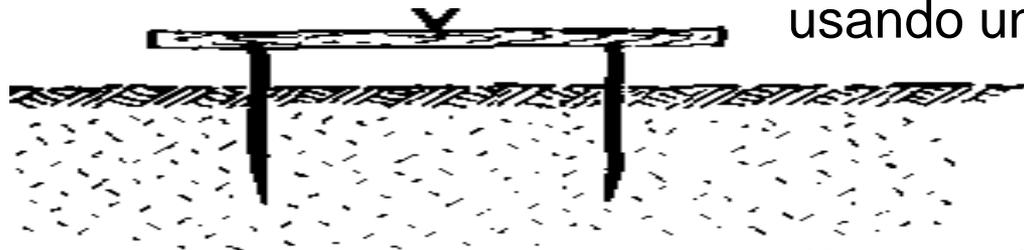
▪ Densità tipiche di alcuni terreni	
Sabbioso	$1,4- 1,5 \text{ t m}^{-3}$
limoso-sabbioso	$1,2-1,3 \text{ t m}^{-3}$
argilloso	1.2 t m^{-3}
umifero	1 t m^{-3}
grana media	$1,3 \text{ t m}^{-3}$



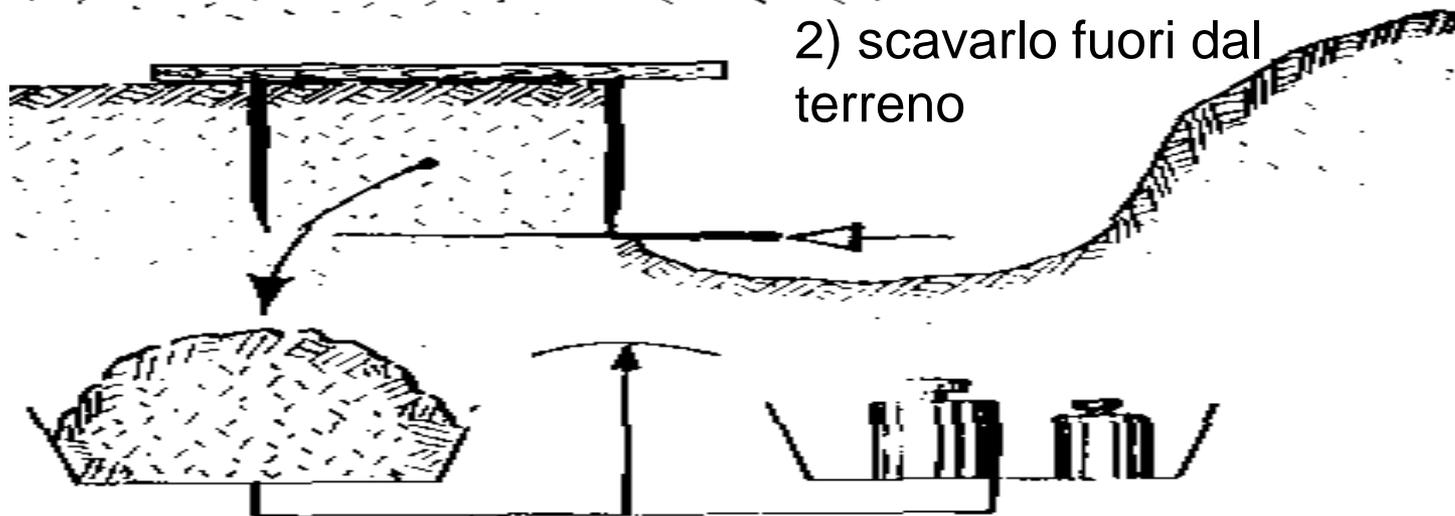
- Terreni leggeri: con questo nome si indicano i terreni sabbiosi perché facili da lavorare e **NON PER LA LORO DENSITA'**
- Terreni pesanti: argillosi e limosi

Misura della densità apparente

1) inserire il cilindretto nel suolo, usando una tavoletta di legno



2) scavarlo fuori dal terreno



3) pesare il terreno contenuto nel cilindretto dopo essiccazione



Dimensione dei pori

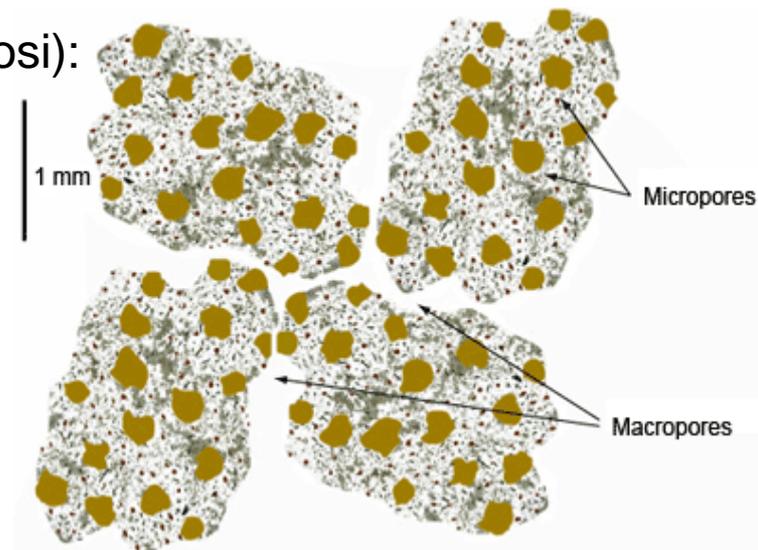
- MICROPOROSITA' o porosità capillare: è il volume totale dei pori con diametro <10 micron (μm). Trattengono l'acqua per capillarità, contro la forza di gravità.
 - MACROPOROSITÀ: è il volume totale dei pori con diametro >10 micron. L'acqua si allontana da essi, e vengono a costituire uno spazio per l'aria (macroporosità = capacità per l'aria)
- Terreno ideale: 60% microporosità, 40% macroporosità

► **Troppa microporosità** (tipica di terreni limosi):

- Troppa acqua nel suolo=asfissia
- Ristagni idrici
- Denitrificazione
- Difficoltà di infiltrazione dell'acqua
- Difficoltà penetrazione radici

► **Troppa macroporosità**:

- Scarsa disponibilità di acqua
- Infiltrazione veloce con trasporto di elementi verso la falda
- Eccessivo arieggiamento, rapida mineralizzazione della sostanza organica
- Scopo delle lavorazioni creare un buon equilibrio tra macro e microporosità.

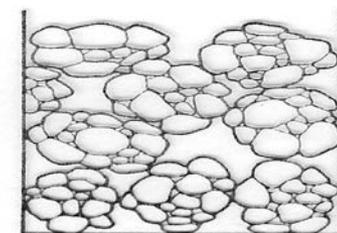
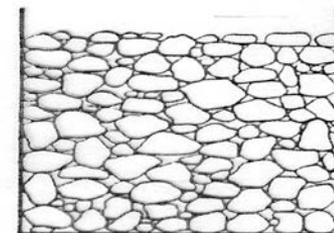


La Struttura

- E' l'aggregazione spaziale delle particelle solide di terreno.
- La formazione di aggregati è possibile grazie ai cementi: argille, humus, complessi argillo-humici, azione pedofauna (lombrichi).

TIPI DI STRUTTURA:

- ▶ **Granulare** o strato **astrutturato**: terreno che assume lo stato di massimo assestamento. Problema in terreni limosi e argillosi.
- ▶ Struttura **compatta**: formazioni di blocchi, con l'argilla, dispersa, "annega" le altre componenti
- ▶ Strutture **frammentate**: le altre particelle sono collegate da argilla o humus a formare aggregati di forma varia. Si riconoscono strutture **prismatiche**, **cubiche** e **sferiche**; tra queste la **glomerulare** è la più favorevole; i diametri sono tra 1 e 5 mm.



AGISCONO SULLA STRUTTURA:

Lavorazioni

Gelo e disgelo

Vegetazione

Variazioni del contenuto
in acqua del terreno

Fauna terricola

Ioni deflocculanti (Na)
e flocculanti (Ca)

Sostanza
organica



La Struttura: le proprietà delle argille

- Sono quelle dei colloidali elettronegativi:
 - **Idrofilia**: l'acqua può penetrare tra i foglietti, che possono rigonfiarsi. Ne deriva plasticità, adesività, rigonfiabilità
 - **Dispersibilità e flocculazione**. I colloidali possono presentarsi allo stato disperso, formando una miscela omogenea con l'acqua, si hanno terreni con struttura compatta. Se uno ione positivo neutralizza le loro cariche elettriche negative, tendono a aggregarsi e a flocculare

Flocculazione

Separazione dei colloidali dall'acqua

Aggregazione attorno a elementi sabbiosi

Formazione di una struttura (meno adesività, facili lavorazioni)

OCCORRE ANCHE L'HUMUS PER UN'AGGREGAZIONE STABILE



La Struttura: flocculanti e disperdenti

- **Acidi:** flocculanti, liberano H^+ (che però occupa più stabilmente i siti di scambio rispetto a altri ioni) e non flocculano l'humus; la flocculazione dell'argilla da sola non basta, apporto di Ca in suoli acidi)
- **Base forte:** l' OH^- allontana i cationi, e le micelle si respingono)
- **Base debole,** invece dell' OH^- diviene importante il catione (es $Ca(OH)_2$)
- **Cationi monovalenti:** sono attornati da molte molecole d'acqua, poco potere flocculante sulle argille, nullo sull'humus (Na^+ , K^+ , NH_4^+)
- **Cationi bivalenti:** elevato potere flocculante sulle argille (Ca^{++} , Mg^{++})
- **Il sodio** alcalinizza il mezzo, aumentando gli OH^- , forte deflocculante. **Bisogna evitare l'apporto di concimi sodici (nitrato di sodio, sylvinite) ai terreni argillosi.** grave problema delle argille sodiche si può cercare di lisciviare il Na e apportare gesso ($CaSO_4$)
- **Il potassio** è anche un deflocculante, problemi in assenza di Ca^{++}



La Struttura e gli agenti climatici

- Alternanza di essiccamento e umettamento nei terreni argillosi creano tensioni interne e dividono gli aggregati
- **Gelo e disgelo:**
 - su suolo umido: cristalli di ghiaccio che sollevano il suolo, in particolare in suoli calcarei (il calcare contiene molta acqua), positivo per struttura, negativo per scalzamento piante
 - su suolo asciutto: numerose e piccole fessure, disgelo piovoso, suolo mal drenato: disgelo fangoso, con distruzione degli aggregati (terreni lavorati troppo finemente); se non ci sono ristagni la pioggia non annulla la struttura.



La Struttura e esseri viventi

Raggrumano il terreno suddividendolo e cementandolo con sostanza organica

Lombrichi: non tollerano acidità e povertà di Ca, secco e ristagno; con le gallerie orizzontali e verticali migliorano drenaggio e aerazione; l'aggregazione avviene nel tubo digerente

Batteri, funghi: attivi in presenza di buona ossigenazione, in profondità fermentazioni anaerobiche con acidi organici dannosi per la struttura

Radici: il mezzo più efficace per migliorare la struttura: frammentano i suoli massicci, agglomerano le particelle nei suoli sabbiosi



Batteri del suolo su ife fungine

La Struttura e lavorazioni

Positivo:

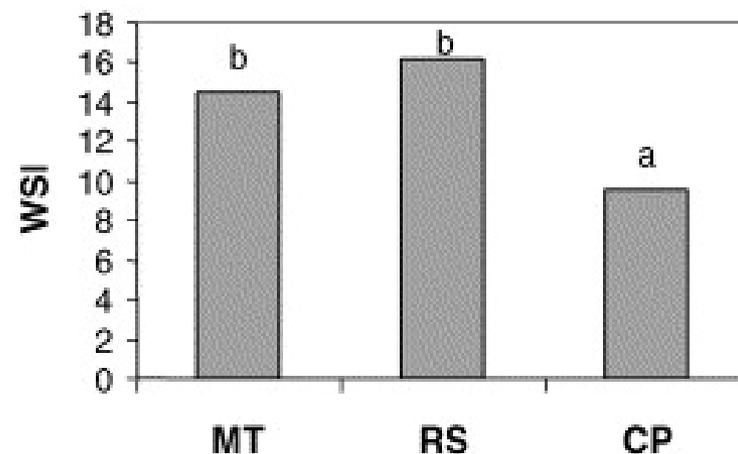
- formazione di macrozollosità, poi aggregati ridotti dagli agenti atmosferici
- interrimento di sostanza organica

Negativo:

- ossidazione della sostanza organica
- polverizzazione degli aggregati per azione meccanica
- spappolamento in caso di umidità eccessiva

Dimensione degli aggregati

Aggregati zollosi	>4 mm
aggregati macrostrutturali	3 - 4 mm
aggregati strutturali (ottimali)	1 - 3 mm
aggregati microstrutturali	0,25 - 1 mm
aggregati astrutturali	<0,25 mm

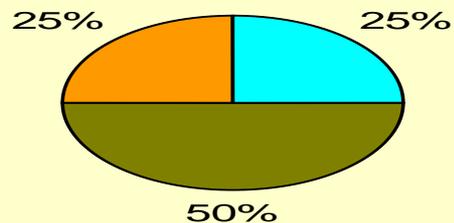


Pagliai et al., 2004: Effects of tillage systems on aggregate stability (WSI) in the surface layer (0–100 mm) (MT, minimum tillage; RS, ripper subsoiling; CP, conventional deep ploughing). Values differ significantly ($P \leq 0.05$) when followed by different letters employing the Duncan's multiple range test.

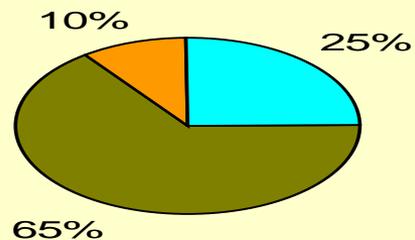


Struttura: aria e acqua

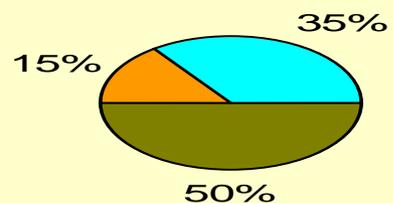
terreno ben strutturato



terreno compatto mal strutturato

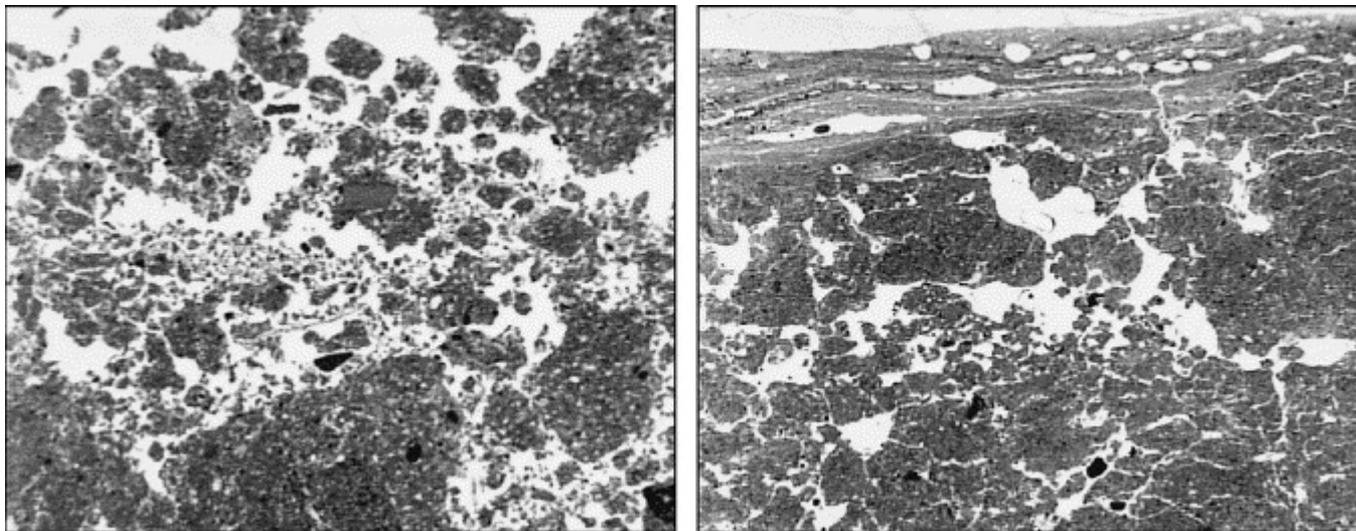


terreno mal strutturato, cattivo drenaggio



Stabilità della Struttura

- La degradazione della struttura è sempre in relazione all'acqua e alle azioni meccaniche
 - azione battente della pioggia
 - compressione esercitata dall'aria spinta dall'acqua
 - rigonfiamento e dispersione dei colloidali cementanti
 - Compattazione (lavorazioni)



Strato superficiale (0-10 cm) di suolo arato (sinistra) e lo stesso suolo dopo l'azione battente della pioggia (destra). Si noti l'evidente compattamento e la formazione di crosta. Da Pagliai et al., 2004

Stabilità della Struttura

Misura stabilità della struttura - metodo di Tiulin-Mayer

- 1) 10 g di aggregati vengono agitati per 30' (900 corse) in acqua su un setaccio con maglia da 0,2 mm
- 2) essiccazione e pesata del residuo rimasto sul setaccio (R1)
- 3) residuo posto di nuovo in acqua, frantumare con le dita; sul setaccio rimangono solo le particelle non strutturate che hanno diametro >0,2 mm
- 4) essiccazione e pesata del 2° residuo (R2)

$$\text{Stabilità (I\%)} = \frac{(R1-R2)}{(10-R2)} * 100$$

(R1-R2) sono gli aggregati che hanno resistito all'agitazione; (10-R2) rappresenta il totale di particelle <0.2 mm, quindi I rappresenta la frazione di aggregati che hanno resistito all'agitazione sul totale delle particelle <0,2 mm.

Valore di I%	Giudizio
70-90	Buona stabilità
40-60	Media stabilità
20-30	Bassa stabilità
< 20	Instabile



Interventi per migliorare la Struttura

- Il problema si pone in particolare per i terreni limosi e argilloso-sodici, ed è particolarmente importante negli strati superficiali per avere buone emergenze
- Modifica della tessitura (solo orticoltura, aggiunta di sabbia)
- Aggiunta di calcio (flocculazione dei complessi argillo-umici)
- Aggiunta di sostanza organica: (sovescio, letamazioni) subito formazione di polisaccaridi e mucillagini, molto efficienti ma di breve durata, poi humus, meno efficiente ma duraturo.
- Compostaggio superficiale: lasciando in superficie paglia, letame, residui si protegge il suolo dall'azione battente della pioggia e sviluppo di intensa attività microbiologica
- Inserimento di prati poliennali di graminacee negli ordinamenti colturali: evita azione battente delle piogge, migliora la permeabilità, aumenta la sostanza organica nel suolo.
- Cementi artificiali, a imitazione di polisaccaridi naturali, uso molto limitato
- In terreni sodici, dilavamento del sodio, deflocculante
- Evitare (se possibile) concimazione potassica (K è deflocculante)



Tenacità, Adesività e Plasticità

Tenacità o coesione: resistenza del suolo a penetrazione e schiacciamento, fattore di resistenza all'avanzamento degli organi lavoranti. Aumenta diminuendo l'umidità; a pari umidità è max nei suoli argillosi, minima in quelli sabbiosi. Buona struttura e sostanza organica riducono la tenacità.

Adesività: tendenza del terreno ad aderire agli organi lavoranti. Troppa adesività è un problema per l'aratura.

Plasticità: proprietà di cambiare forma in maniera continua sotto l'azione di una forza e di mantenerla dopo che la forza ha finito di agire.

- Stato fluido: sparisce l'effetto di una lavorazione, un "solchetto" si richiude: terreni argillosi molto umidi

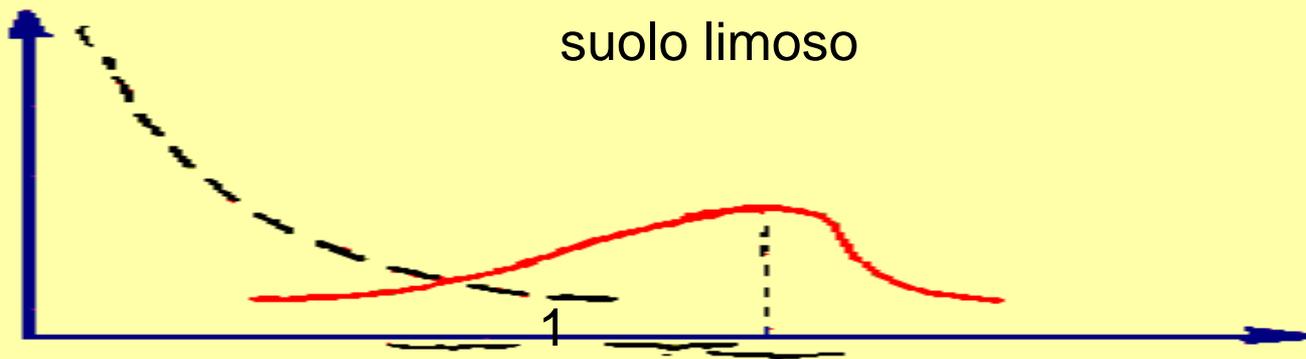
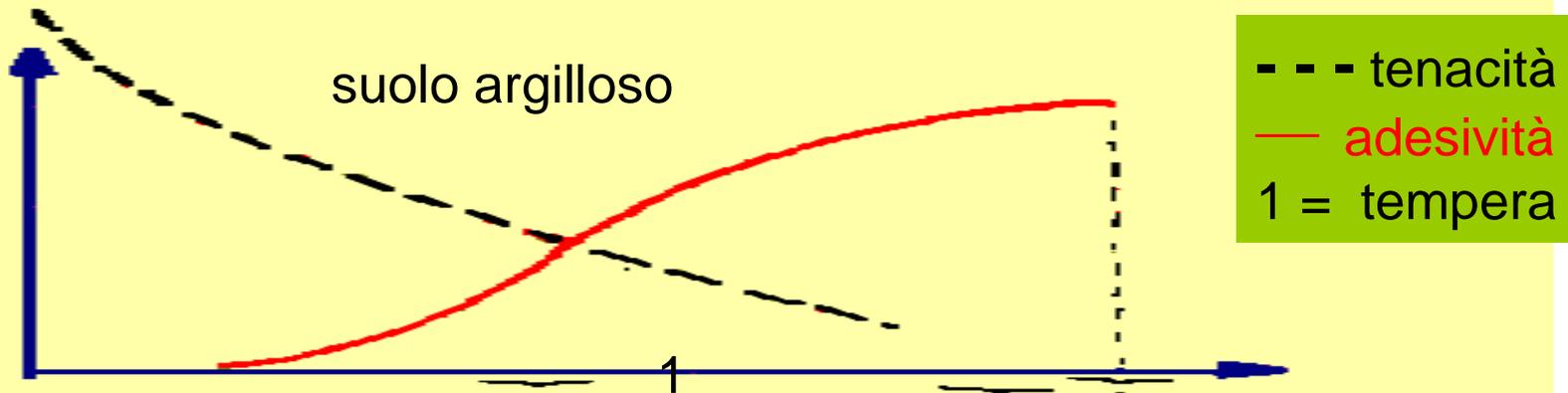
- Stato plastico: il terreno può essere modellato; da un giudizio soggettivo, modellando con le mani bastoncini di terra, si determina il limite superiore di plasticità, all'umidità in cui cessa la fluidità, e il limite plastico inferiore, i bastoncini si rompono rotolando: limite inferiore di plasticità. La differenza di contenuto % di umidità tra i due è l'indice di plasticità (da 3-4 in terreni sciolti a 25 in terreni argillosi)

La plasticità determina la lavorabilità di un terreno, che deve essere lavorato quando non è plastico.

Stato di **TEMPERA:** la terra si sgretola senza impastarsi e offre la minima tenacità: condizioni ideali per la lavorazione



Tenacità, Adesività e Plasticità



Idrologia – Contenuto idrico del suolo

Il contenuto d'acqua nel suolo si esprime come:

- % di acqua in peso rispetto al terreno secco (si estrae un campione con una trivella, lo si pesa e lo si essicca fino a peso costante in stufa a 105 ° C)

$$\% \text{H}_2\text{O} = \frac{(\text{peso}_{\text{umido}} - \text{peso}_{\text{secco}})}{\text{peso}_{\text{secco}}} * 100$$

- % di acqua in volume θ (si può ottenere pesando bagnato e dopo essiccamento in stufa un volume noto di suolo, con gli stessi cilindretti usati per la massa volumica apparente)

$$\% \text{H}_2\text{O vol} = \frac{\text{peso}_{\text{umido}} - \text{peso}_{\text{secco}}}{\text{Volume}} * 100$$

- In % rispetto alla saturazione = $\theta / \theta_{\text{saturo}}$
utile per confrontare diversi terreni; in prima approssimazione $\theta_{\text{saturo}} = \text{porosità}$; in realtà non è vero, perché non tutta la porosità è riempibile dall'acqua, dell'aria rimane sempre intrappolata nel terreno; $\theta_{\text{saturo}} = 0,98 - 0,70 * \text{porosità}$, usualmente $0,9 * \text{porosità}$



Idrologia – Contenuto idrico del suolo



Altre tecniche per la misura del contenuto idrico nel suolo:

- **TDR** (time domain reflectometry): misura la capacità di un condensatore costituito dal suolo, nel quale vengono inserite 2 bacchette metalliche parallele; siccome la costante dielettrica dell'acqua è circa 80, quella delle componenti minerali circa 2, quella della sost. Org. circa 4, la capacità dipende praticamente solo dall'acqua. Affidabile e preciso, misura in volume.
- **Sonda a neutroni**: da una sorgente radioattiva vengono emessi neutroni, che vengono rallentati solo dalla collisione con atomi di H (che sono quasi tutti appartenenti all'acqua); la lettura è affidata a un ricevitore sensibile solo ai neutroni lenti. Metodo molto preciso, va però tarato e ha problemi per l'uso di sorgenti radioattive; legge però solo strati di 25-30 cm di terreno e non va molto bene per i primi 30 cm. Misura in volume.
- **Blocchetti di Bouyoucos**: 2 elettrodi sono annegati in un blocchetto di gesso, e la resistenza varia in funzione dell'umidità (il gesso si dissocia). Poco precisi, vanno tarati in ogni terreno. Costano poco e vanno bene per applicazioni pratiche (determinazione del momento in cui irrigare)
- **Psicrometri**: misurano l'umidità dell'aria nel suolo, che dipende dal contenuto idrico. La misura è difficile perché l'aria è quasi sempre prossima alla saturazione e occorre una grande precisione nella gamma di UR dal 95 al 100%



Idrologia – Il potenziale

Il potenziale dell'acqua (Ψ) è l'energia per unità di massa o volume di acqua in un sistema, in rapporto a quella dell'acqua libera. Generalmente occorre lavoro per estrarre dell'acqua dal suolo e quindi il potenziale è negativo.

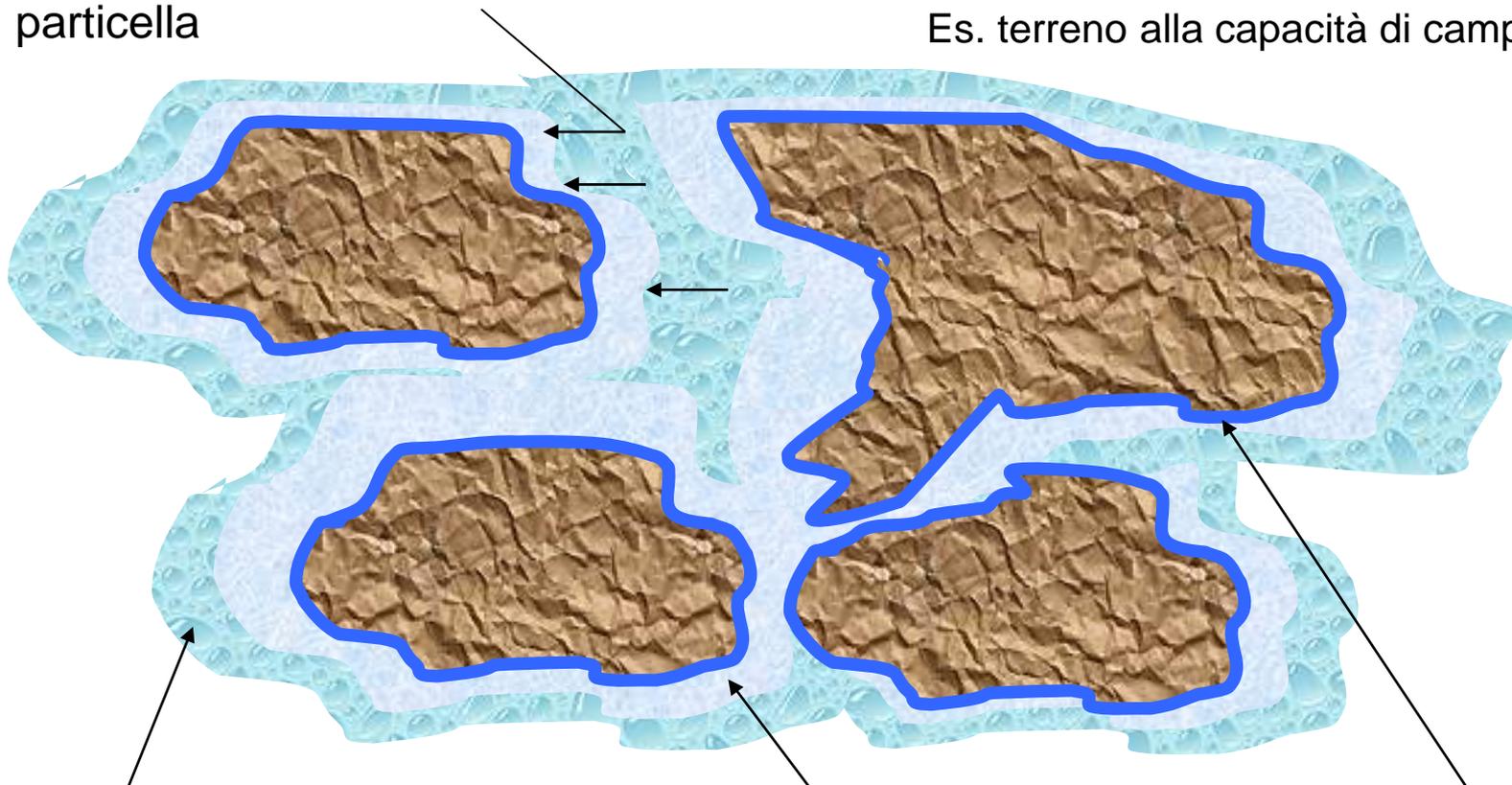
- Rispetto alla massa il potenziale si esprime il J/kg
 - Rispetto al volume in J m^{-3} . Siccome la massa di 1 m^3 di acqua è circa 1000 kg, $1 \text{ J/m}^3 = 1000 \text{ J/kg}$
 - Siccome $L = F \cdot S$; allora $\text{J/m}^3 = \text{Newton/m}^2$ che rappresentano una pressione e si esprimono in **Pascal (unità del S.I.)**. Normalmente si usano i KPa.
 - Altra espressione è in Bar ($1 \text{ bar} = 10^5 \text{ Pa} = 100 \text{ KPa}$).
 - I potenziali sono spesso espressi come altezza di una colonna d'acqua. Approssimativamente $1 \text{ KPa} = 10 \text{ cm}$ di colonna d'acqua (esattamente 10.2)
- Sarebbe meglio usare i J/kg, poiché la massa dell'acqua non cambia, mentre il volume dell'acqua cambia (anche se di poco) con pressione e temperatura

Spesso il potenziale è indicato anche come pF: logaritmo della tensione espressa in millibar, trascurando il segno



Idrologia

Le forze (capillarità) che trattengono l'acqua aumentano al ridursi della distanza dalla particella
Es. terreno alla capacità di campo; $ad=100\%$



Acqua legata debolmente
($-0.3 \approx -1.0$ bar sono
sufficienti ad allontanarla)

Acqua legata fortemente
(sono necessari $-1 \approx -15$
bar)

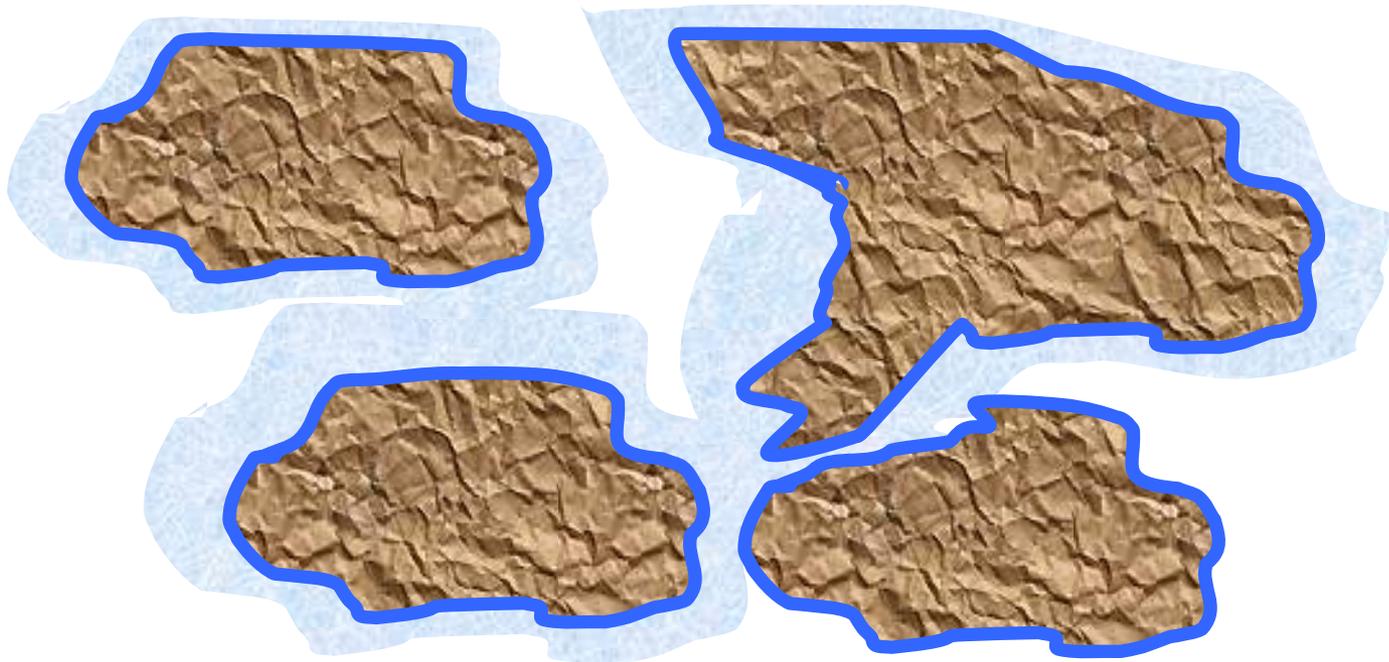
Acqua igroscopica
Legata con forza > 15
bar



Idrologia – Il potenziale

Quanto l'ET (assorbimento radicale + evaporazione) consuma tutta l'acqua facilmente disponibile, rimane solo l'acqua legata più fortemente ($\Psi = -1 \approx -15$ bar) e la pianta consuma sempre più energia per assorbirla dal terreno

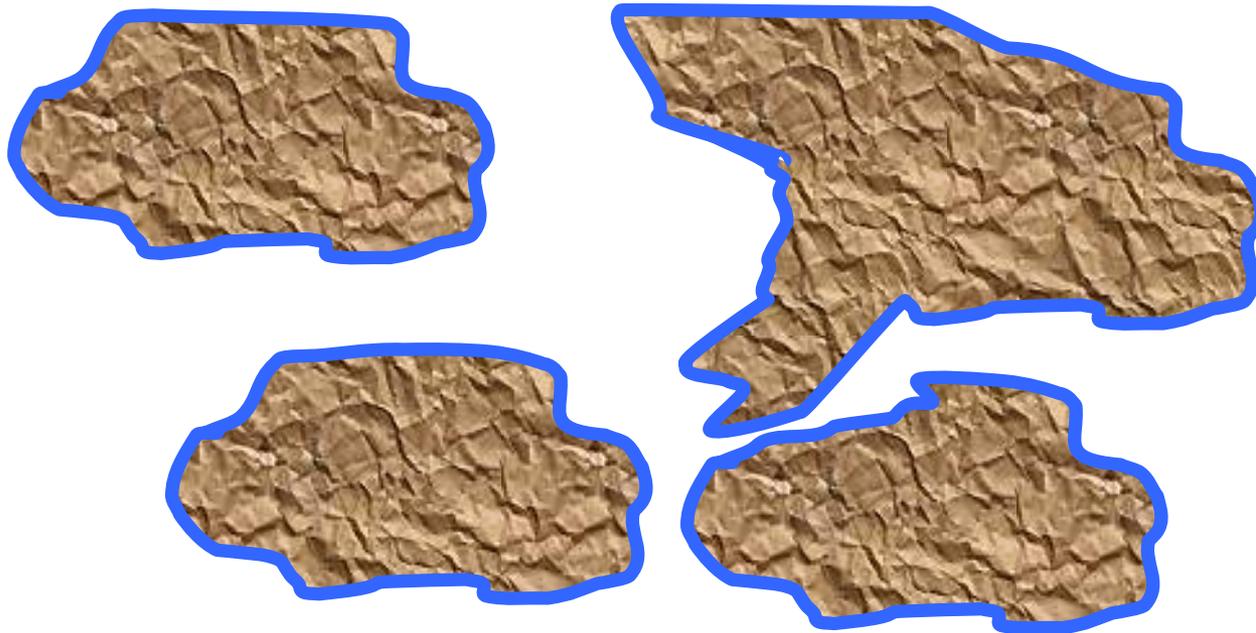
Es. terreno alla umidità critica; $ad=50\%$



Idrologia – Il potenziale

Se continua l'ET la pianta va in stress idrico, poi siccome è rimasta solo l'acqua legata fortemente ($\Psi = -15$ bar) la pianta non è in grado di allontanarla dal suolo \Rightarrow PERDITA TURGORE e APPASSIMENTO

Es. terreno al punto di appassimento; $ad = 0\%$



Le componenti del potenziale

Il potenziale totale dell'acqua del suolo è la somma di diverse componenti:

Ψ matriciale: dovuto alla capillarità, interazione tra liquido e matrice solida. E' la componente predominante in suoli asciutti

Ψ osmotico: lavoro richiesto per trasportare l'acqua da una soluzione all'acqua pura: per osmosi, l'acqua sarebbe attratta verso un'area a bassa concentrazione verso un'altra a maggior concentrazione. Poco importante nel suolo, fondamentale nelle cellule delle piante, determina l'assorbimento d'acqua

Ψ gravitazionale, dovuto alla distanza della particella di acqua considerata rispetto al piano di riferimento. Predomina in suoli bagnati.

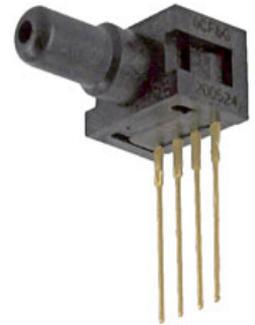
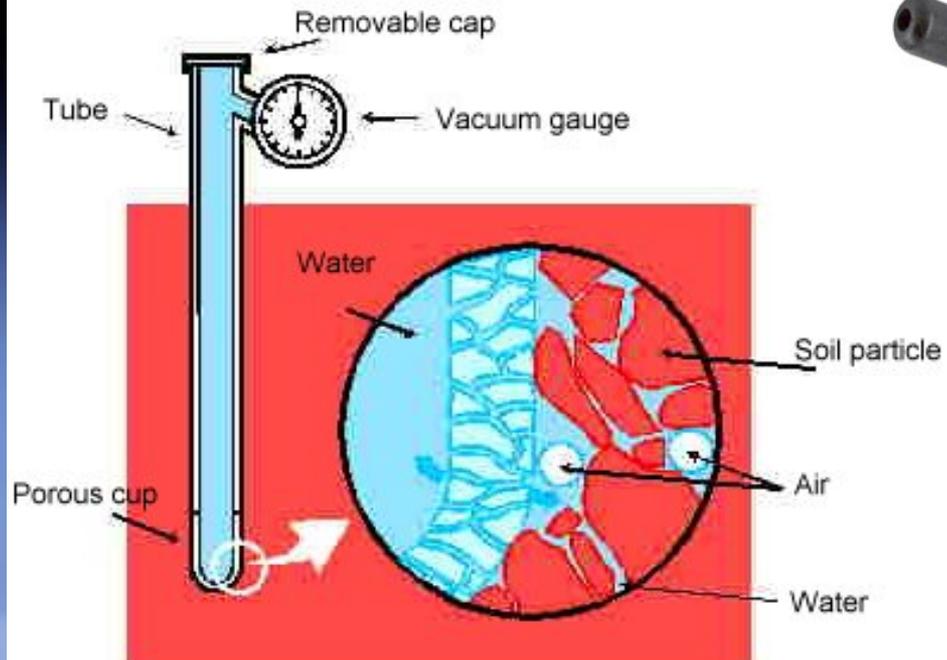
Ψ pneumatico e idrostatico: variazioni di potenziale dovuto all'applicazione di pressione idrostatica o pneumatica all'acqua: falde in pressione.

Ψ di sovraccarico (overburden): effetto di una pressione applicata alla matrice solida: parte della pressione è trasferita all'acqua stessa. Può essere importante in profondità in terreni argillosi, deformabili, ai quali viene applicato il peso del terreno sovrastante



La misura del potenziale

Tensiometro: un bulbo di ceramica porosa, che permette il passaggio dell'acqua ma non dell'aria è collegato a un tubo riempito d'acqua e a un manometro. Il sistema si equilibra con il potenziale dell'acqua nel suolo e il manometro misura la depressione. Gamma di funzionamento: $0 \div -75$ KPa (a tensioni più elevate entra aria) . Ottima precisione, limitata gamma di utilizzazione, però i flussi idrici più importanti avvengono nella gamma misurata dal tensiometro



Relazioni tra potenziale e contenuto idrico

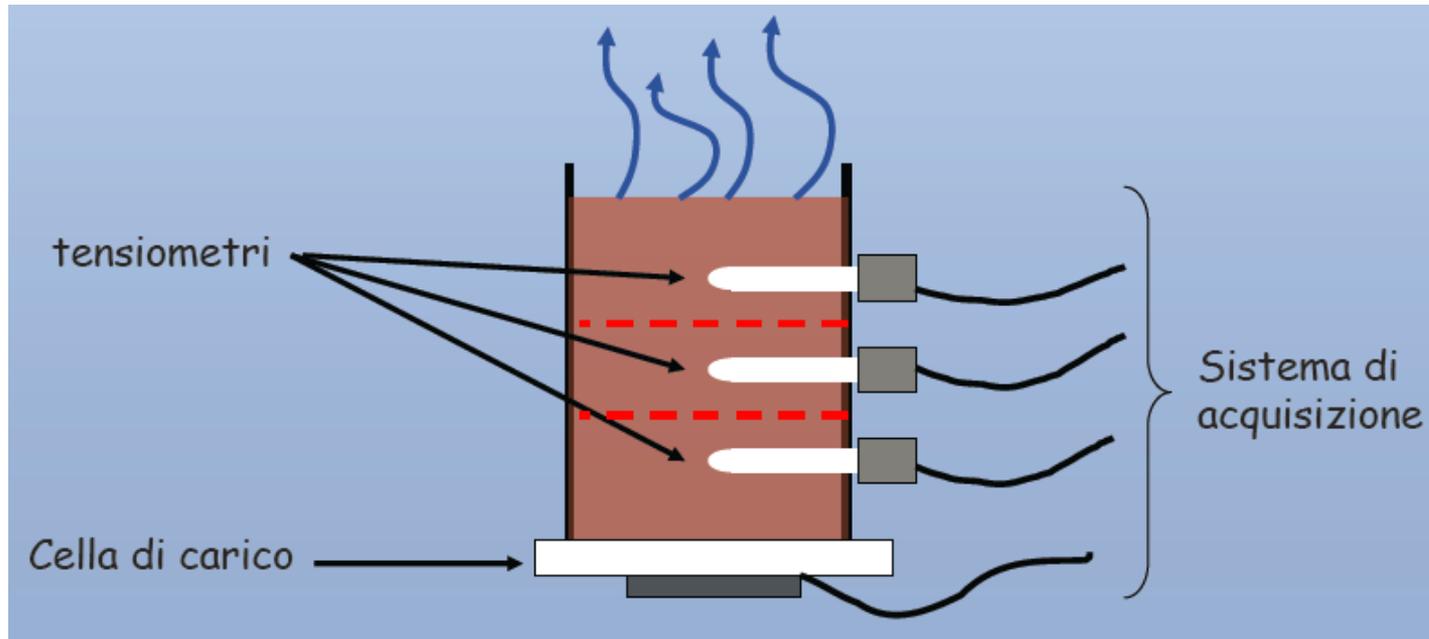
Camera di Richards: i campioni di suolo vengono appoggiati su una piastra porosa, permeabile all'acqua e non all'aria, poi vengono sottoposti a una pressione predefinita. Al raggiungimento dell'equilibrio (fine dello gocciolamento) si determina l'umidità del campione; si ha quindi il valore di umidità in corrispondenza della pressione esercitata. Limiti: il terreno deve essere preparato setacciandolo a 2 mm dopo essiccazione all'aria, per basse tensioni i valori sono solo indicativi, a alti potenziali vanno bene. Gamma: $-5 \div -1500$ Kpa



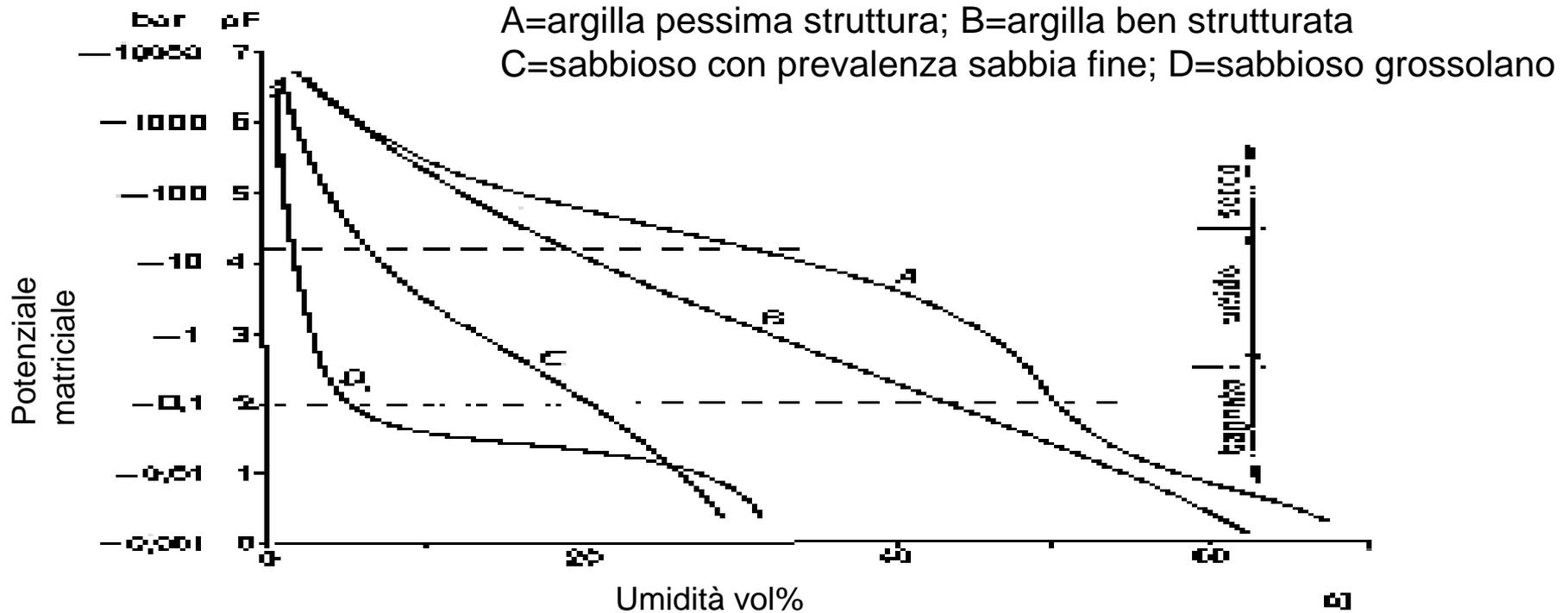
Apparato di Richards: camere a pressione (sinistra) e particolare di un piatto poroso con campione rimaneggiato (destra).

Relazioni tra potenziale e contenuto idrico

Metodo per evaporazione (metodo di Wind): in un campione di suolo prelevato con un cilindretto tipo densità, ma più grande, si mettono alcuni microtensiometri e si pone su una bilancia o cella di carico; dopo alcuni cicli di umidificazione-essiccamento si determina l'umidità e quindi si conosce la curva umidità-tensione; Buon metodo, costoso per la necessità di automazione, limitato alla gamma di funzionamento dei tensiometri, problemi di rappresentatività del campione.



Relazioni tra potenziale e contenuto idrico



Molte funzioni sono state proposte per correlare il potenziale matriciale all'umidità del suolo. Tutte sono caratterizzate da alta non linearità. Tra queste la funzione di Campbell (la più semplice, ma in gran parte dei terreni con ottima aderenza ai dati misurati):

$$\psi = a(\theta/\theta_{\text{sat}})^{-b}$$

a è il valore di tensione a cui l'aria può cominciare a entrare nel suolo, b è un parametro empirico

Relazioni tra potenziale e contenuto idrico

Tab. 1 - Alcune caratteristiche fisiche e idrologiche di tipi diversi di terreno (da Anstett, 1979)

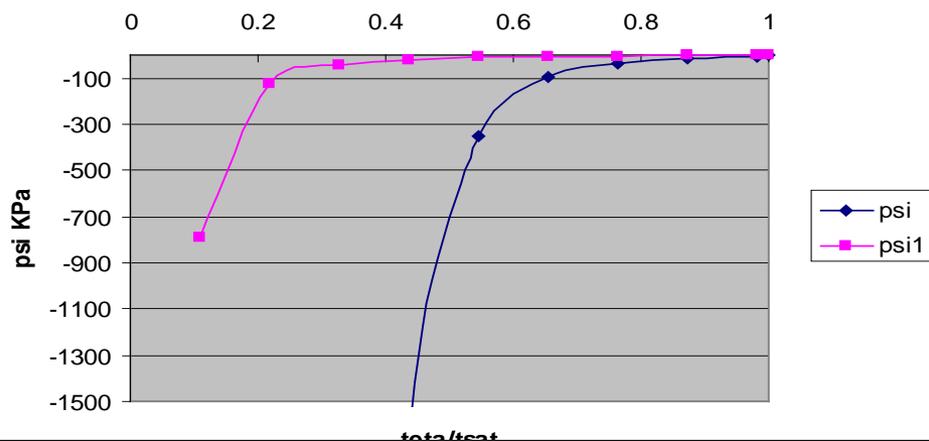
Tipo di terreno	Massa volumica apparente (g/cm ³)	Capacità di campo		Acqua utilizzabile (% del volume)	Costanti idrologiche (in mm) di uno strato di terreno dello spessore di cm 50		
		% del peso	% del volume		capacità di campo	punto di appassimento	acqua utilizzabile
Sabbioso	1,35	10	13,5	11,0	67,5	12,5	55,0
Sabbioso-limoso	1,30	16	21,0	18,0	105,0	15,0	90,0
Limoso-sabbioso	1,25	20	26,0	21,5	130,0	27,5	107,5
Limoso	1,20	29	35,0	24,5	175,0	52,5	122,5
Limoso-argilloso	1,15	33	38,0	22,5	190,0	77,5	112,5
Argilloso	1,10	38	42,0	22,0	210,0	100,0	110,0
Torboso	1,00	70	70,0	40,0	350,0	150,0	200,0



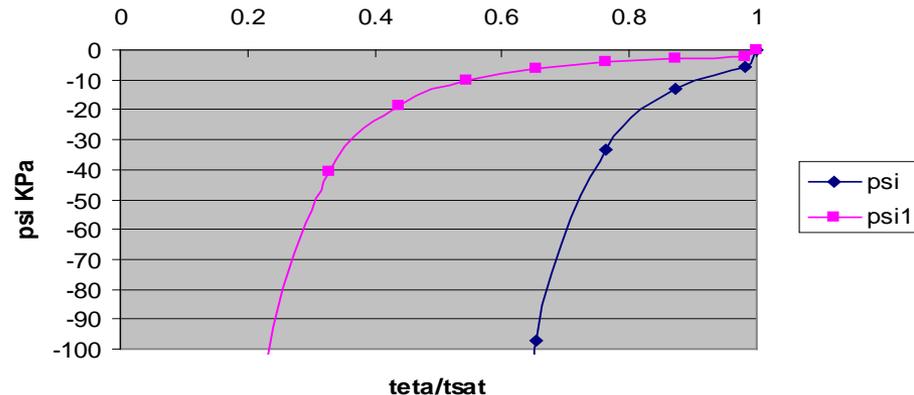
Relazioni tra potenziale e contenuto idrico

Esempi in terreni diversi

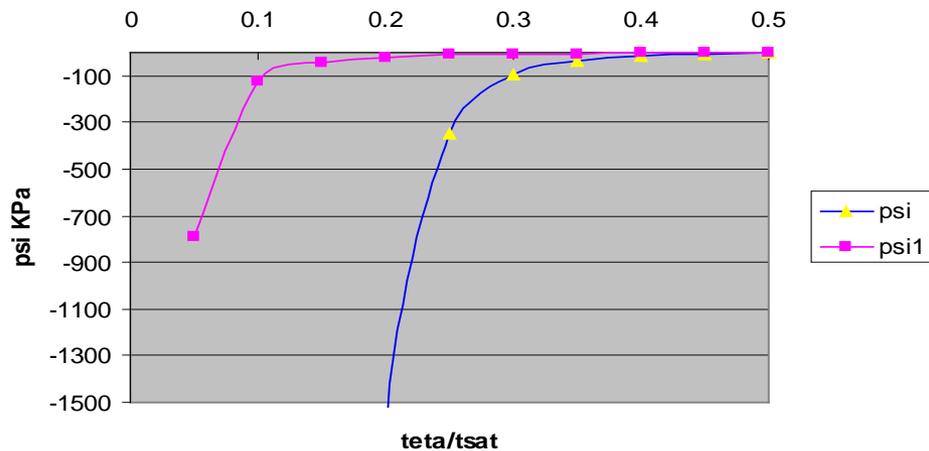
curva tensiometrica



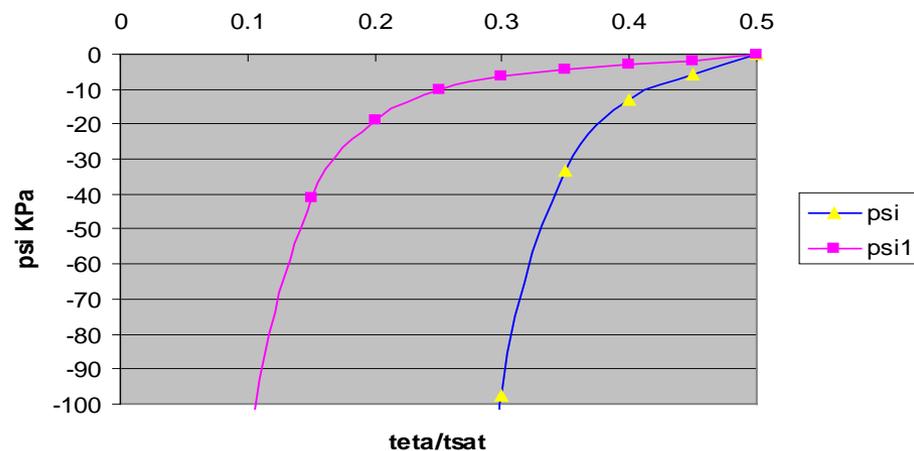
curva tensiometrica



curva tensiometrica



curva tensiometrica



Conducibilità idrica

E' l'altezza d'acqua (cm h^{-1} e mm d^{-1} le espressioni più comuni, m s^{-1} più corretta, o g s m^{-3}) che si muove in una sezione di suolo nell'unità di tempo. Il valore è massimo con terreno alla saturazione (K_s , conducibilità idrica alla saturazione) e decresce rapidamente al diminuire dell'umidità. La K_s è estremamente variabile, da 0,1 a 100 cm h^{-1} secondo la tipologia di suolo, è massima nei suoli sabbiosi e minima in quelli argillosi.

è estremamente variabile nello spazio, in uno stesso appezzamento si possono trovare valori differenti di 2-3 ordini di grandezza.

Difficile trovare dipendenze di K_s dalla granulometria: la presenza di crepe, macropori dovuti a radici e lombrichi ecc. rendono difficile il trovare un pedotransfer (ne esistono, ma danno risultati molto approssimativi)

un'espressione matematica del variare di K in funzione del contenuto idrico o della tensione sono le seguenti (Campbell, Brooks e Corey)

$$K=K_s(\theta/\theta_s)^{2b+3} \quad \text{e} \quad K=K_s(\psi_e/\psi)^{2+3/b}$$

b è lo stesso b della relazione $\theta - \psi$ e ψ_e = air entry value

Le funzioni indicano che la conducibilità decresce più rapidamente in terreni sabbiosi (anche se hanno K_s più alta, a è più negativo e b è più grande) che in terreni argillosi



Conducibilità Idrica

- Capacità del terreno di farsi attraversare dall'acqua
- Si misura in mm h^{-1} (o cm h^{-1} o mm d^{-1} o m s^{-1})

Dipende da, tessitura, struttura \Rightarrow **porosità**

Molto permeabile

Permeabile

Mediamente permeabile

Mediocremente permeabile

Poco permeabile

Molto poco permeabile

mm h^{-1}

> 150

50-150

15-50

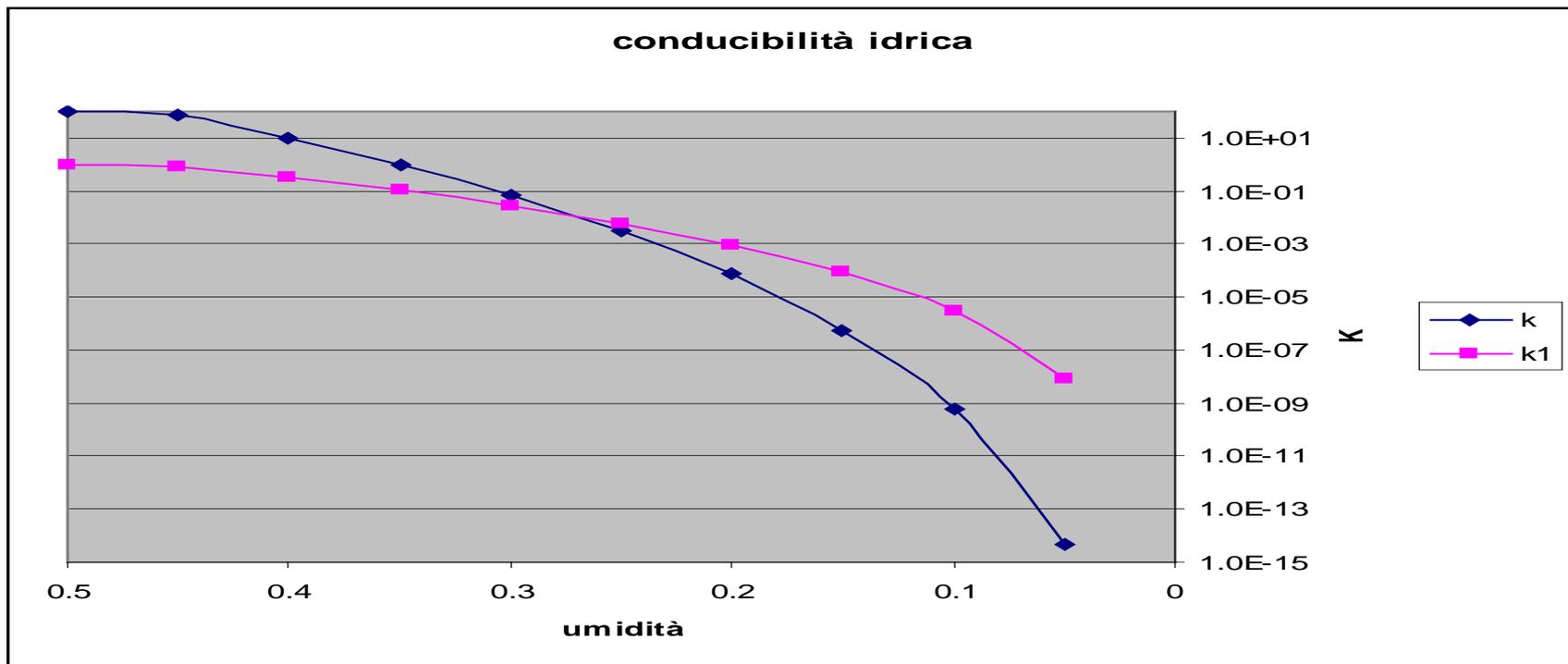
5-15

1-5

< 1



Conducibilità Idrica



La conducibilità idrica condiziona:

Movimento dell'acqua nel terreno: sgrondo delle acque in eccesso

velocità di infiltrazione dell'acqua di pioggia: ruscellamento, pioggia utile



Movimento dell'acqua nel terreno

- L'acqua nel terreno si muove da punti a potenziale più basso (meno negativo) a punti a potenziale più alto (più negativi) a una velocità determinata dal gradiente di potenziale e dalla conducibilità, ovviamente conservando la massa.
- Il flusso segue la legge di Darcy (generalizzata):

$$Q(\text{flusso}) = K(\psi) d\psi/dz;$$

cioè il flusso è uguale alla conducibilità al potenziale ψ per il gradiente di potenziale in funzione dello spazio (sarebbe un gradiente in 3 dimensioni, per semplicità qui si fa riferimento a moto unidimensionale verticale) poiché il fenomeno avviene in maniera variabile nel tempo (con l'apporto o l'allontanamento di acqua e con i suoi movimenti) lo stato del sistema non è stazionario.

L'equazione di continuità asserisce:

$$d\theta/dt = dQ/dz$$

quindi si può sostituire nell'equazione di continuità il Q ottenuto dalla legge di Darcy:

$$d\theta/dt = d(K(\psi) d\psi/dz)/dz$$

che è l'equazione di RICHARDS

se si assume una relazione $\theta - \psi$ allora si può avere una sola incognita (θ o ψ)



Pregi e difetti dell'equazione di Richards

PREGI

- Processo con buona descrizione fisica
- può considerare diverse condizioni di contorno (superficie con lama d'acqua, presenza di falda, lisimetro)
- Risultati di simulazione di umidità e tensioni misurate buoni anche in terreni stratificati

DIFETTI

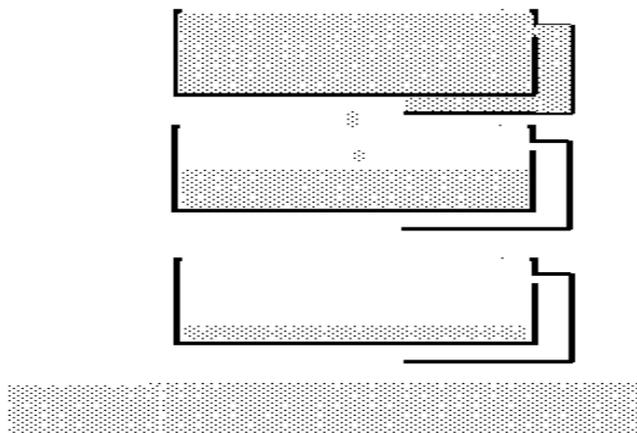
- Soluzione analitica possibile solo in casi particolari
- difficoltà di soluzione numerica
- tempi di calcolo lunghi
- non considera la macroporosità e quindi i flussi preferenziali
- non considera l'isteresi nelle curve tensiometriche
- difficoltà di parametrizzazione: difficile acquisire dati su conducibilità non satura

Nel complesso è un ottimo trattamento del problema



Il modello a serbatoi

Il modello a serbatoi è stato sviluppato per esigenze di semplicità suppone la divisione del terreno in strati omogenei; l'acqua passa da uno strato all'altro solo quando lo strato sovrastante ha superato la capacità di campo.



- Pregi
 - modello molto semplice numericamente
 - richiede pochi parametri
 - simulazioni discrete in terreni omogenei
- Difetti
 - Non funziona per nulla in presenza di falda e in terreni stratificati