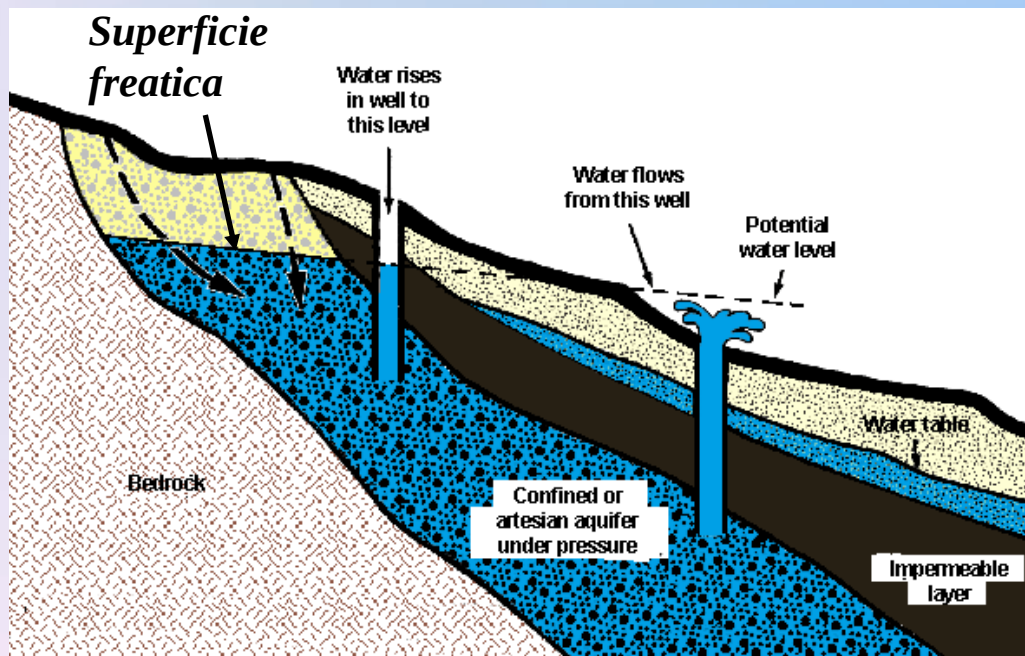


L'acqua che alimenta le falde confinate è quella che si infiltra dove il terreno permeabile che costituisce l'acquifero confinato viene a trovarsi in superficie e, quindi, riceve direttamente l'acqua meteorica. Pertanto, la zona di ricarica di una falda in pressione può trovarsi anche molto distante dalla falda stessa.

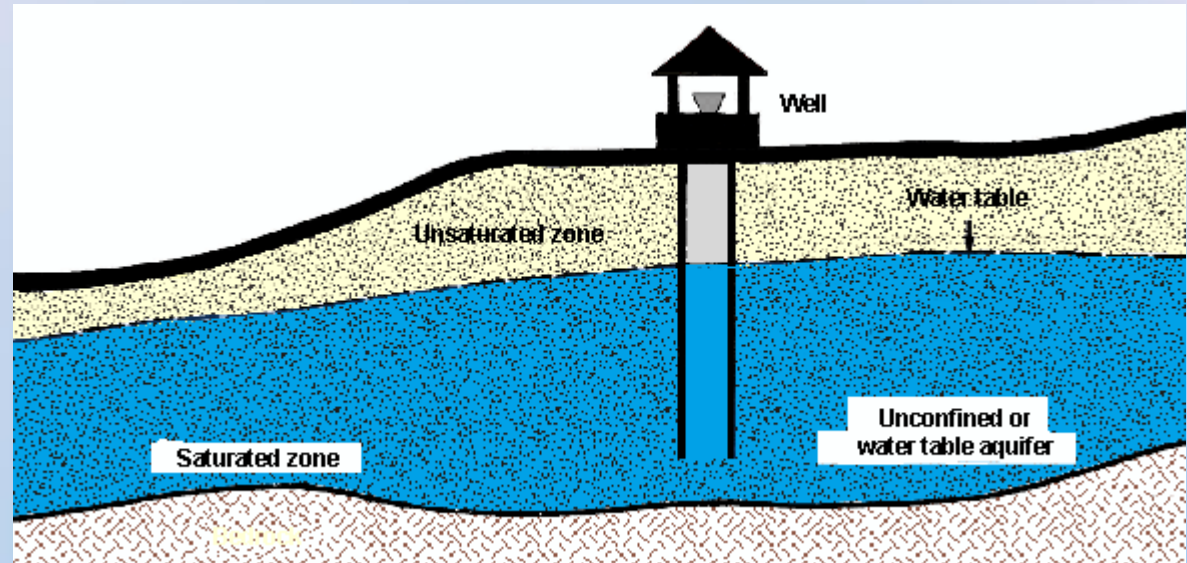
Si parla di falda "in pressione" perché l'acqua all'interno della falda è effettivamente sottoposta ad una certa pressione, dovuta al principio dei **vasi comunicanti**, grazie alla quale può risalire spontaneamente all'interno di un foro scavato nell'acquifero che la contiene.

Il **livello statico** di un pozzo che emunge acqua da una falda confinata è più alto del livello dell'acqua nell'acquifero in quanto tende ad equilibrarsi con il livello della falda nella zona di ricarica per il principio dei vasi comunicanti.



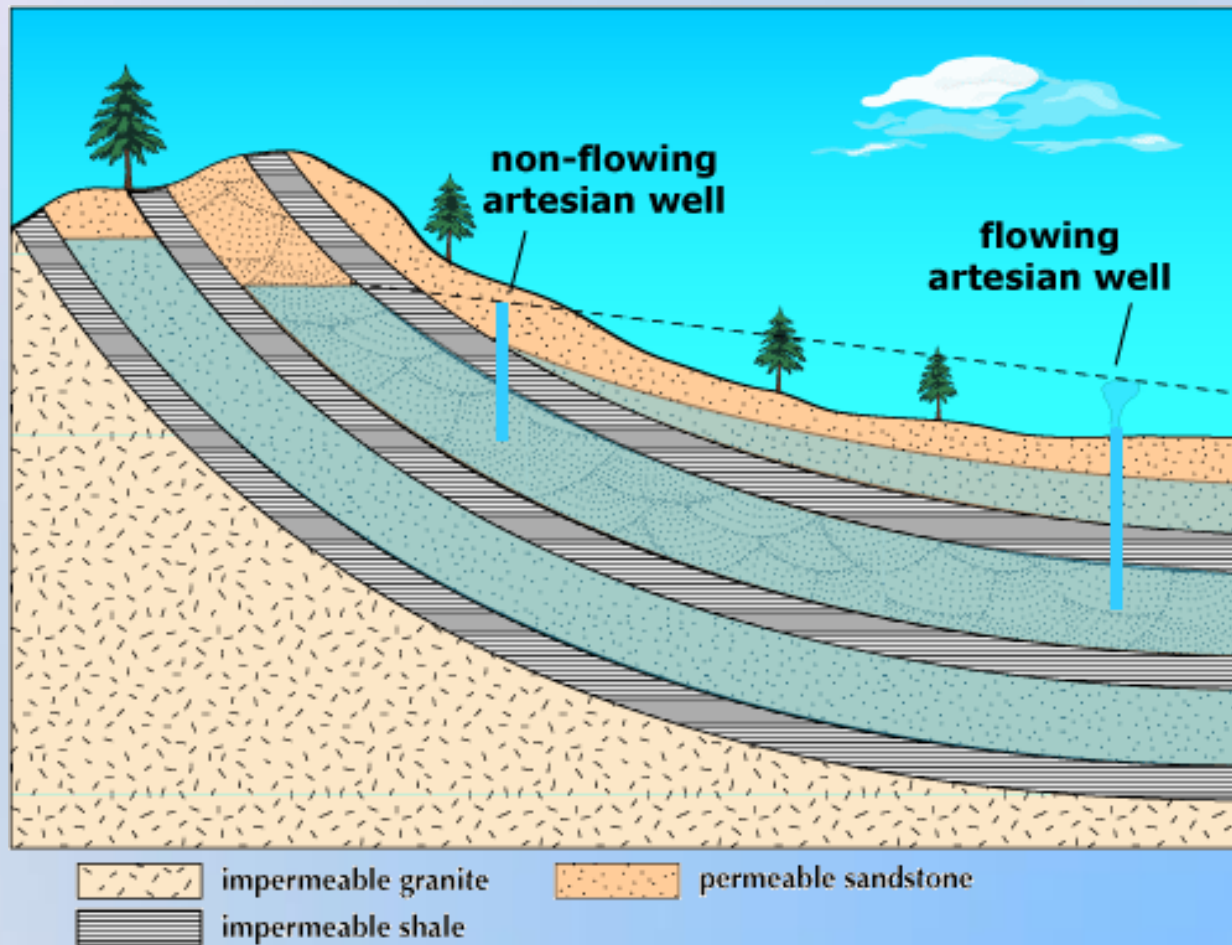
L'acqua contenuta nelle falde in pressione riesce talvolta a risalire spontaneamente, all'interno del pozzo, fino in superficie, senza quindi dover essere estratta tramite pompe. In questo caso, si parla di falda artesiana e **pozzo artesiano**.

Il livello statico di un pozzo che emunge acqua da una falda freatica è uguale a quello della falda stessa. Per **livello statico** si intende il livello dell'acqua nel pozzo quando non si ha emungimento.



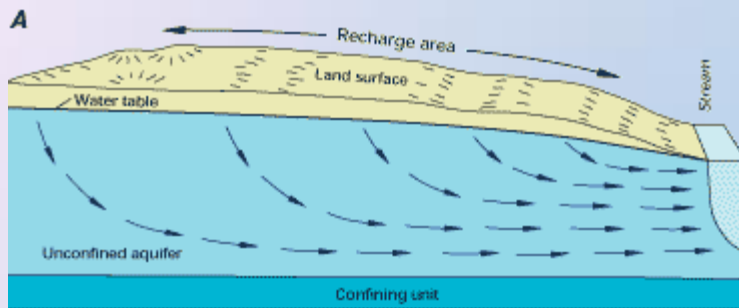
Tubi finestrati per pozzo

Le fessure sono dimensionate in base alla granulometria dell'acquifero

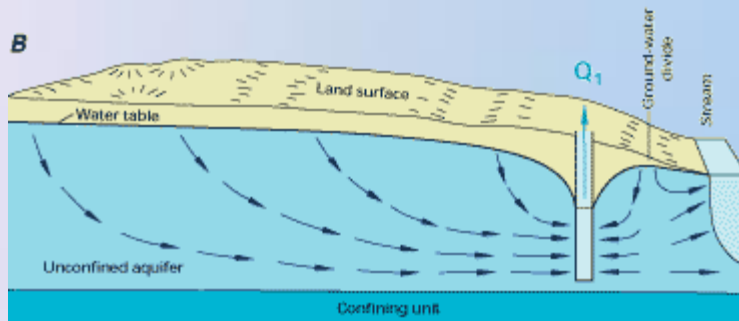


Confined and unconfined aquifers and related water tables

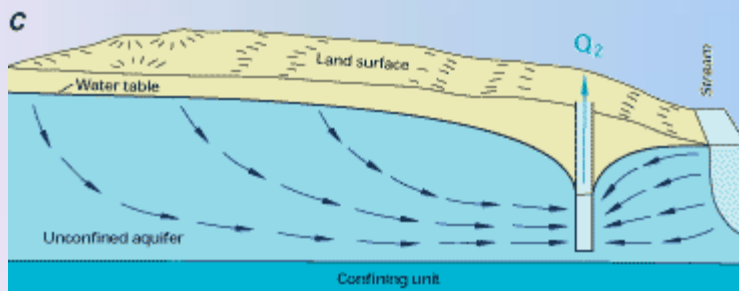
Relazione tra la falda e un pozzo in funzione



L'acqua meteorica che cade sull'area di ricarica, si infiltra ad alimentare la falda freatica e poi si dirige al fiume con percorsi sotterranei.

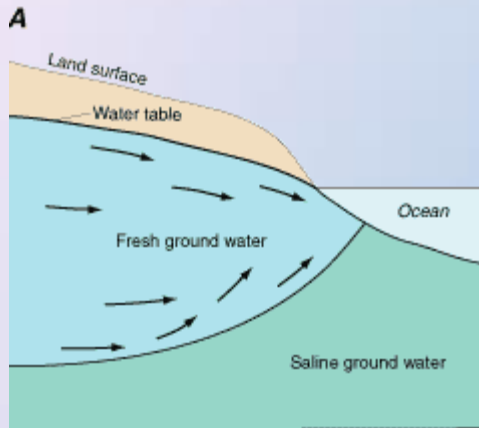


Se il pozzo pompa con una portata continua, il flusso sotterraneo si modifica e solo la parte di falda che si trova a destra dello spartiacque sotterraneo viene drenata dal fiume.

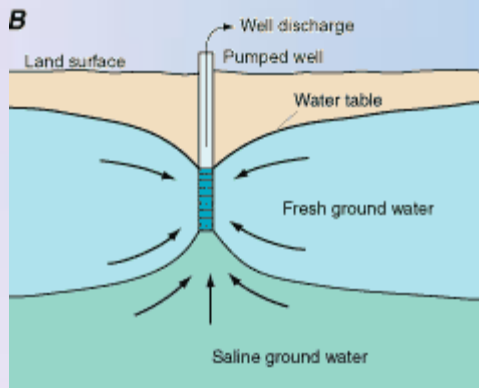


Nel caso in cui la portata del pozzo sia superiore, allora verrà emunta anche acqua dal fiume.

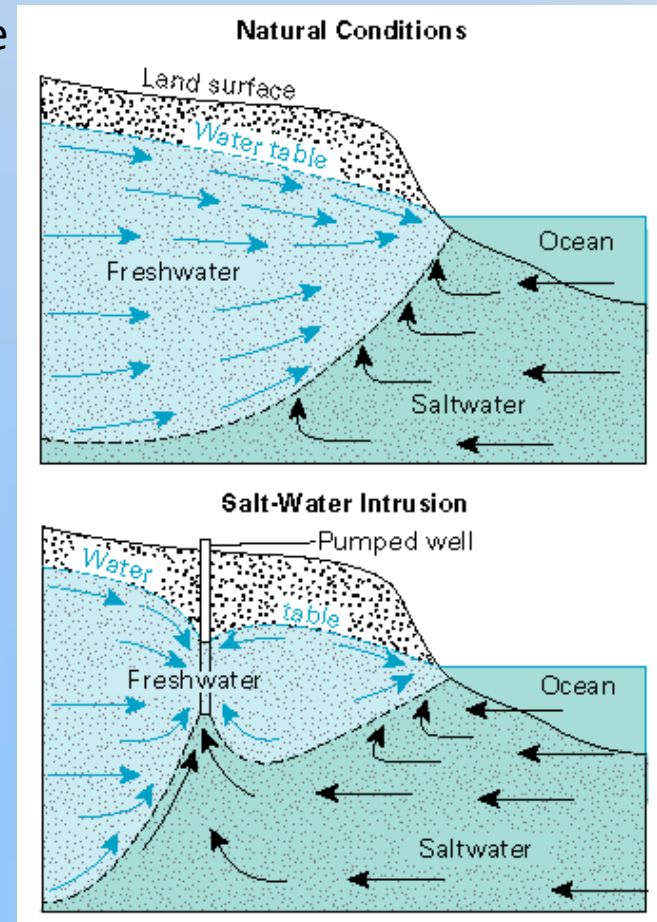
Relazione tra la falda di acqua dolce e il cuneo salino

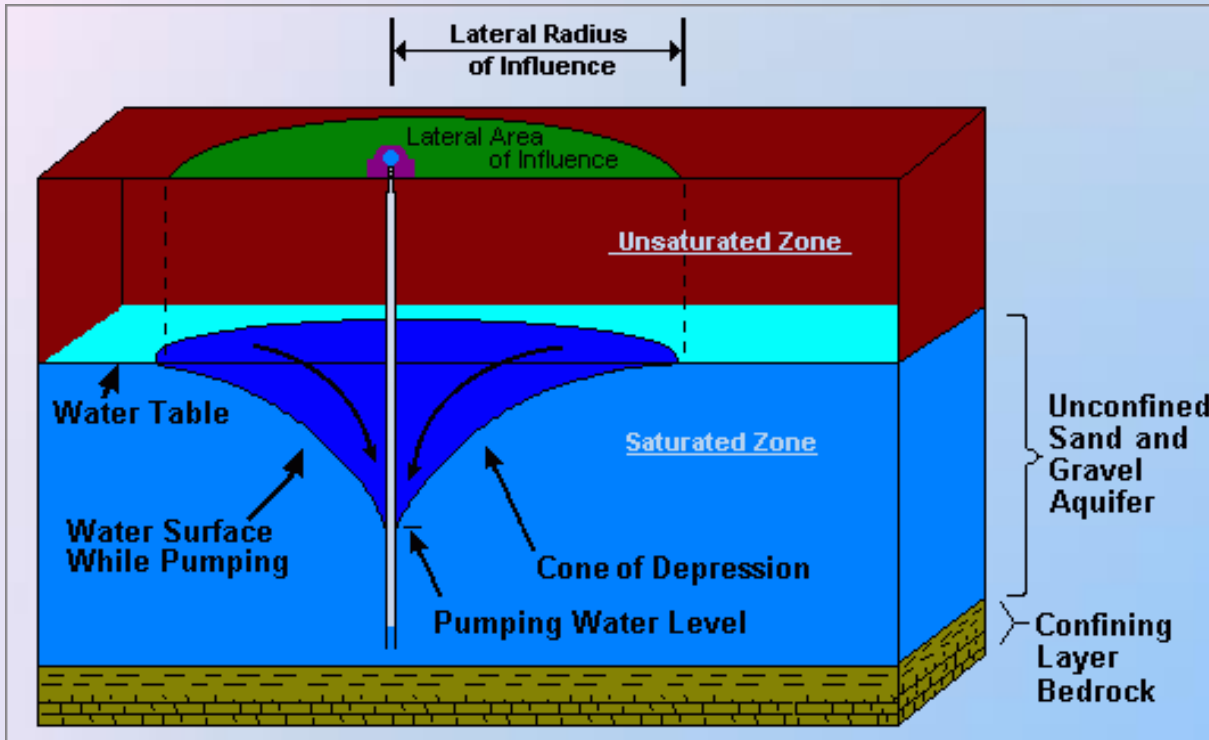


(A) In coastal areas, fresh ground water discharges to the surrounding saline surface-water bodies by flowing over the denser saline ground water.



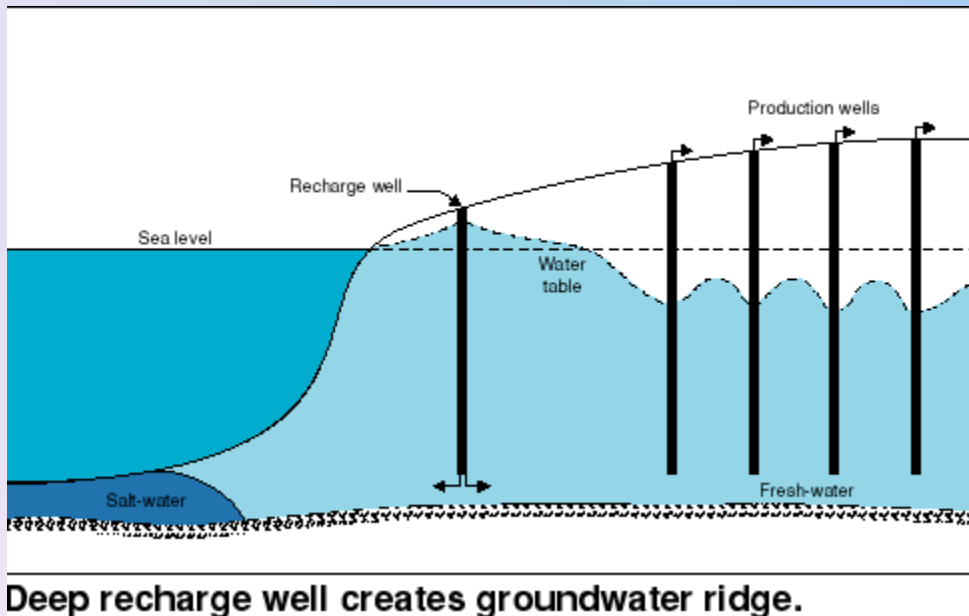
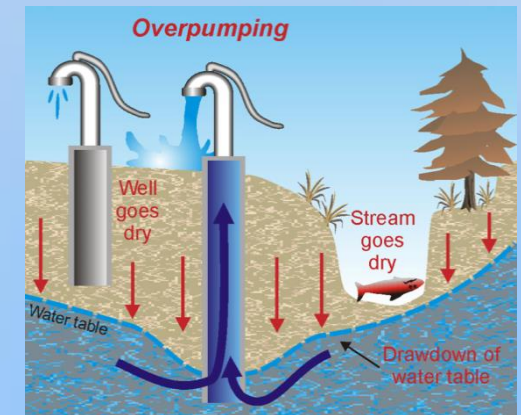
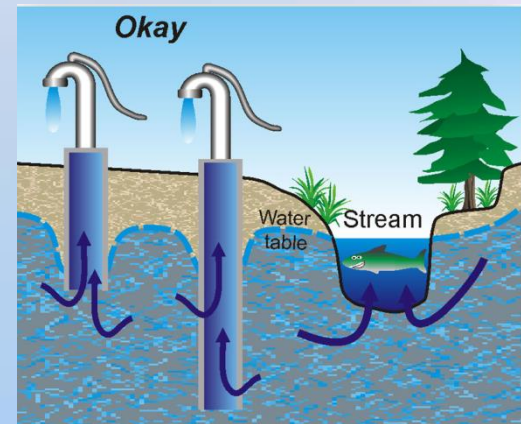
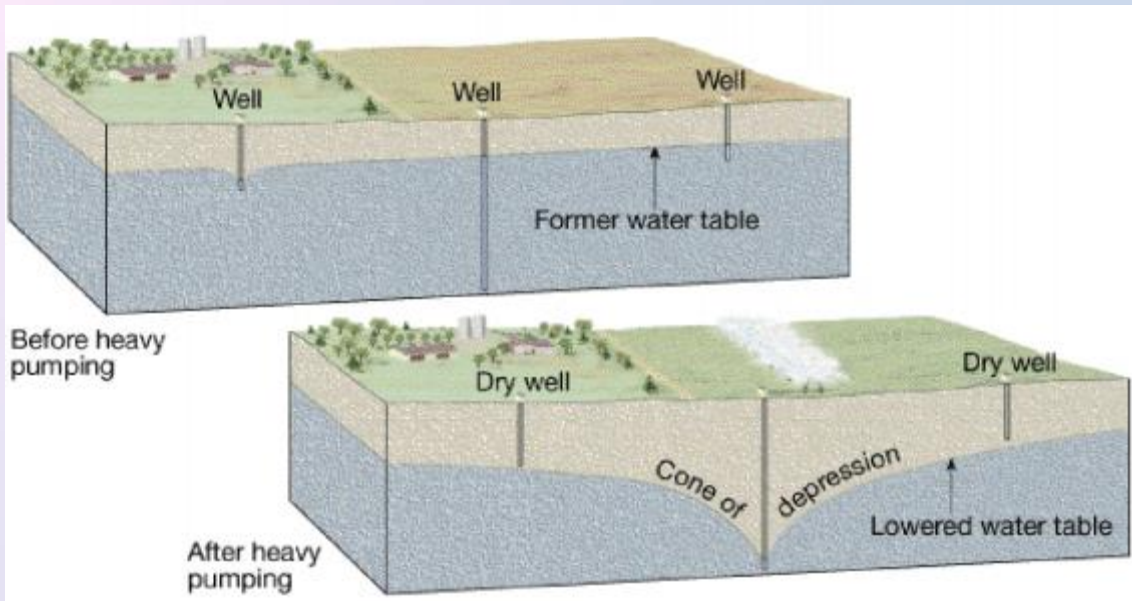
(B) In both coastal and inland areas, large drawdowns in an individual well can cause underlying saline water to migrate upward into the well and cause contamination of the water being discharged.



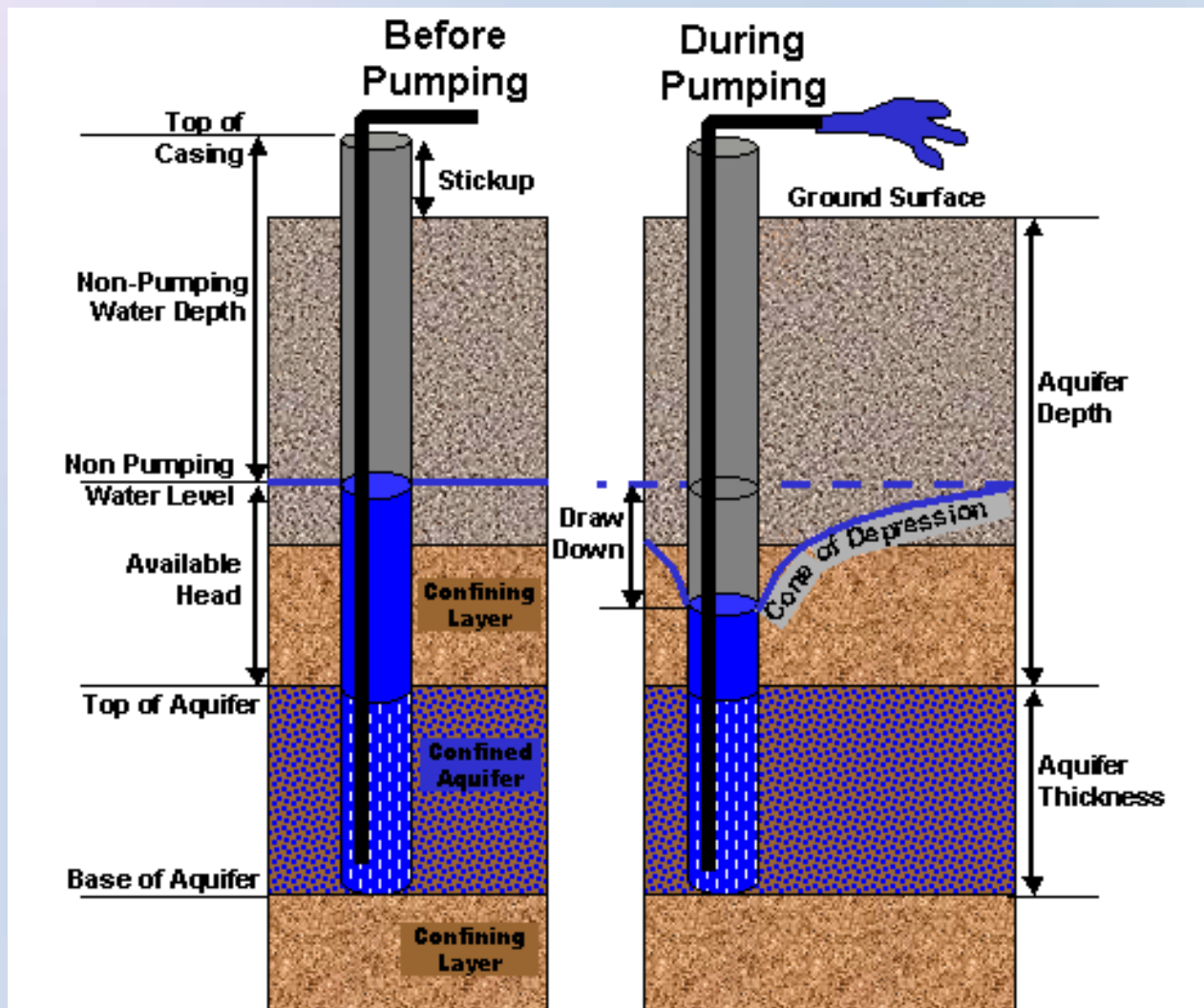


Un pozzo in funzione crea nella falda emunta un abbassamento del livello (falda freatica) o della pressione (falda confinata), tutt'intorno al pozzo stesso (**cono di depressione**)

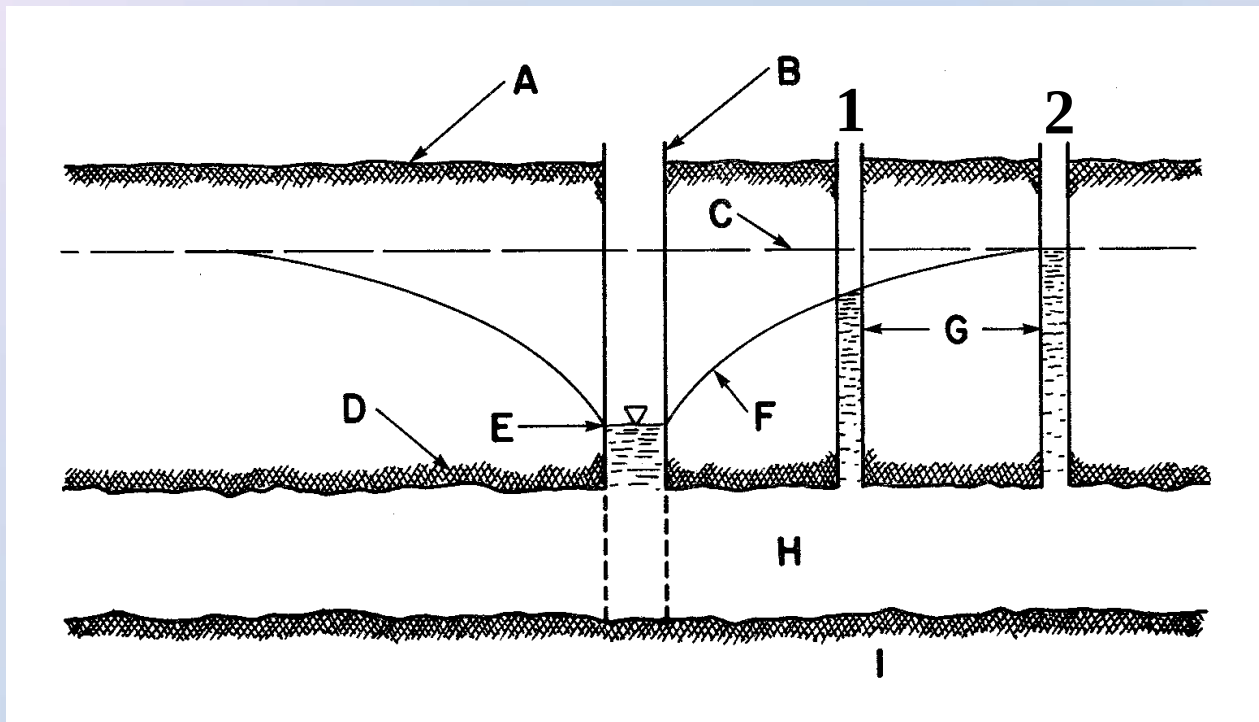
Illustration of drawdown and recovery terms and processes. The figure is not to scale, and is intended to represent the basic concepts, not the relative or absolute magnitudes. Drawdown near the well can be a number of tens of meters, and the zone of influence can be greater than a mile.



Estraendo l'acqua con i pozzi da un acquifero non confinato si agisce fisicamente sul livello dell'acqua nel terreno.

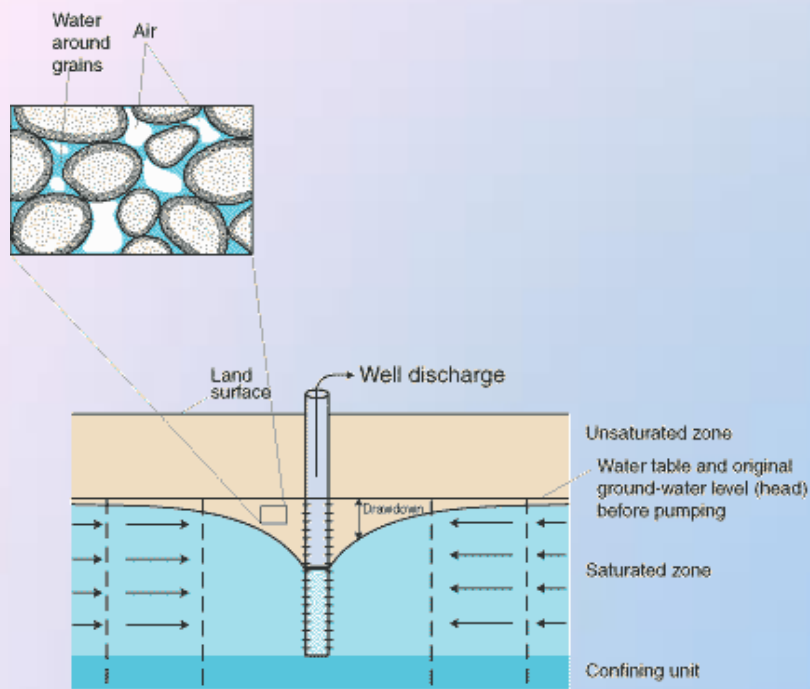


Cono di depressione in una falda confinata

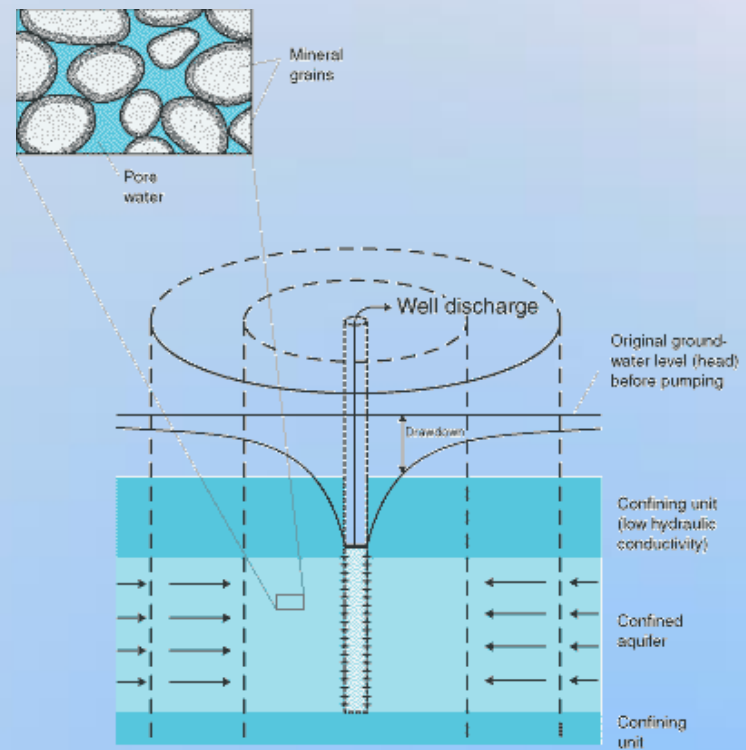


- A = superficie del terreno
- B = pozzo che prende acqua dall'acquifero confinato
- C = superficie piezometrica prima del pompaggio
- F = superficie piezometrica durante il pompaggio
- H = falda confinata
- 1 e 2 = piezometri

Estraendo acqua da un acquifero confinato si agisce sulla pressione dell'acqua, ma non sul livello dell'acqua nell'acquifero che resta la quota di base dello strato confinante superiore (D)

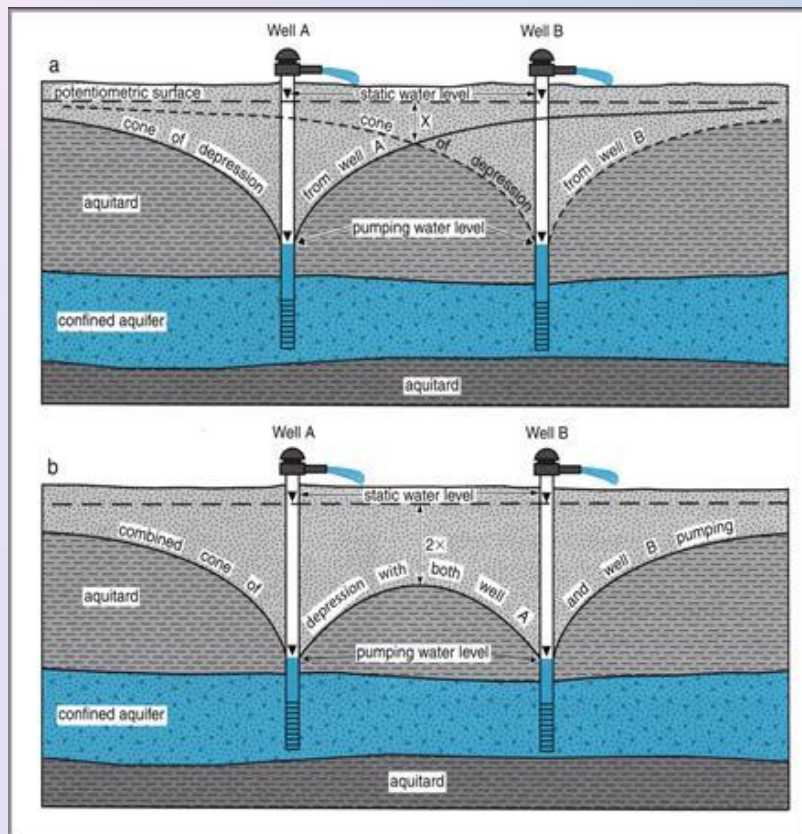


Pumping a single well in an idealized unconfined aquifer. Dewatering occurs in cone of depression of unconfined aquifers during pumping by wells (saturated thickness of aquifer decreases).

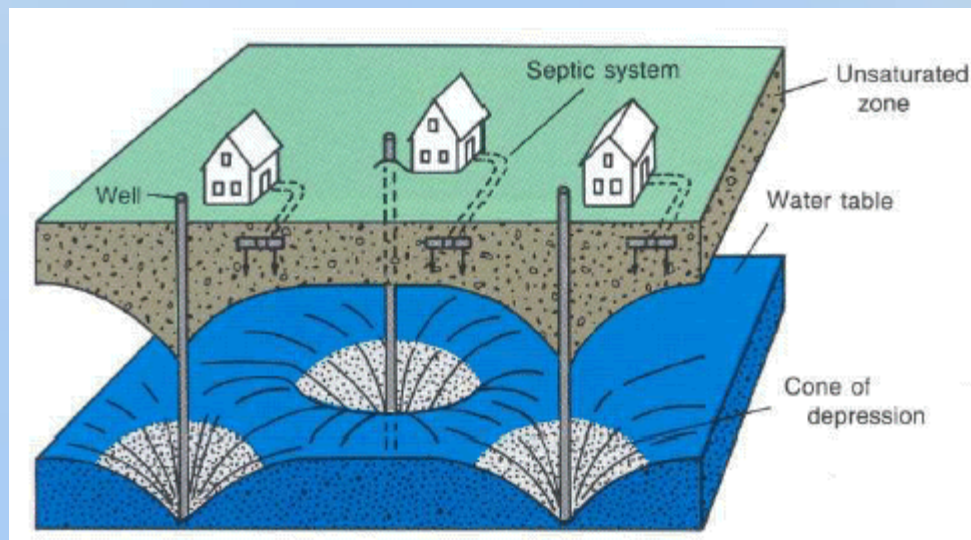


Pumping a single well in an idealized confined aquifer. Confined aquifers remain completely saturated during pumping by wells (saturated thickness of aquifer remains unchanged).

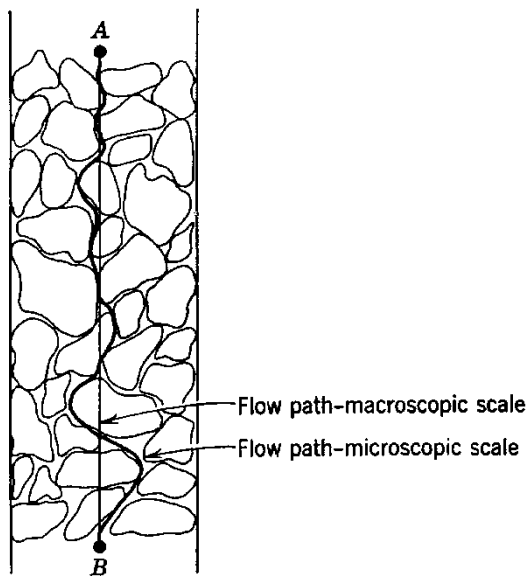
Falda confinata



Falda freatica



Effetto combinato dei coni di depressione di più pozzi in azione

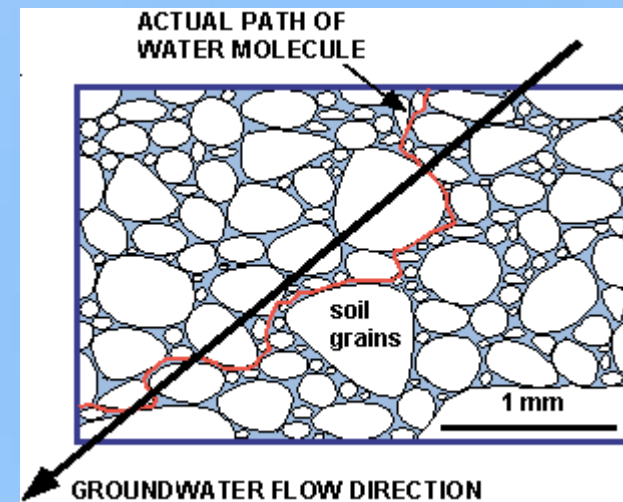


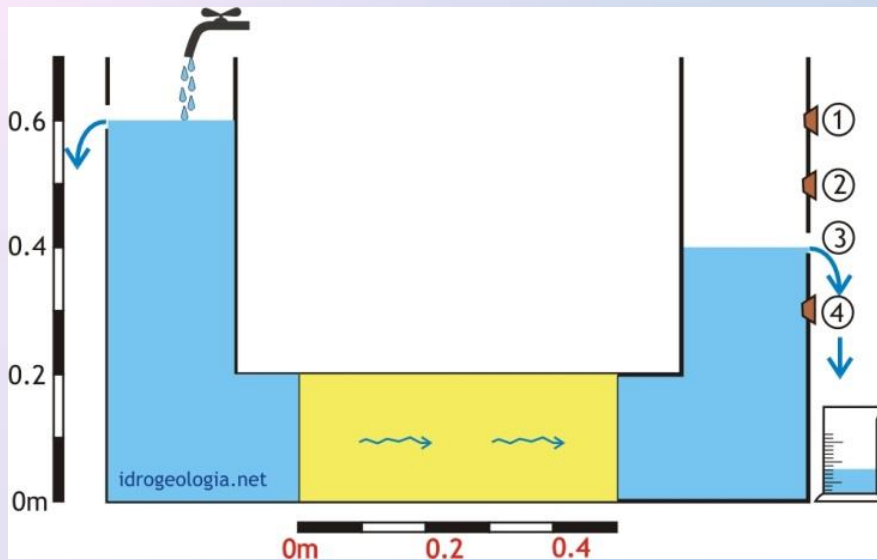
Se i pori della terra rappresentata nella figura sono interconnessi, l'acqua può fluire dal punto A al punto B. Nella realtà una goccia d'acqua si sposterà da A a B non in linea retta e a velocità costante, ma avrà un percorso più complesso che dipenderà dai contatti tra i granuli e con una velocità che varierà in funzione delle dimensioni dei pori.

Fig. 17.1 Flow path in soil.

Tuttavia, per semplificare il problema, in idrogeologia il flusso dell'acqua può essere considerato andare in linea retta da A a B e con velocità costante.

<http://www.idrogeologia.net/schede-idrogeologia/idrogeologia-teoria/coefficiente-permeabilita/coefficiente-permeabilita.php>



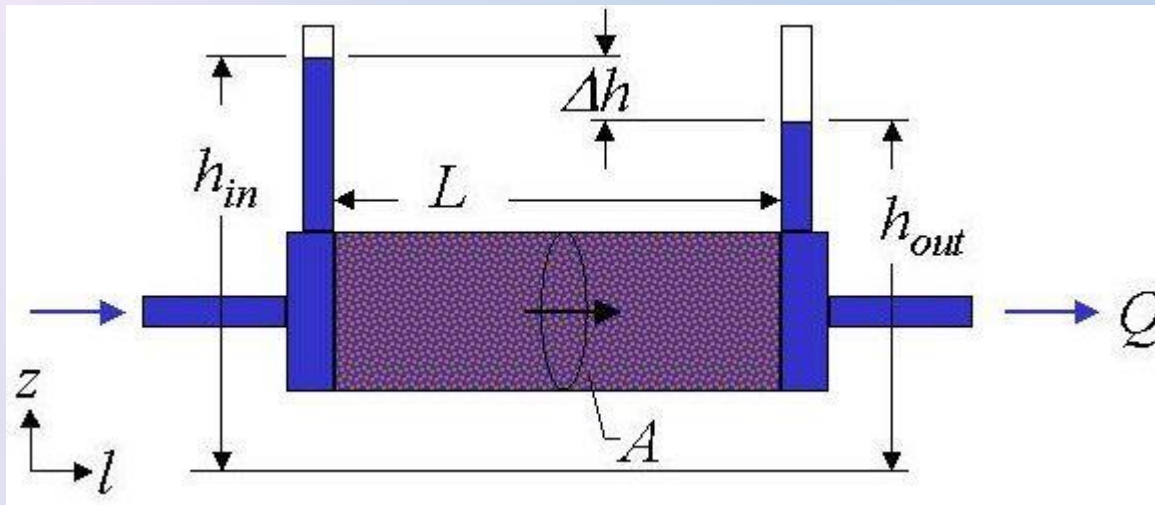


Rapporto tra portata di filtrazione e gradiente idraulico

<http://www.idrogeologia.net/schede-idrogeologia/idrogeologia-teoria/coefficiente-permeabilita/coefficiente-permeabilita.php>

Il cilindro verticale di destra è munito di 4 sfioratori, posti ad una quota di 0.3, 0.4, 0.5 e 0.6 metri dalla base dell'apparecchio, che possono essere aperti o chiusi. L'acqua in uscita dagli sfioratori può essere raccolta in un recipiente graduato e la portata di filtrazione misurata mediante metodo volumetrico. Nelle condizioni iniziali si immagina che sia aperto il primo sfioratore e in queste condizioni il livello dell'acqua nel tubo verticale di sinistra è uguale al livello dell'acqua nel tubo verticale di destra. Visto che non esiste differenza di carico idraulico fra le estremità del cilindro di sabbia, non si può innescare alcun fenomeno di filtrazione e la portata defluita attraverso il provino è nulla. Se si apre il secondo sfioratore, l'acqua nel cilindro di destra si abbassa e di conseguenza fra le estremità del cilindro si genera una differenza di carico idraulico, che nel caso dell'esempio risulta di 0.1 metri. La differenza di carico idraulico innesca un processo di filtrazione e l'acqua defluita può essere misurata tramite il recipiente graduato. Procedendo in modo analogo si aprono il terzo e poi il quarto sfioratore e si osserva che all'aumentare della differenza di carico idraulico fra le estremità del cilindro aumenta la portata di filtrazione.

Legge di Darcy



$$Q = AK \frac{\Delta h}{L}$$

dove

Q = portata = volume d'acqua che passa attraverso una sezione nell'unità di tempo (m^3/s)

A = sezione del tubo, perpendicolare a L (m^2)

K = conducibilità idraulica (m/s)

l = percorso del flusso (m)

h = carico idraulico (m)

Δ = rappresenta il cambiamento di h lungo il percorso L

$\Delta h/L = i$ = gradiente idraulico

La **legge di Darcy** descrive il moto di un fluido in un mezzo poroso. Essa asserisce che in un **acquifero teorico** (poroso, continuo, isotropo e poggiante su un substrato impermeabile) di sezione A e nel quale la falda defluisca in **moto laminare**, la portata Q è inversamente proporzionale alla lunghezza dell'acquifero L ed è direttamente proporzionale alla perdita di carico piezometrico Δh , cioè

$$Q = k \times A \times i \quad i = \frac{\Delta h}{L}$$

dove

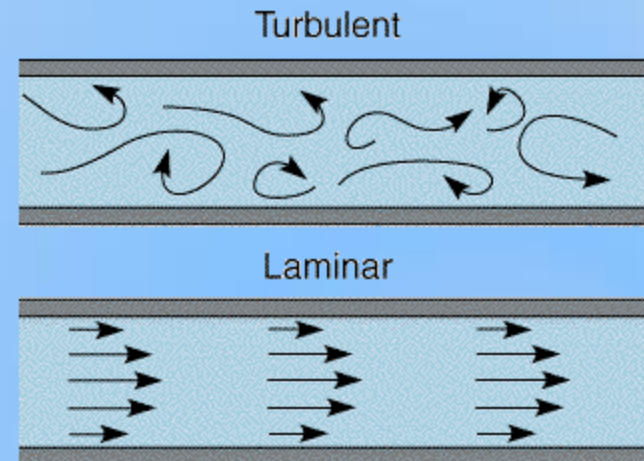
k = coefficiente di permeabilità
(o **conducibilità idraulica**)

i = gradiente idraulico (**adimensionale**)

Scritta in altri termini diventa

$$v = k \times i$$

dove v è la **velocità apparente** del fluido o velocità darcyana.



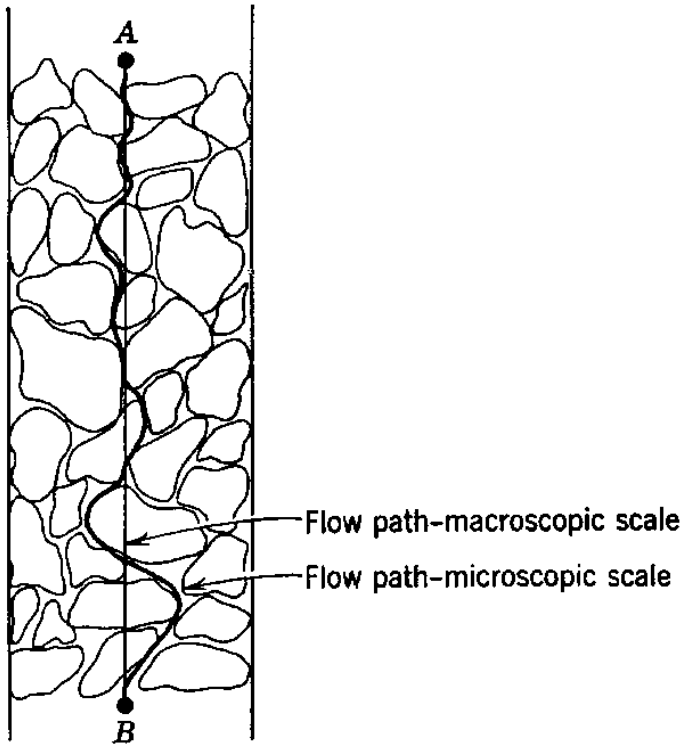


Fig. 17.1 Flow path in soil.

$$v = k \times i$$

v è la velocità apparente con cui l'acqua percorre il tratto AB a livello macroscopico.

Non è la velocità reale.

Coefficiente di conducibilità idraulica k (L, T^{-1}):

quantità d'acqua passante in condizioni di flusso laminare nell'unità di tempo attraverso una sezione unitaria di un mezzo poroso, sotto un gradiente idraulico unitario e condizioni di temperatura standard (usualmente 20°).

$$k = \frac{v}{i}$$

Poiché i è adimensionale in quanto dato dal rapporto tra 2 lunghezze, k assume l'unità di misura di v , quindi k è una velocità e nel caso in cui, come da definizione, $i=1$, allora $k=v$

Si è visto sperimentalmente che la legge di Darcy resta valida in una certa gamma di velocità.

In particolare essa non è verificata nei **moti turbolenti**, ad esempio nei flussi veloci attraverso tubi aperti, né in quelli estremamente lenti, come in certe argille a bassa permeabilità.

Essa non è inoltre applicabile nei **mezzi non saturi** (ad esempio il terreno tra la superficie del terreno ed il tetto della falda freatica).

La velocità darcyana è definita come flusso attraverso area unitaria del mezzo poroso, e nell'esperimento di Darcy, l'area della sezione è tutta quella del campione.

Se immaginiamo il mezzo poroso come una scatola, il flusso darcyano è la velocità con la quale il fluido scorre da una faccia a quella opposta della scatola, senza fornire indicazioni su quanto succede all'interno.

Dato che il campione è poroso l'acqua si sposta attraverso i canalicoli ed attorno alle particelle solide con una velocità maggiore, poiché la sezione libera è minore.

Quindi, la **velocità darcyana è minore rispetto a quella reale**.

Sforzi - Deformazioni



Stress





Sforzo

“Ancora un piccolo sforzo e poi al ferro vecchio!”

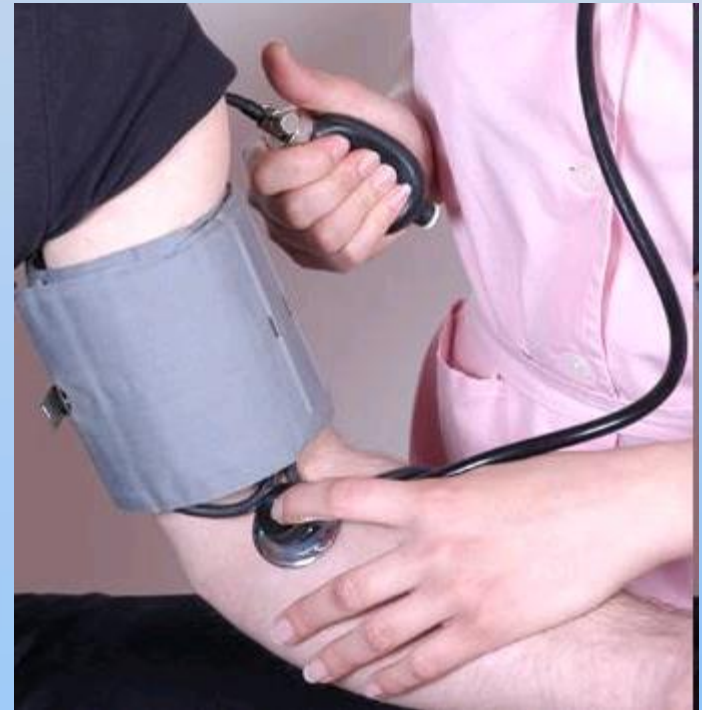


“Ancora 20 km e poi siamo arrivati. Resistete!”

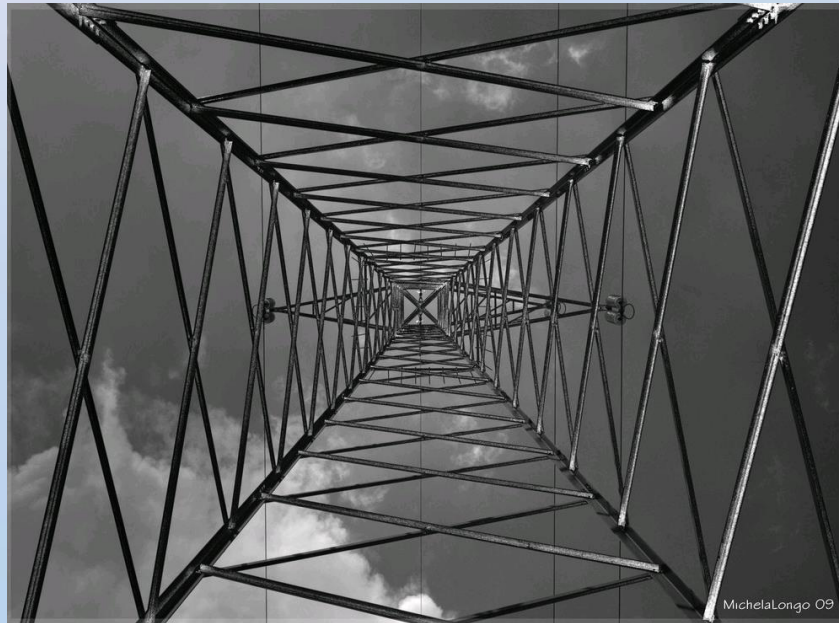


Carico



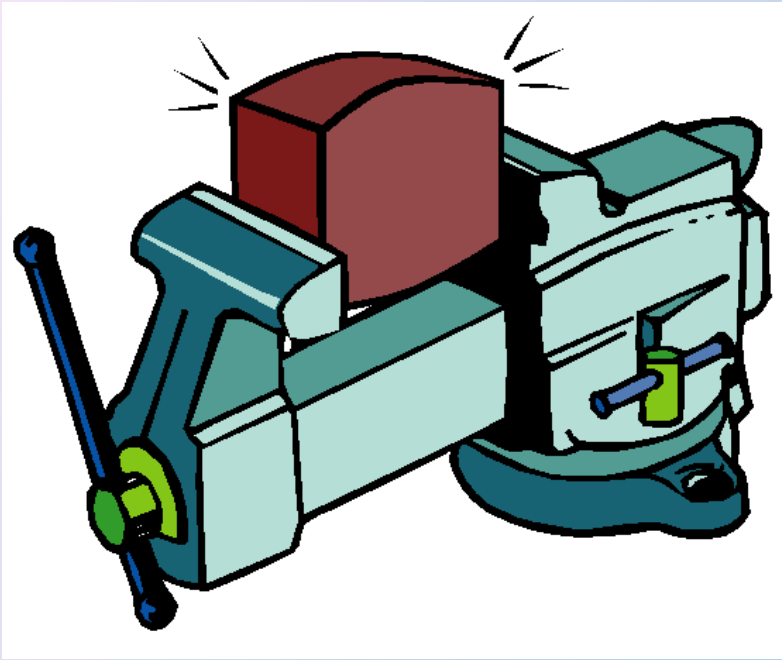


Pressione

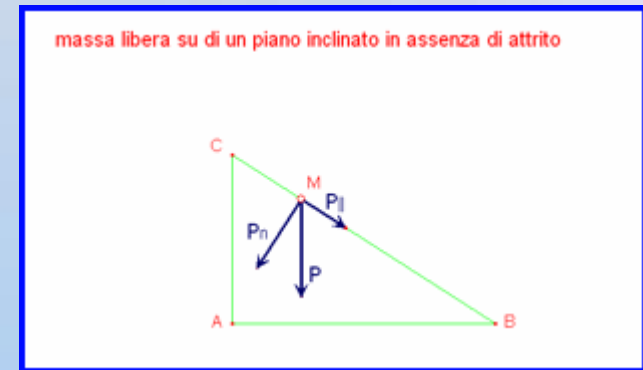
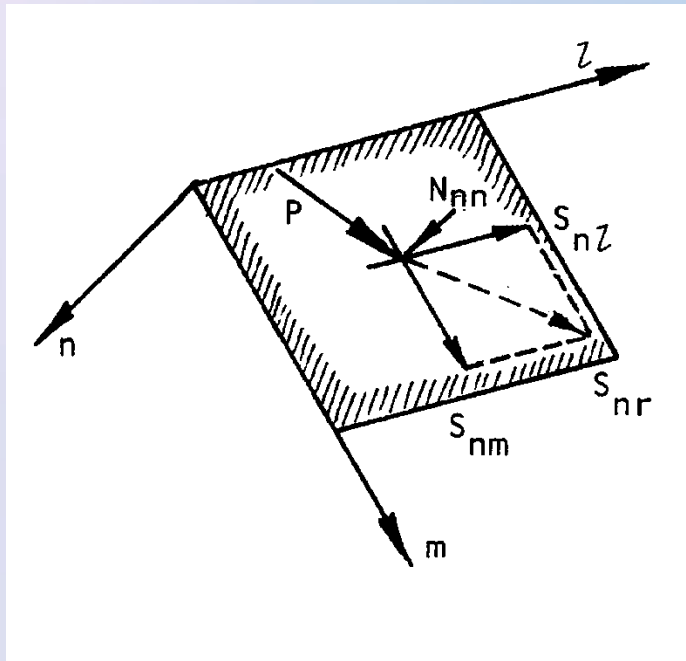


Tensione





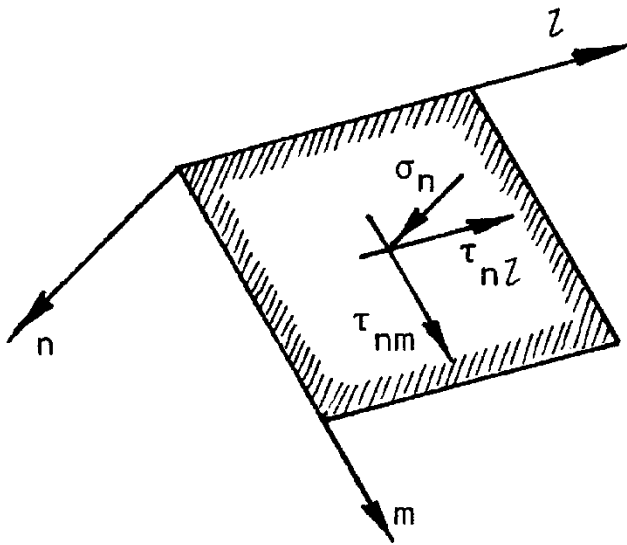
Applicando uno sforzo (stress – carico - pressione) crescente al mattone questo, superata una certa soglia di carico (sforzo – stress - pressione) applicato, si rompe.



Scomposizione di una forza P in
 una componente normale N e
 due componenti tangenziali S .

Nel caso delle componenti normali gli indici indicano la direzione parallela agli assi di riferimento.

Nel caso delle componenti tangenziali il primo indice indica il piano di giacitura (nel nostro caso il piano è perpendicolare alla direzione n); il secondo indice individua la direzione del vettore.



Si definisce **sforzo**, **stress**, **tensione**, **pressione**, **carico**, la grandezza ottenuta dal rapporto tra la forza e la superficie su cui la forza agisce.

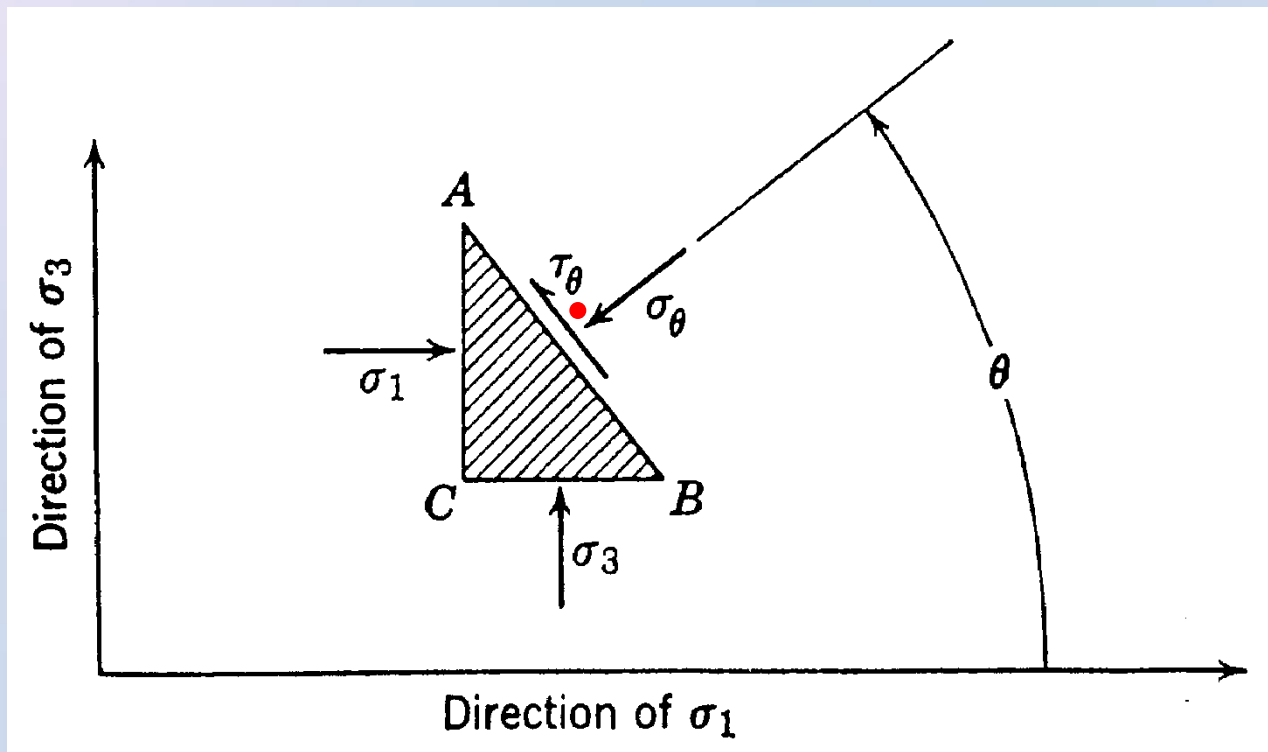
L'unità di misura dello stress è il **Pascal** = N/m^2

$$\sigma_n = \frac{N_{nn}}{A}$$

$$\tau_{nm} = \frac{S_{nm}}{A}$$

$$\tau_{nl} = \frac{S_{nl}}{A}$$

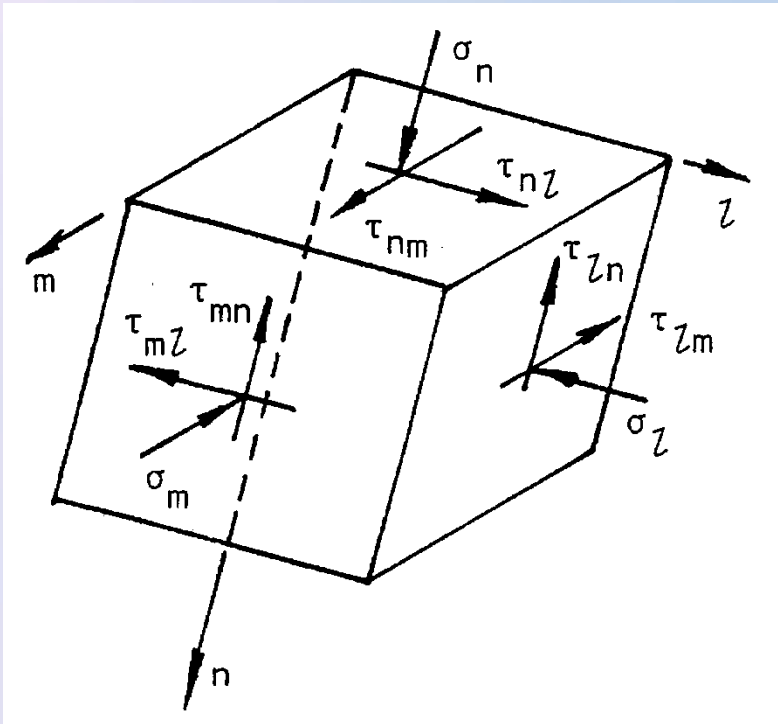
Lo sforzo quindi non è altro che la forza che agisce sull'unità di superficie.



σ è **positivo** quando è di compressione, cioè diretto verso l'interno del corpo.

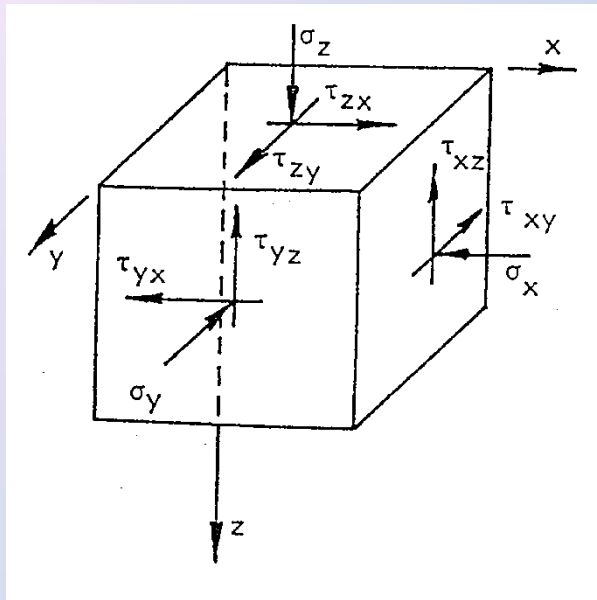
τ è **positivo** quando provoca una rotazione oraria intorno ad un punto sopra al piano su cui agisce.

Definizione di **stato tensionale** (stato di sollecitazione) in un punto



Simuliamo un punto all'interno di un corpo sollecitato considerando un elemento infinitamente piccolo, avente la forma di un cubo.

Sul cubo agiscono 18 sforzi (3 per ogni faccia).



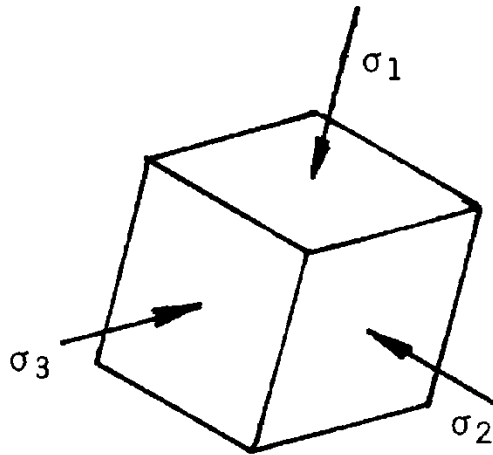
Per l'equilibrio alla traslazione gli sforzi incogniti diventano 9 in quanto, se l'elemento di terreno è fermo, gli sforzi che si trovano nelle 3 facce nascoste del cubo sono uguali e contrari a quelli presenti sulle facce visibili.

Per l'equilibrio alla rotazione gli sforzi incogniti diventano 6 in quanto:

$$\tau_{yx} = \tau_{xy} \quad \tau_{zy} = \tau_{yz} \quad \tau_{xz} = \tau_{zx}$$

Ne deriva che, per conoscere completamente lo stato tensionale in un punto, è necessario conoscere le 6 componenti dello sforzo

$$\sigma_x \quad \sigma_y \quad \sigma_z \quad \tau_{xy} \quad \tau_{yz} \quad \tau_{zx}$$



$$\tau_{12} = \tau_{23} = \tau_{31} = 0$$

Principal element

È possibile dimostrare matematicamente che, qualunque sia lo stato tensionale in un punto, esistono sempre 3 piani, mutuamente ortogonali, sui quali agiscono solo sforzi normali, e non sforzi tangenziali.

Tali piani vengono definiti **piani principali** e gli sforzi sono definiti **sforzi principali**.

Gli sforzi principali generalmente vengono indicati con le sigle σ_1 , σ_2 e σ_3

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$$

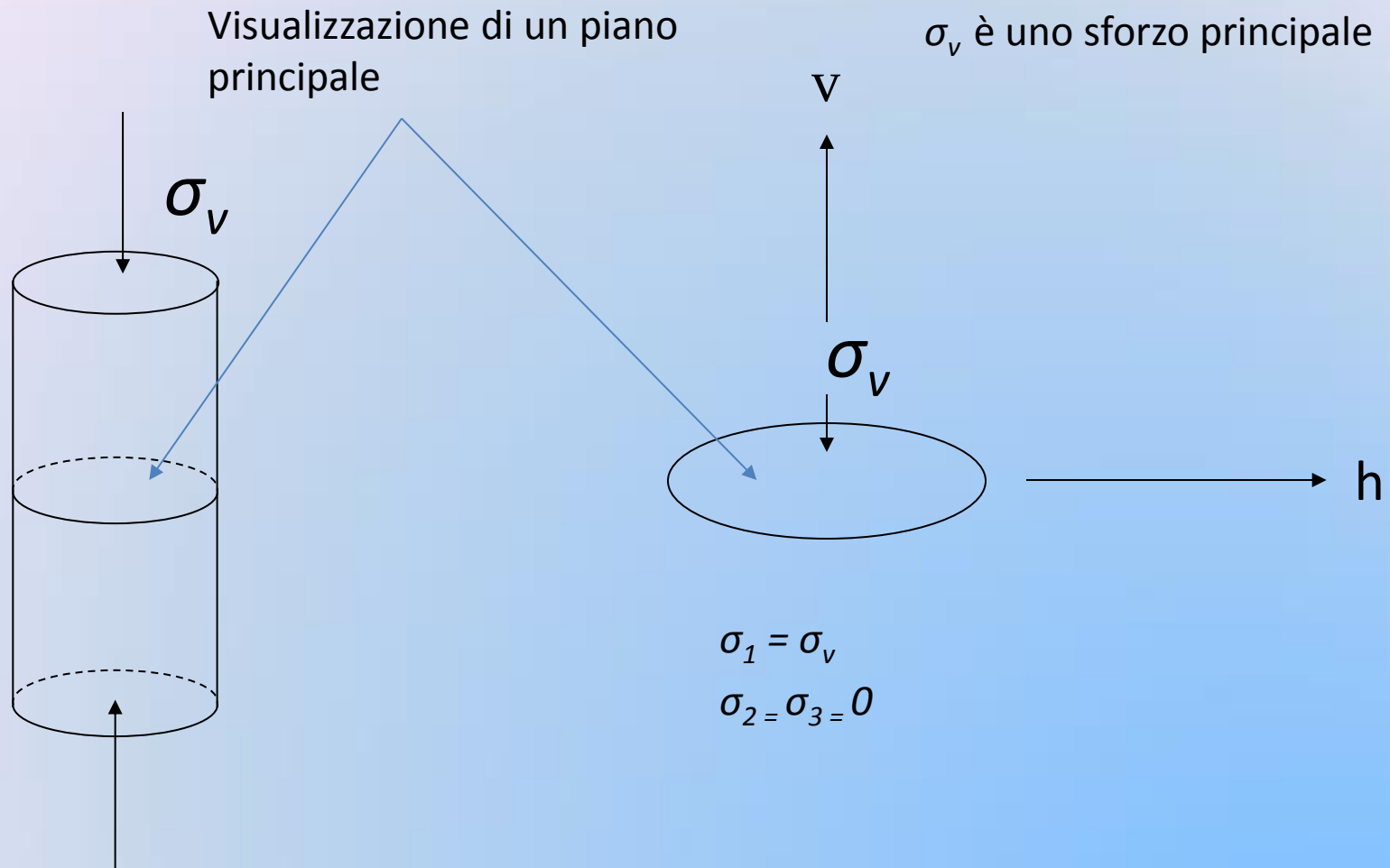


Sforzo di tipo idrostatico

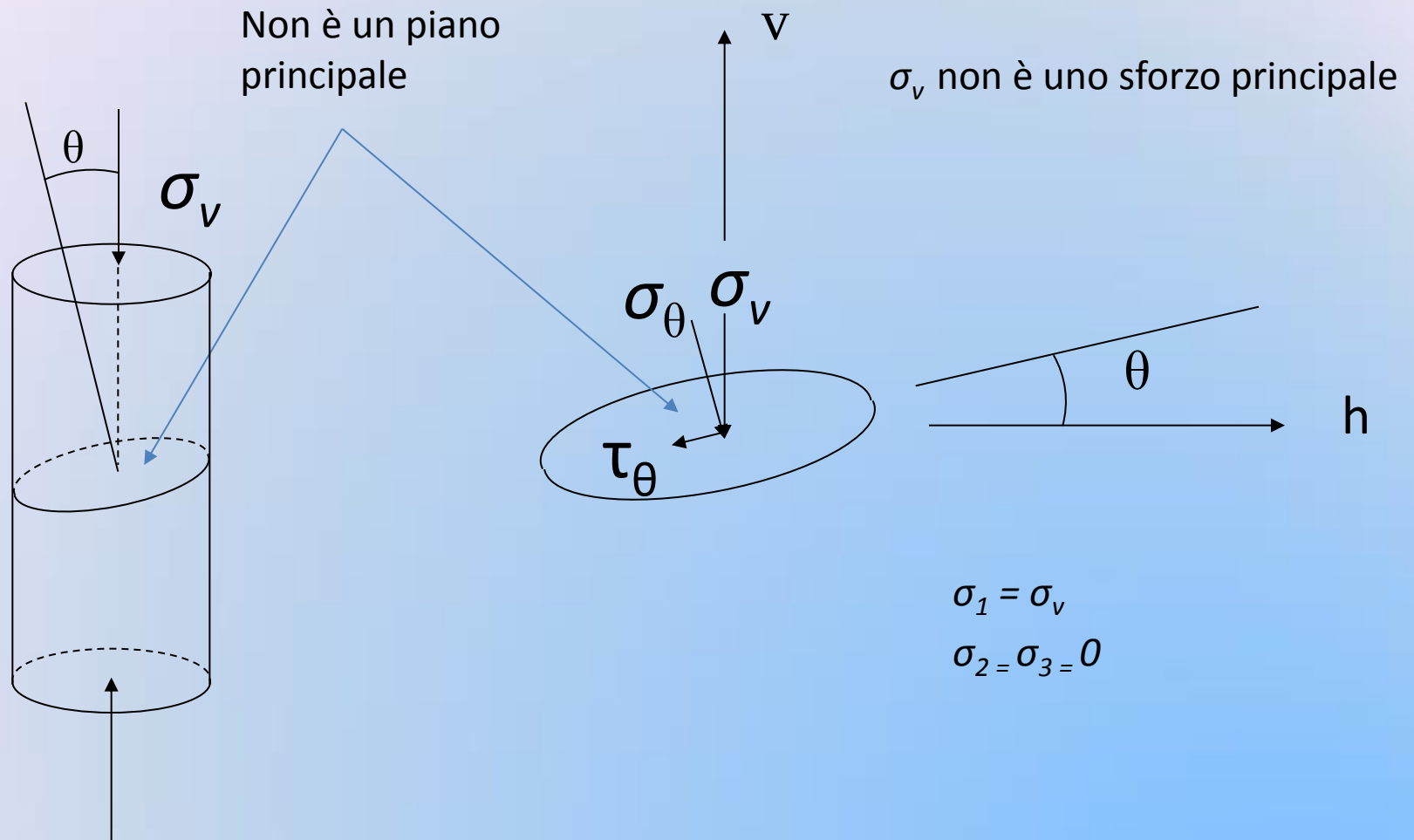
$$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$$



Sforzo di tipo deviatorico

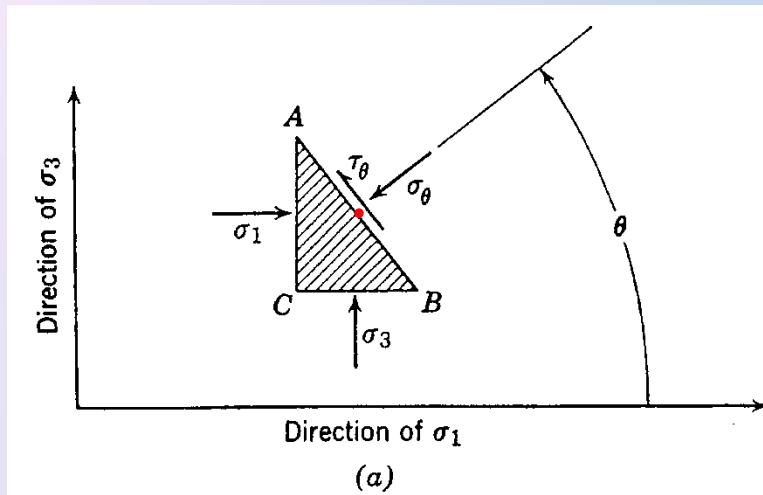


In queste condizioni sul piano orizzontale esiste solo uno sforzo di compressione



In questa situazione la parte superiore del provino tende a scivolare su quella inferiore lungo il piano inclinato di un angolo θ in quanto su tale piano esiste uno sforzo di taglio che provoca lo scivolamento.

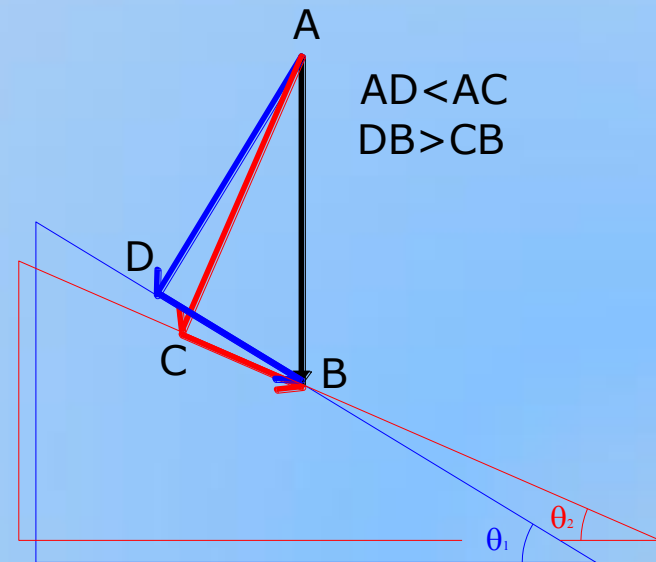
Analisi bi-dimensionale dello stato tensionale in un punto*



Dati gli sforzi principali σ_1 e σ_3 come da figura, sul piano AB passante per il punto di interesse e la cui normale è inclinata di un angolo θ rispetto alla direzione di azione di σ_1 , agiscono gli sforzi σ_θ e τ_θ

* nell'analisi bidimensionale degli stati tensionali non si considera lo stress σ_2 in quanto intermedio tra σ_1 e σ_3

Mantenendo costanti gli sforzi principali, al variare dell'angolo θ , variano anche gli sforzi che agiscono sul piano AB



REGOLA GENERALE

Conoscendo gli sforzi principali in un punto, è sempre possibile ricavare gli sforzi che agiscono su un qualunque piano passante per quel punto

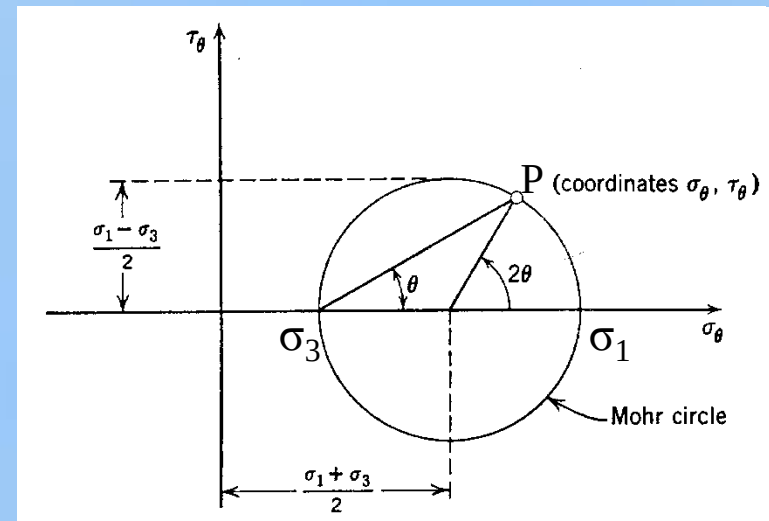
$$\sigma_{\theta} = \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_3 \sin^2 \theta = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta$$

$$\tau_{\theta} = (\sigma_1 - \sigma_3) \sin \theta \cos \theta = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta$$

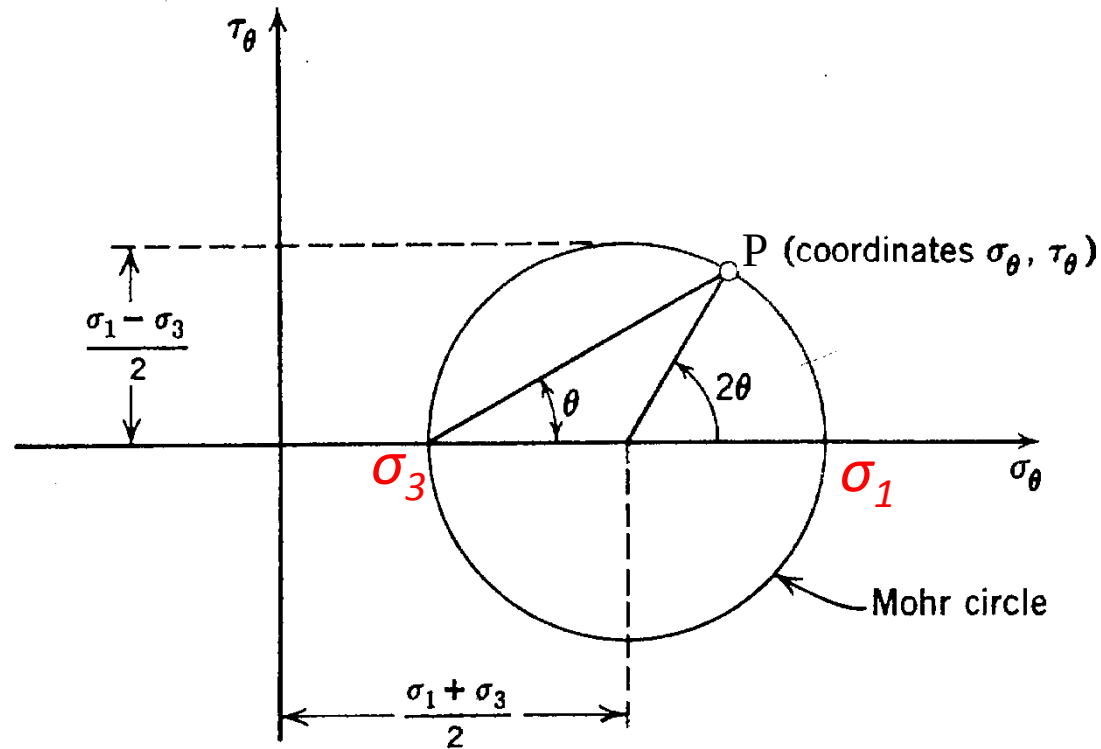
Queste formule, che derivano dalla statica, descrivono un cerchio avente come **centro** il punto di coordinate:

$$\left(\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}, 0 \right)$$

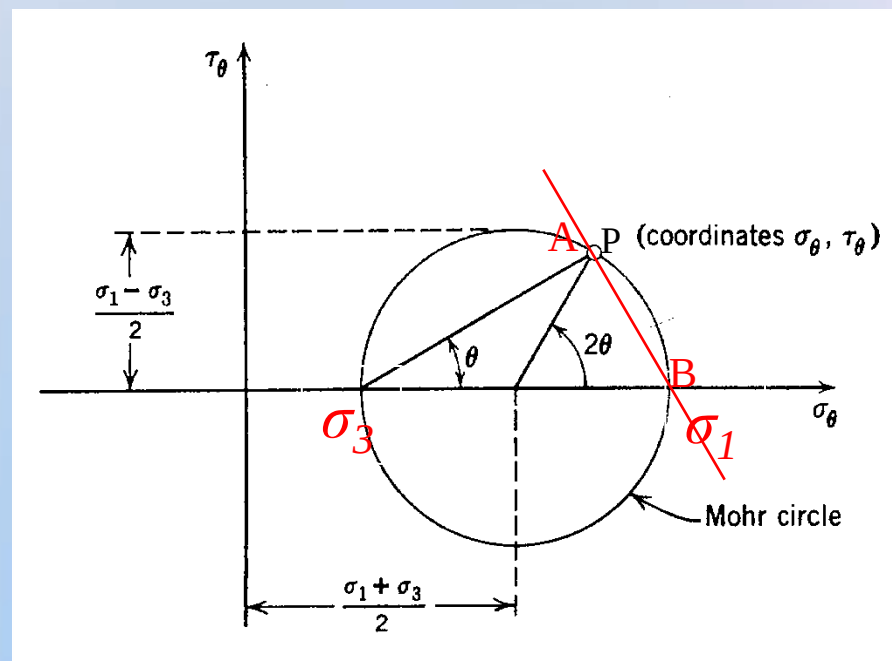
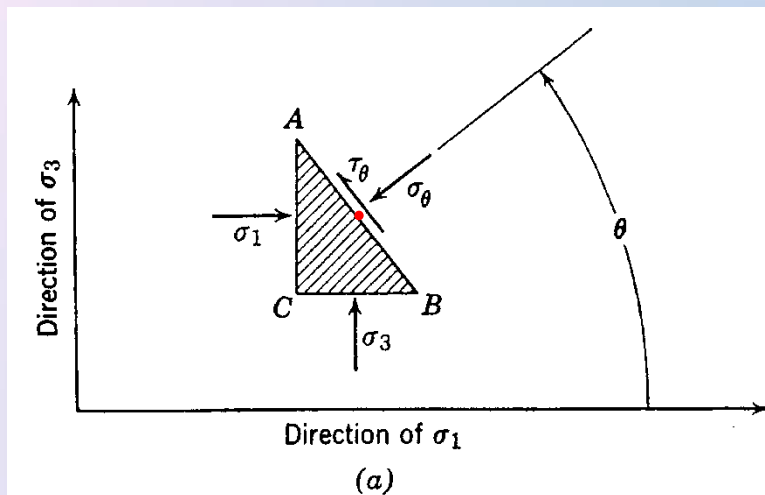
e **raggio** la quantità: $\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$



Cerchio di Mohr

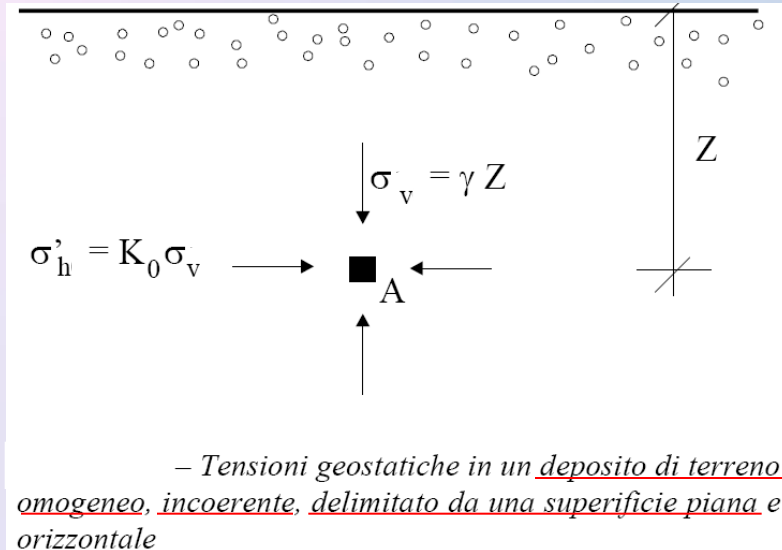


È un **metodo grafico** che consente di avere i valori degli sforzi che agiscono in un punto, al variare dell'orientazione del piano considerato passante per quel punto.



Ogni punto P della circonferenza ha coordinate $(\sigma_\theta, \tau_\theta)$ il cui valore è uguale all'intensità dei 2 sforzi che agiscono su un piano la cui normale forma un angolo θ con la direzione in cui agisce lo sforzo principale maggiore.

Tensioni geostatiche



Se il deposito sedimentario ha subito solo il carico del sedimento sovrapposto (Normal Consolidato NC), sull'elemento A agiscono:

- la tensione verticale $\sigma_v = \gamma Z$ (γ peso specifico del terreno; γZ è il peso della colonna di terreno soprastante A);
- la tensione orizzontale $\sigma_h = K_0 \sigma_v$.

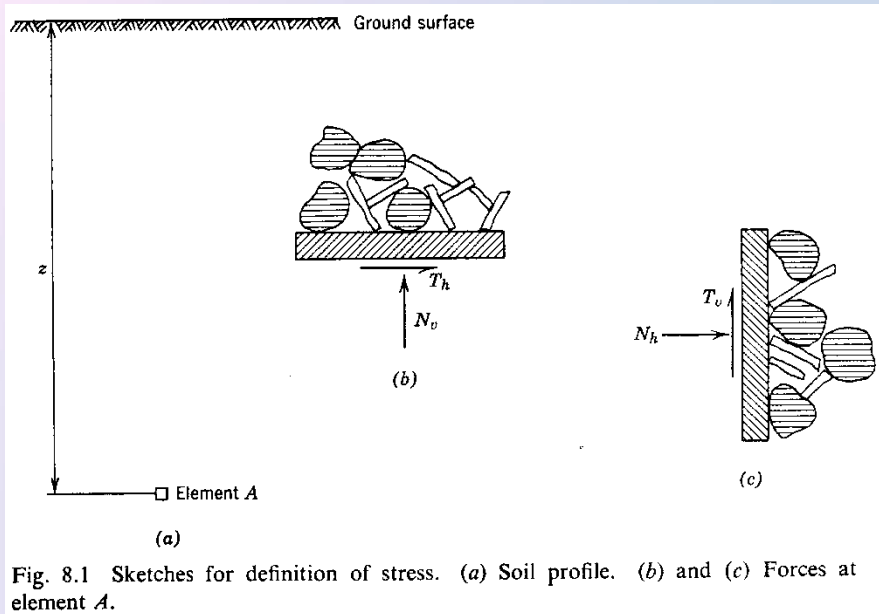
Pertanto il **coefficiente di spinta a riposo** K_0 è definibile come:

$$K_0 = \frac{\sigma_h}{\sigma_v}$$

La tensione verticale σ_v corrisponde alla tensione principale maggiore σ_1 , mentre la tensione orizzontale σ_h corrisponde alla tensione principale minore σ_3 .

Il coefficiente di spinta a riposo K_0 può essere stimato mediante formule empiriche e per terreni NC varia tra 0.4 e 0.8.

Natura degli sforzi all'interno del terreno



Se l'elemento A, un cubo infinitamente piccolo con facce di lato a , che si trova ad una profondità z all'interno del terreno, fosse uno strumento per la misura degli sforzi, quello che misurerebbe sulle facce orizzontali e sulle facce verticali sarebbe quello che si vede nelle figure (b) e (c).

N_v e N_h sono le forze normali verticale e orizzontale

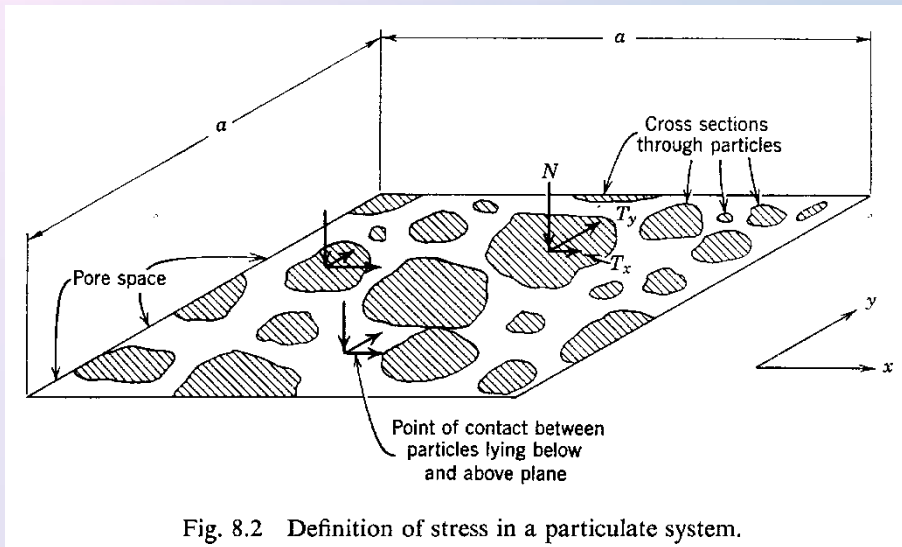
T_v e T_h sono le forze tangenziali, o di taglio, nelle direzioni verticale e orizzontale

$$\sigma_v = \frac{N_v}{a^2}$$

$$\sigma_h = \frac{N_h}{a^2}$$

$$\tau_v = \frac{T_v}{a^2}$$

$$\tau_h = \frac{T_h}{a^2}$$



Le forze N_v , N_h , T_v e T_h sono trasmesse interamente attraverso lo scheletro minerale, a meno che l'acqua all'interno dei pori non sia in pressione. In particolare la trasmissione avverrà nei **punti di contatto** tra le particelle.

Di conseguenza la forza N complessiva e la forza T complessiva saranno date dalla somma di tutte le forze N e di tutte le forze T che si sviluppano nei punti di contatto tra le particelle.

Se immaginiamo che la superficie di area a^2 passi per i punti di contatto, allora gli sforzi che agiscono su tale superficie saranno dati da:

$$\sigma = \frac{\Sigma N}{a \times a} \quad \tau_x = \frac{\Sigma T_x}{a \times a} \quad \tau_y = \frac{\Sigma T_y}{a \times a}$$

Quanto detto vale per una superficie continua di area a^2 .

In realtà l'area equivalente alla sommatoria dei punti di contatto sarà molto più piccola, dell'ordine dell'1% dell'area complessiva. Di conseguenza, a livello particellare, gli sforzi che agiscono nei punti di contatto sono molto grandi tanto che possono portare a rottura le particelle stesse.

Data l'impossibilità di conoscere quanto avviene nei punti di contatto tra particelle, si considera il terreno come un **mezzo continuo** e si applicano quindi i principi della meccanica del continuo.

Natura delle deformazioni in una terra

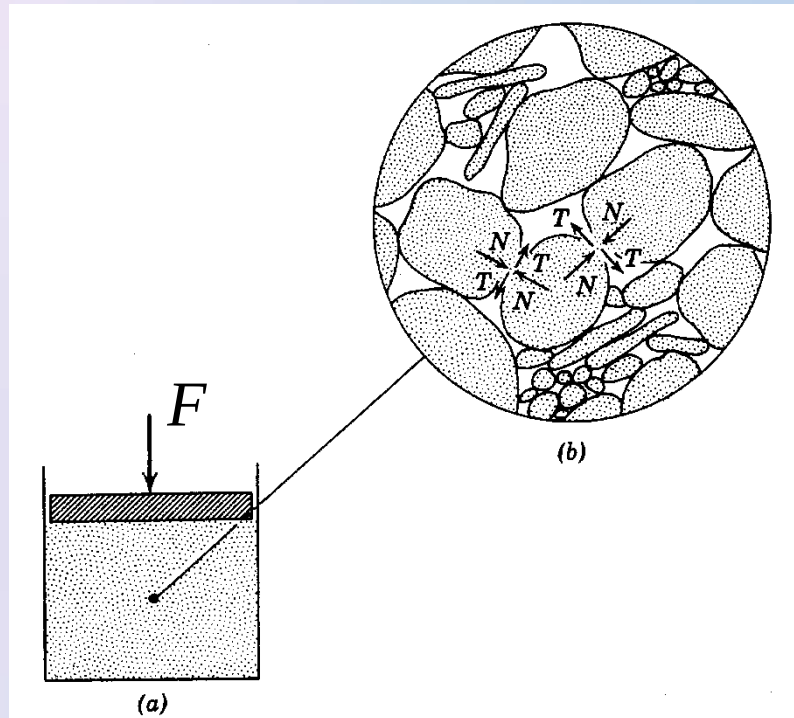


Fig. 2.1 Schematic representation of force transmission through soil. (a) Cross section through box filled with soil. (b) Enlargement through portion of cross section showing forces at two of the contact points.

La forza di compressione complessiva (a) si trasmette tra le particelle nei punti di contatto.

Sul piano passante per il punto di contatto tra 2 particelle e tangente alle particelle stesse si sviluppano le componenti normale e tangenziale della forza complessiva F (b).

La componente N tende a tenere unite le particelle, mentre la componente T tende a farle muovere l'una rispetto all'altra.

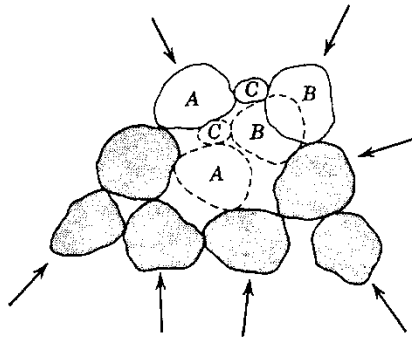
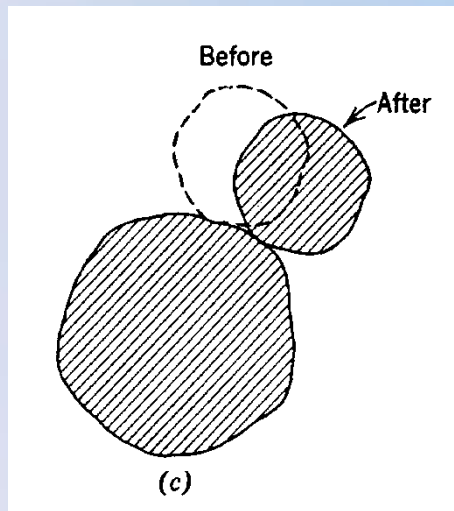
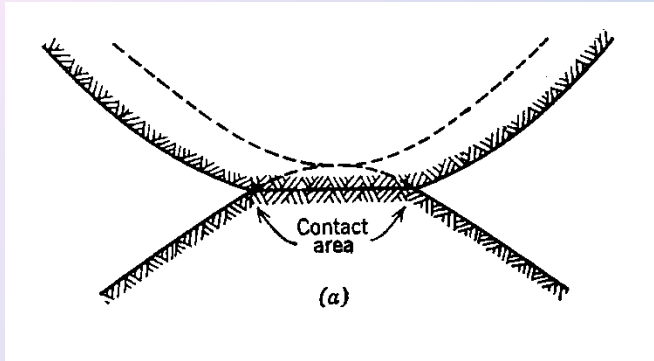


Fig. 10.2 Collapse of an unstable array of particles.

A livello dell'intero **aggregato granulare** la prima conseguenza di una forza applicata come nella figura precedente è un collasso delle particelle che “cadono” andando a riempire gli spazi vuoti (addensamento della terra granulare).



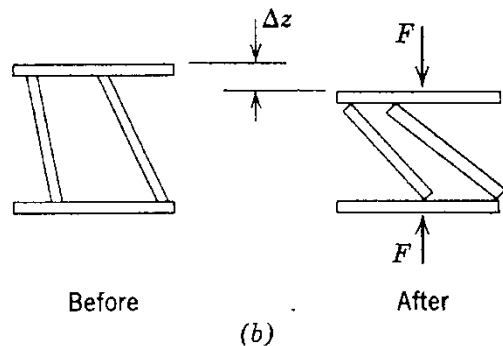
Esiste quindi un movimento relativo tra le particelle dovuto allo scivolamento di una particella sull'altra. Tale scivolamento è in assoluto il responsabile maggiore della deformazione complessiva del terreno sottoposto a sollecitazione.



Nel caso di terreno granulare poi si ha una deformazione delle particelle stesse, a causa del grande stress che si sviluppa nei punti di contatto.

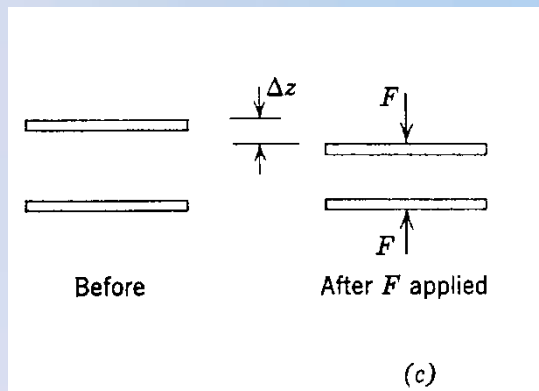
Se lo sforzo esistente è al di sotto di una certa soglia, che dipende dalla durezza del minerale di cui è composto il granulo, si hanno **deformazioni elastiche**, cioè deformazioni che rientrano quando lo sforzo viene a mancare.

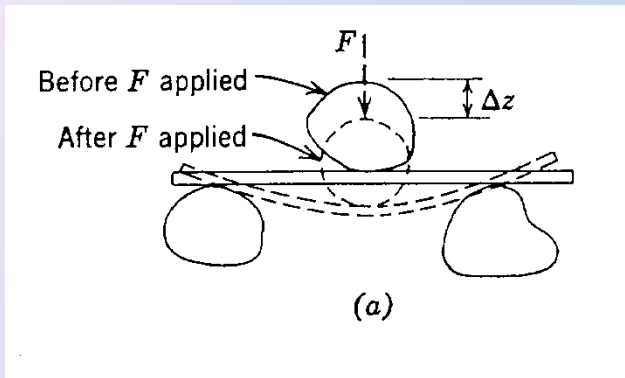
Al di sopra della soglia, si ha una **deformazione plastica**, cioè una deformazione permanente, anche in assenza dello sforzo che l'ha provocata. Tale deformazione può arrivare fino alla rottura del granulo stesso.



Se il **terreno è argilloso** la deformazione complessiva è dovuta ad una riorientazione delle particelle (b) o ad un avvicinamento delle particelle stesse (c).

In entrambi i casi, se la forza applicata è verticale (per esempio il peso stesso del terreno soprastante), si ottiene un abbassamento complessivo del terreno.





Nel caso in cui il **terreno sia misto**, il tipo di deformazione complessiva sarò dato dalla sommatoria di quanto descritto per terreno granulare e per terreno argilloso, con in più il fenomeno descritto dalla figura a fianco.

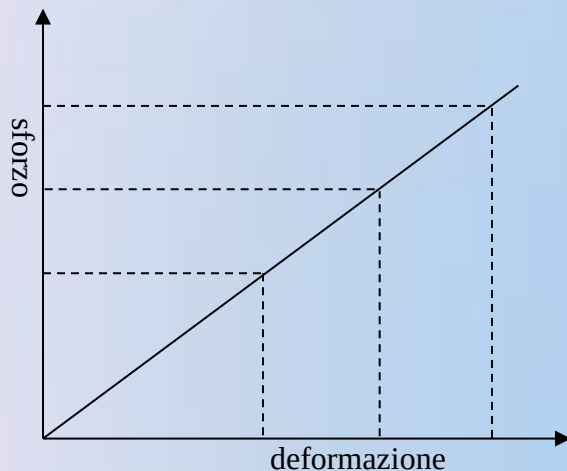
Si tratta di una deformazione delle particelle lamellari, che si piegano in quanto più plastiche e quindi più deformabili dei granuli.

Come conseguenza finale dell'applicazione di uno sforzo ad un terreno si ottiene una **diminuzione del suo volume**.

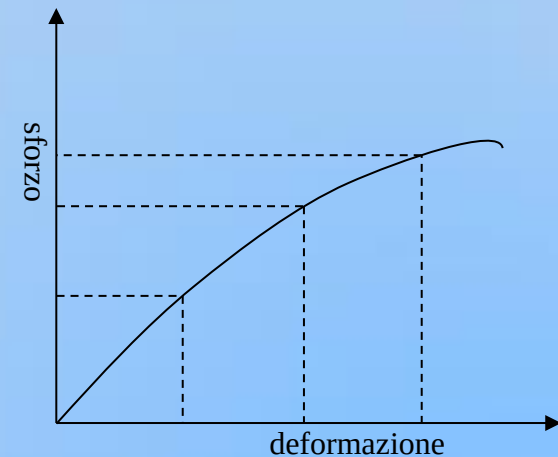
Conseguenza della natura particellare delle terre sulla loro deformazione

La deformazione di una terra è controllata dalle interazioni tra le particelle individuali, in modo particolare dallo scivolamento tra le particelle.

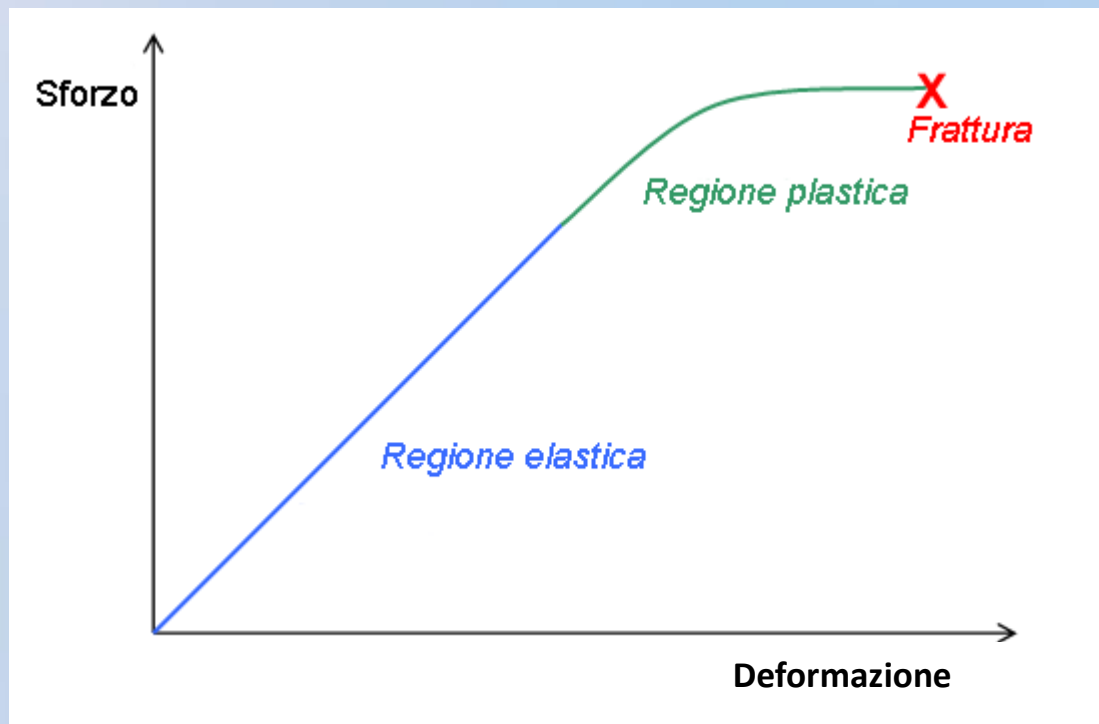
Poiché lo scivolamento è una deformazione non lineare e irreversibile, risulta evidente che il **comportamento sforzo – deformazione** (stress – strain) di una terra sia fortemente **non lineare e irreversibile**.



**Deformazione elastica:
lineare e reversibile**

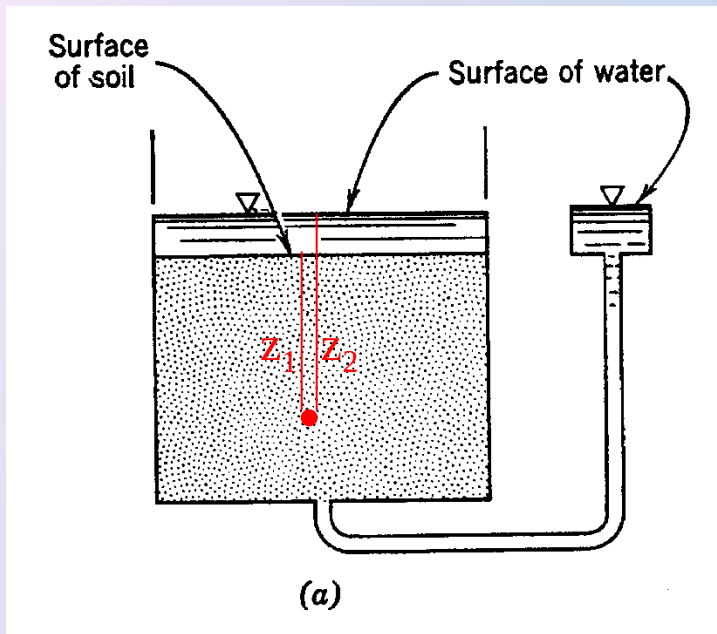


**Deformazione plastica:
non lineare e irreversibile**



Principio degli sforzi efficaci

Consideriamo una terra i cui pori siano completamente riempiti di acqua: la terra è satura.



Nel caso sperimentale in cui non ci sia flusso, l'unico sforzo che agisce tra le particelle è quello dovuto al peso dello scheletro minerale (z_1) e dell'acqua (z_2) che si trovano al di sopra dell'elemento di terreno considerato.

In modo particolare la pressione dell'acqua nei pori in ogni punto è data dal peso specifico dell'acqua stessa moltiplicata per la profondità a cui si trova il punto considerato:

Pressione di tipo idrostatico.

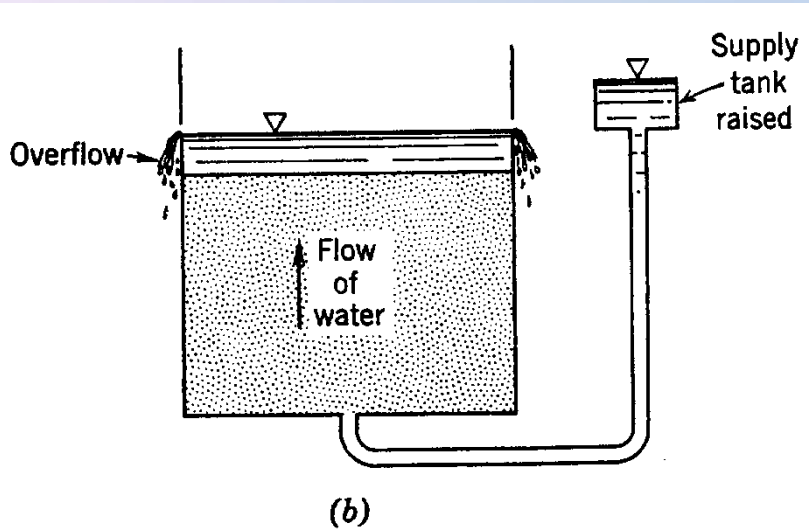
Pressione idrostatica, u_0 (F L⁻²):

pressione in un liquido in condizioni statiche; prodotto del peso specifico del liquido e della differenza di elevazione tra un dato punto e la superficie piezometrica.

$$u_0 = \gamma_w \cdot z = \frac{W_w}{V_w} \cdot z$$



La pressione idrostatica è la pressione esercitata da un liquido in tutte le direzioni sulle pareti del recipiente che lo contiene. Tale pressione varia con il variare dell'altezza della colonna di liquido: nel punto più basso del recipiente la pressione è maggiore perché è più alta la colonna di liquido, in un punto più alto la pressione sarà minore.

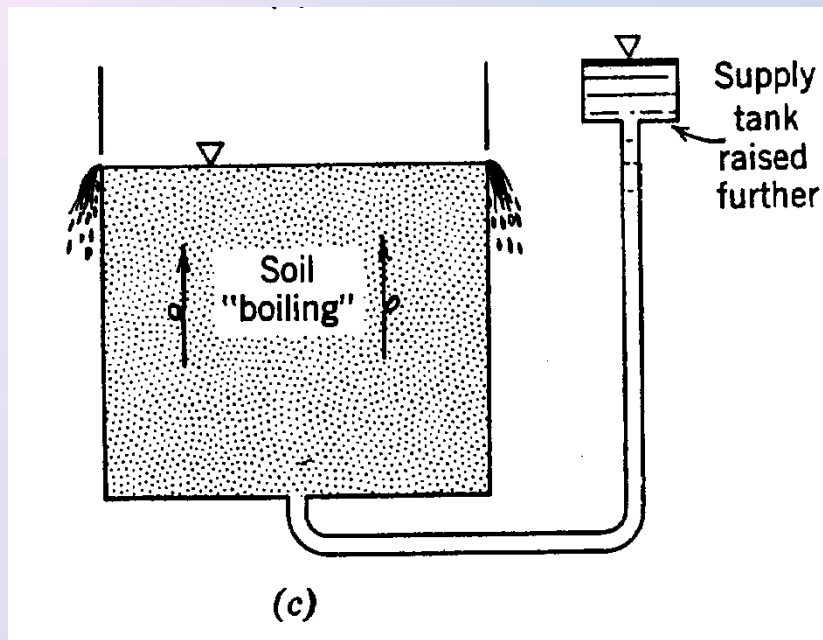


Consideriamo il caso in cui ci sia un flusso d'acqua verso l'alto.

Nel caso in cui la velocità del flusso sia basso in relazione alla permeabilità della terra, l'acqua fluirà, senza interagire con lo scheletro minerale.

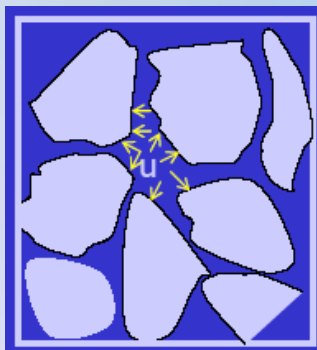
Vale la legge di Darcy.

L'acqua nei pori non entrerà in pressione e le superfici di contatto tra le particelle resteranno inalterate, così come gli sforzi agenti tra le particelle.



Se la velocità del flusso supera la capacità dei pori di smaltirla, cioè è superiore alla permeabilità della terra, allora l'acqua nei pori entra in pressione, spinge le particelle lateralmente, provocando un allargamento dei pori.

La conseguenza di questo è che le superfici di contatto tra le particelle diminuiscono perché la **spinta dell'acqua u** è diretta perpendicolarmente alla superficie di contatto, ma con verso opposto rispetto alla componente normale N dello sforzo.



Nel caso in cui la spinta dell'acqua sia sufficientemente alta, le particelle non saranno più in contatto e il terreno si comporterà come un fluido.

Il **principio degli sforzi efficaci** dice che lo sforzo totale in un punto è dato dallo sforzo dovuto al peso dello scheletro minerale e dell'acqua + lo sforzo dovuto alla pressione dell'acqua.

$$\sigma = \sigma' + u$$

Di conseguenza, in un terreno saturo, i cui spazi interstiziali siano riempiti completamente d'acqua, agisce nello scheletro solido una tensione (sforzo) efficace σ' data da:

$$\sigma' = \sigma - u$$

dove σ è la tensione totale agente ortogonalmente a qualsiasi piano passante per un generico punto, e u è la pressione dell'acqua nel medesimo punto.

In un terreno asciutto, o in un terreno saturo in cui l'acqua fluisce con una velocità inferiore alla conducibilità idraulica (permeabilità) del terreno, la pressione u è nulla e lo sforzo totale è uguale allo sforzo efficace.

La denominazione “sforzi efficaci” è dovuta al fatto che sia la resistenza che la deformabilità delle rocce sature sono governate da σ' e non da σ .

Poiché u_0 non ha influenza sulle caratteristiche intrinseche del materiale essa viene anche detta **pressione neutra**.

Conseguenza della natura particellare del suolo

L'acqua può fluire attraverso una terra e così interagire con lo scheletro minerale, alterando il valore delle forze nei punti di contatto tra le particelle e influenzando la comprimibilità e la resistenza al taglio della terra.



kit Anti Stress

**COLPIRE QUI
CON LA TESTA**

Istruzioni:

- 1 Appendere questo kit sul muro o su una porta
- 2 Seguire le istruzioni all'interno del cerchio
- 3 Ripetere il punto 2 per il tempo necessario
- 4 In caso di perdita dei sensi fare una pausa

