

# **Corso di Idrogeologia Applicata**

*Dr Alessio Fileccia*

## **Parametri fondamentali**

**densità, porosità, indice dei vuoti, contenuto d'acqua, grado di saturazione, porosità efficace, conducibilità idraulica, permeabilità, gradiente, portata, viscosità, velocità effettiva e darcyana, numero di Reynolds, permeabilità orizzontale e verticale, isotropia, anisotropia, omogeneità, eterogeneità, immagazzinamento, immagazzinamento specifico, compressibilità**

Le immagini ed i testi rappresentano una sintesi, non esaustiva, dell'intero corso di Idrogeologia tenuto presso il Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine dell'Università di Trieste. Il programma completo prevede, oltre agli argomenti in elenco e per ogni capitolo, una serie di esercizi con applicazione delle formule analitiche, la descrizione di alcuni software specifici per geostatistica, prove di portata, modellistica ed un'uscita con prove pratiche in un campo pozzi. Le lezioni sono periodicamente aggiornate e controllate. Per una versione definitiva, informazioni, segnalazione di errori o commenti, rivolgersi a:

Dr Alessio Fileccia ([geofile@libero.it](mailto:geofile@libero.it))

Per scaricare l'intero corso: [www.disgam.units.it/didattica/insegnamenti-13.php](http://www.disgam.units.it/didattica/insegnamenti-13.php)

*(figure e foto sono dell'autore, se non diversamente specificato)*

**Parametri fondamentali**  
(per un campione nei diversi stadi di aggregazione)

Parametro		Formula
<i>Italiano</i>	<i>Inglese</i>	
Densità, peso di volume (peso spec. apparente o naturale)	Density, specific weight	$\gamma = W/V$ (g/cm <sup>3</sup> )
Peso specifico secco (peso di volume secco)	Dry specific weight, bulk density	$\gamma_d = W_s / V$ (g/cm <sup>3</sup> )
Peso specifico del solido (o dei granuli)	Specific weight of solid, particle density	$\gamma_s = W_s / V_s$ (g/cm <sup>3</sup> ) $\gamma_s = G\gamma_w$
Gravità specifica, peso specifico dei grani	Specific gravity	$G = \gamma_s / \gamma_w$ (adimensionale)
Porosità	Porosity	$n = V_v / V$ ; $n = e / (1 + e)$ (adim.)
Indice dei vuoti	Void ratio	$e = V_v / V_s$ ; $e = n / (1 - n)$ (adim.)
Contenuto d'umidità	Moisture content	$w = W_w / W_s$ (adimensionale)
Grado di saturazione	Saturation index	$S_i = V_w / V_v$ (adimensionale)
Porosità efficace	Effective porosity, specific yield	$n_e = V_v / V$ (adimensionale)

(Idrogeologia: parametri fondamentali)

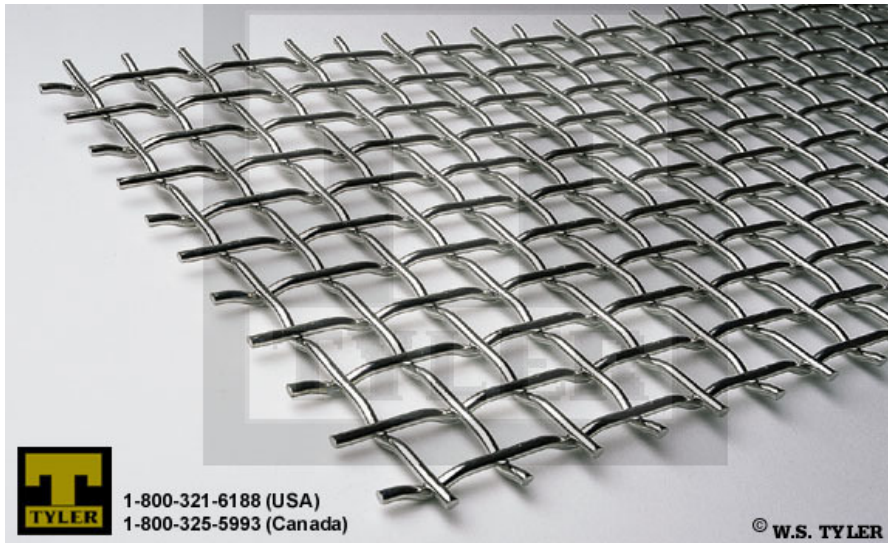
## La setacciatura

Si usa per costruire la curva granulometrica, cioè la frequenza percentuale delle diverse classi di diametro delle particelle di un materiale incoerente.

Si utilizzano 6-8 setacci impilati e sottoposti ad agitazione. I granuli passano attraverso le maglie dei setacci a seconda della loro dimensione. Le aperture sono via via inferiori nella parte bassa.



**Setacciatore**

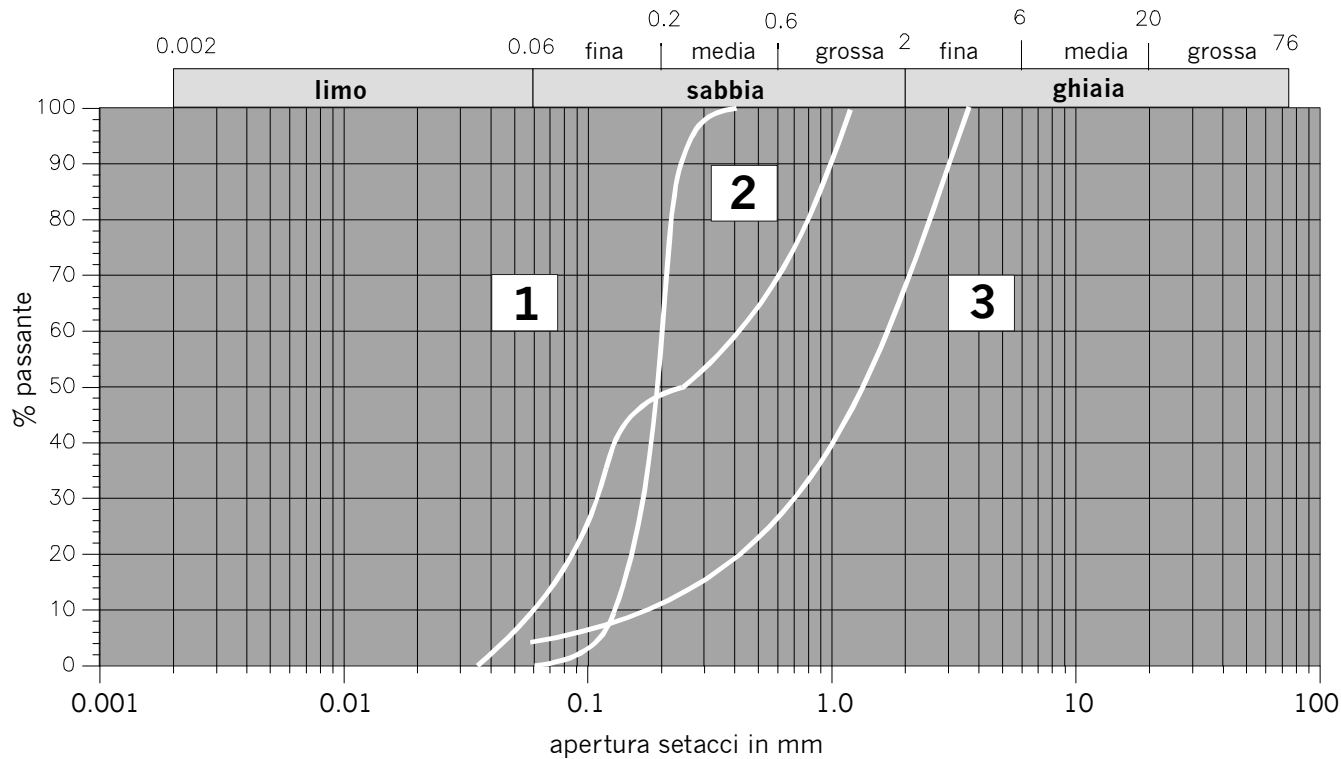


Alla fine della setacciatura il materiale raccolto in ogni setaccio di maglia nota viene pesato. Se la densità del sedimento è assunta costante, il valore ponderale è proporzionale al volume  $\rightarrow m = V \cdot \rho_s$

**Particolare della maglia di un setaccio**

*(Idrogeologia: parametri fondamentali)*

## Uniformità delle curve granulometriche

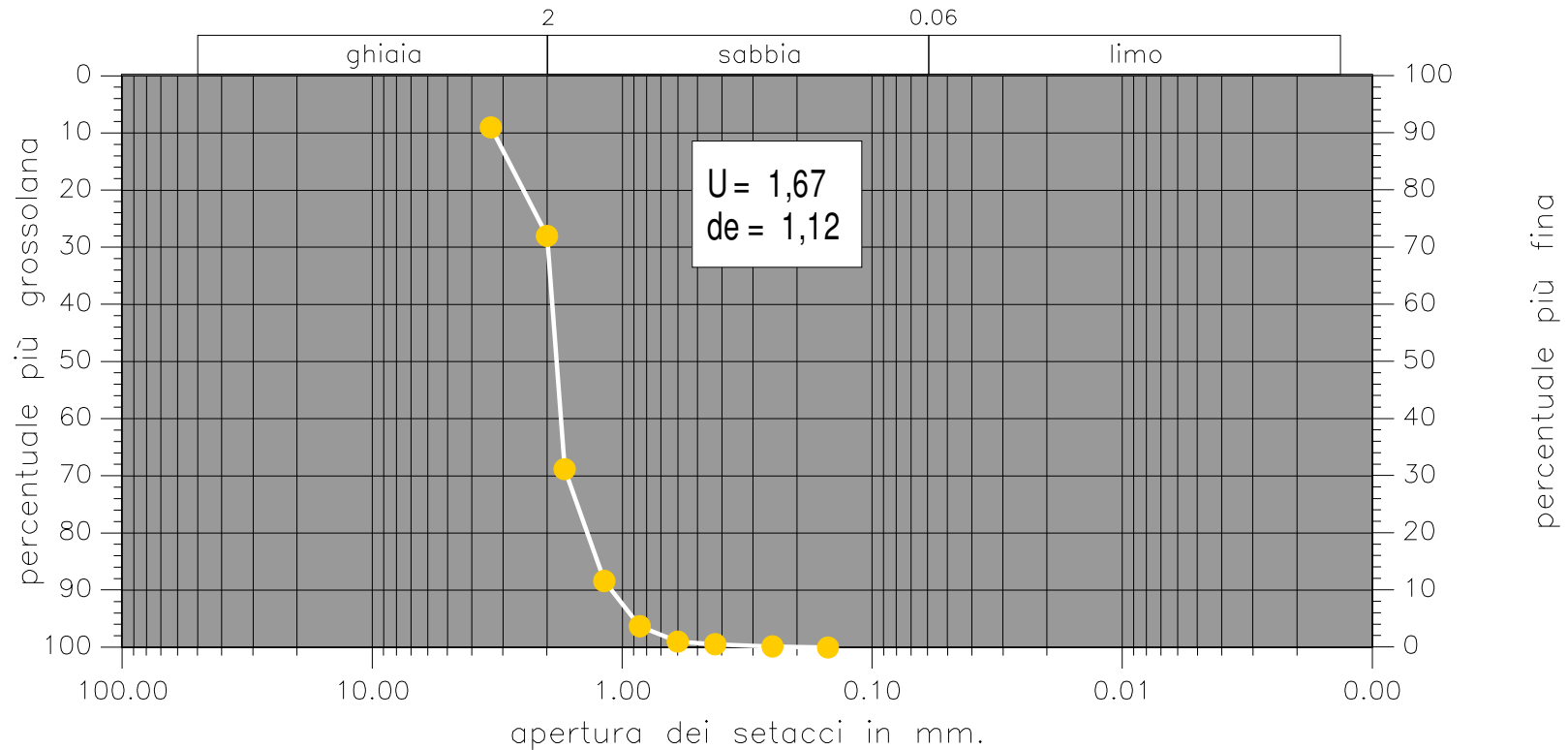


Dopo la setacciatura si costruisce la curva granulometrica riportando i valori su grafico semilog. La figura riporta in ascissa le aperture dei setacci in mm ed in ordinata le percentuali di peso di campione passante dalle aperture. Nei tre esempi, 1 è una sabbia uniforme, 2 è una sabbia poco gradata da fine a media, 3 è un materiale ben gradato limoso, sabbioso, ghiaioso.

*(Idrogeologia: parametri fondamentali)*

## Costruzione della curva granulometrica dalla setacciatura

												Peso totale
n. setaccio ASTM	6	10	12	16	20	30	40	60	100	Fondo		ascissa
Diametro mm	3,35	2	1,7	1,18	0,85	0,6	0,425	0,25	0,15			ascissa
peso (mg)	45,2	95,1	204	97,8	39,5	13,6	2,2	1,9	1	0,1	500,3	
% della frazione	9,03	19,01	40,78	19,55	7,90	2,72	0,44	0,38	0,20	0,02		
% più grossa del diametro del setaccio	9,04	28,05	68,82	88,37	96,27	98,99	99,43	99,81	100,01	100,03		ordinata



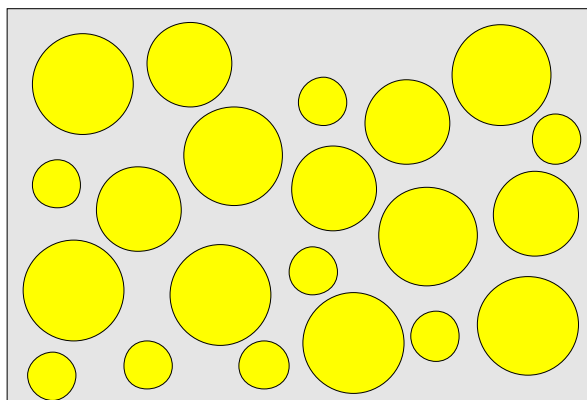
(Idrogeologia: parametri fondamentali)

# Classificazione dei sedimenti in base al diametro medio dei granuli

Classi di diametro (mm)	Termini utilizzati	
	<i>Italiano</i>	<i>Inglese</i>
> 256	Blocchi	Boulder gravel
64-256	Ciottolo	Cobble gravel
32-64	Ciottoli molto grossolani	Very coarse pebble gravel
16-32	Ghiaia grossolana	Coarse pebble gravel
8-16	Ghiaia media	Medium pebble gravel
4-8	Ghiaia fina	Fine pebble gravel
2-4	Ghiaia molto fina	Granule
1-2	Sabbia grossolana	Very coarse sand
1/2-1	Sabbia grossolana	Coarse sand
1/4-1/2	Sabbia media	Medium sand
1/8-1/4	Sabbia fina	Fine sand
1/16-1/8	Sabbia molto fina	Very fine sand
1/256-1/16	Silt (limo)	Silt
<1/256	Argilla	Clay

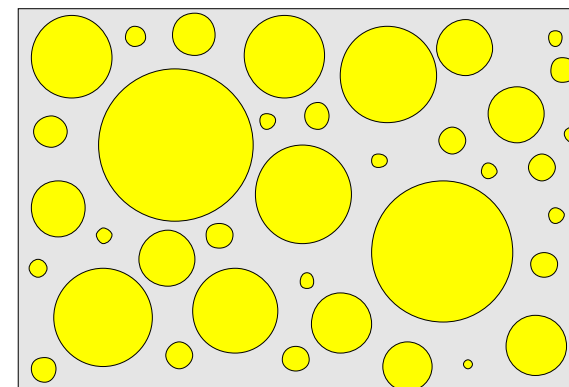
(Idrogeologia: parametri fondamentali)

(R. Compton)



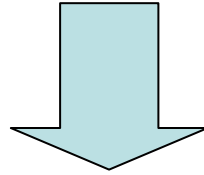
Poco assortiti

**Classazione  
dei sedimenti**

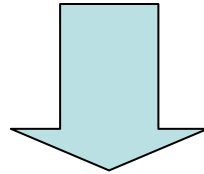


Bene assortiti

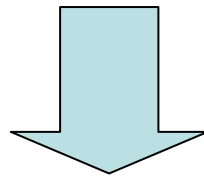
# Determinazione del volume di una particella



**Basata sul peso**



**Basata sul volume**



**Basata sulle dimensioni**

*(Idrogeologia: parametri fondamentali)*

## Determinazione del volume della particella (mediante il peso)

- 1) Pesare il materiale e determinare  $m$
- 2) Considerare una densità di 2,65 g/cm<sup>3</sup> (media)
- 3) Ricavare  $V$

$$m = V\rho_s$$

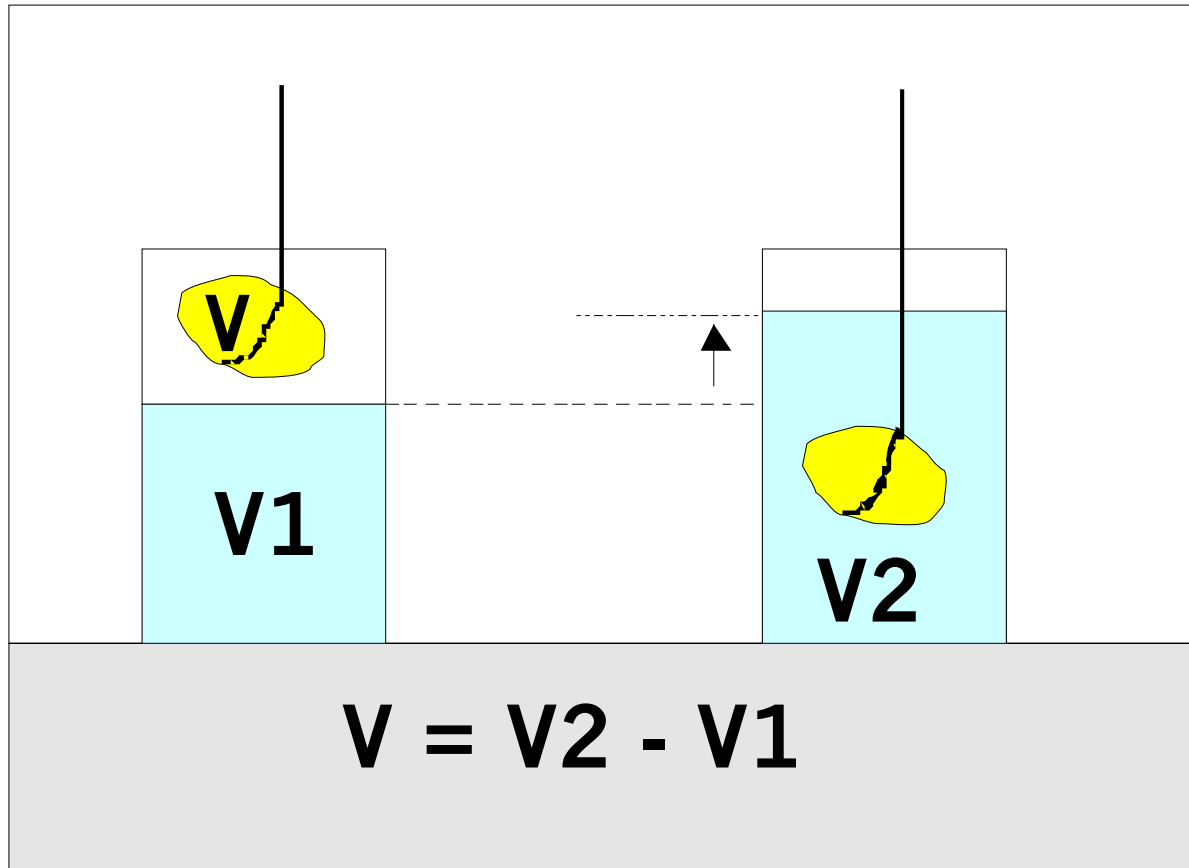
dove:  $m$  è la massa  
di una particella  
 $V$  è il volume  
 $\rho_s$  è la densità.

**Possibili errori:  
I materiali porosi  
possono contenere  
acqua nei pori**

$$V = \frac{m}{\rho_s}$$



## Determinazione del volume della particella (mediante il volume)



È un metodo diretto

- poco pratico per le particelle
- in materiali porosi parte dei vuoti contengono aria od acqua che sono calcolati nel volume totale

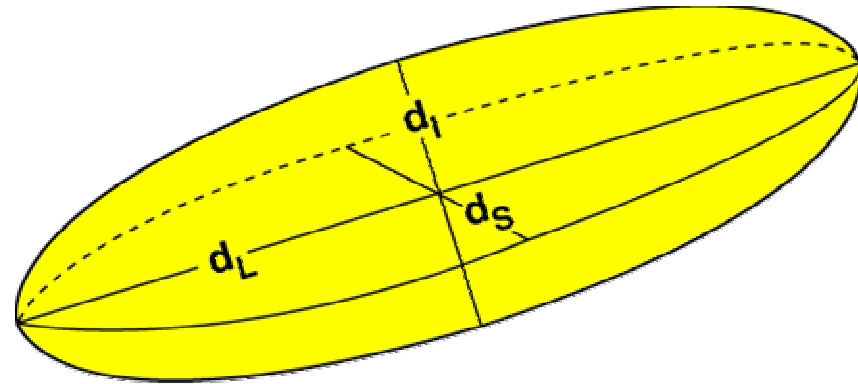
## Determinazione del volume della particella (*basata sulle dimensioni*)

Per particelle sferiche

$$V = \frac{\pi d^3}{6}$$

d = diametro

In realtà i granuli  
non sono quasi mai sferici



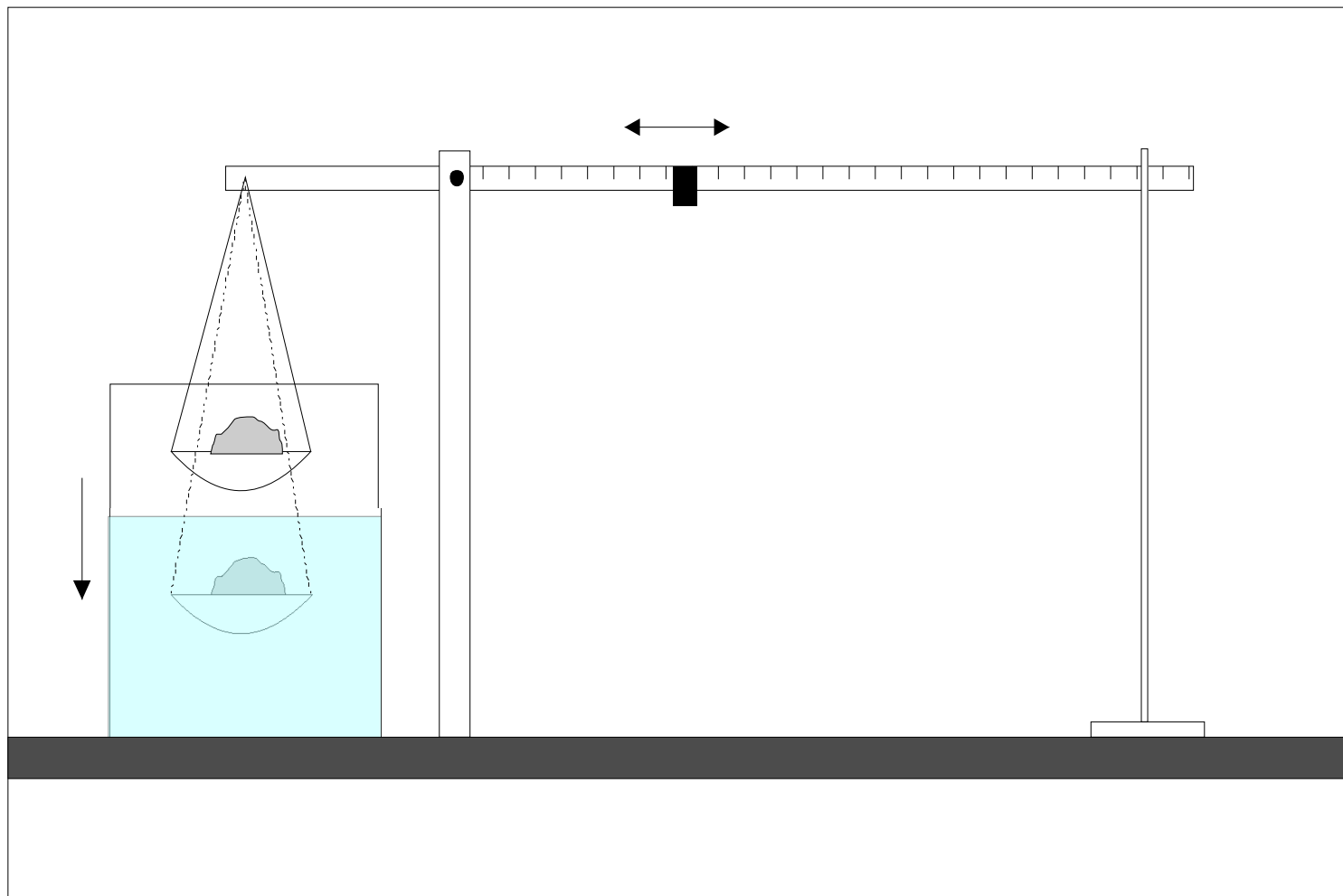
Si ricorre pertanto ad una stima mediante il diametro nominale, media geometrica dei tre assi principali che meglio rappresentano il granulo

$$V_1 = \frac{\pi}{6} d_n^3$$

$$d_n = \sqrt[3]{d_L d_I d_S}$$

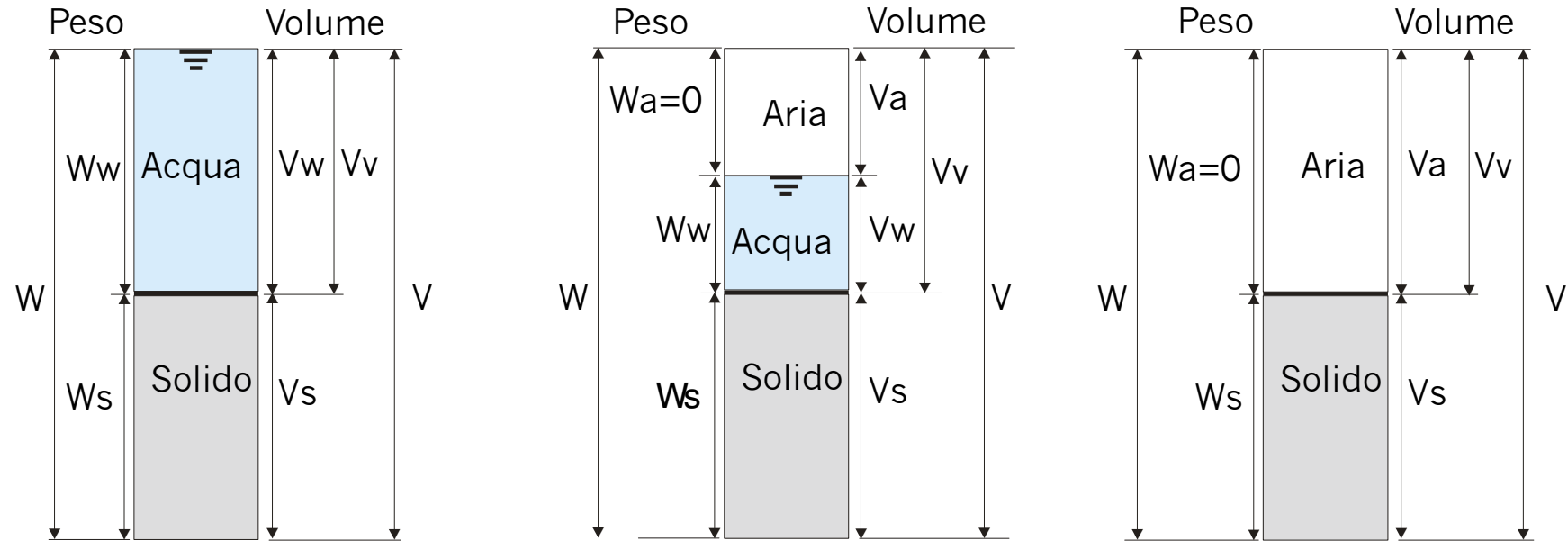
(Idrogeologia: parametri fondamentali)

Determinare il peso specifico con una bilancia a braccio ed utilizzando il ....principio di Archimede



*(Idrogeologia: parametri fondamentali)*

# Diagramma trifase



Campione saturo

Campione umido

Campione asciutto

Porosità = rapporto tra volume dei vuoti e volume iniziale prima dell'asciugatura in forno;  $n = V_v / V$

Porosità efficace = rapporto tra volume dei vuoti in comunicazione e volume iniziale prima dell'asciugatura in forno;  $n_e = V_e / V$

Indice dei vuoti = rapporto tra volume dei vuoti e volume del solido;  $e = V_v / V_s$ ;  $e = n / (1 - n)$

Contenuto di umidità = rapporto tra peso dell'acqua e quello del solido;  $W = W_w / W_s$

Grado di saturazione = rapporto tra volume di acqua e volume dei vuoti;  $S_i = V_w / V_v$

Peso di volume (peso specifico apparento o naturale) = rapporto tra il peso ed il volume;  $\gamma = W / V$

Peso secco = rapporto tra il peso del terreno asciutto ed il volume totale;  $\gamma_s = W_s / V$

Peso specifico del solido = rapporto tra peso del solido e volume del solido;  $G_s = W_s / V_s$

## Porosità totale ed efficace

La porosità è una caratteristica fondamentale in tutti gli studi idrogeologici ed inoltre influenza i fenomeni di trasporto degli inquinanti in falda.

Essa è definita come rapporto tra volume totale dei vuoti e volume di un mezzo poroso, in altri termini è la percentuale di roccia occupata da vuoto, che a sua volta può essere riempito di aria od acqua (in genere).

In teoria per misurare la percentuale di vuoti si potrebbe saturare un campione di terreno, pesarlo, quindi seccarlo in stufa e ripesarlo. Conoscendo la densità dell'acqua si ricava il volume di quella evaporata in base alla variazione di peso del campione. In pratica è difficile saturare completamente il campione e si ricorre alla relazione:

$$n = 1 - \gamma_d / \gamma_s$$

In genere si considera  $\gamma_s = 2,65$  g/cm<sup>3</sup> per la maggior parte dei minerali costituenti le rocce.

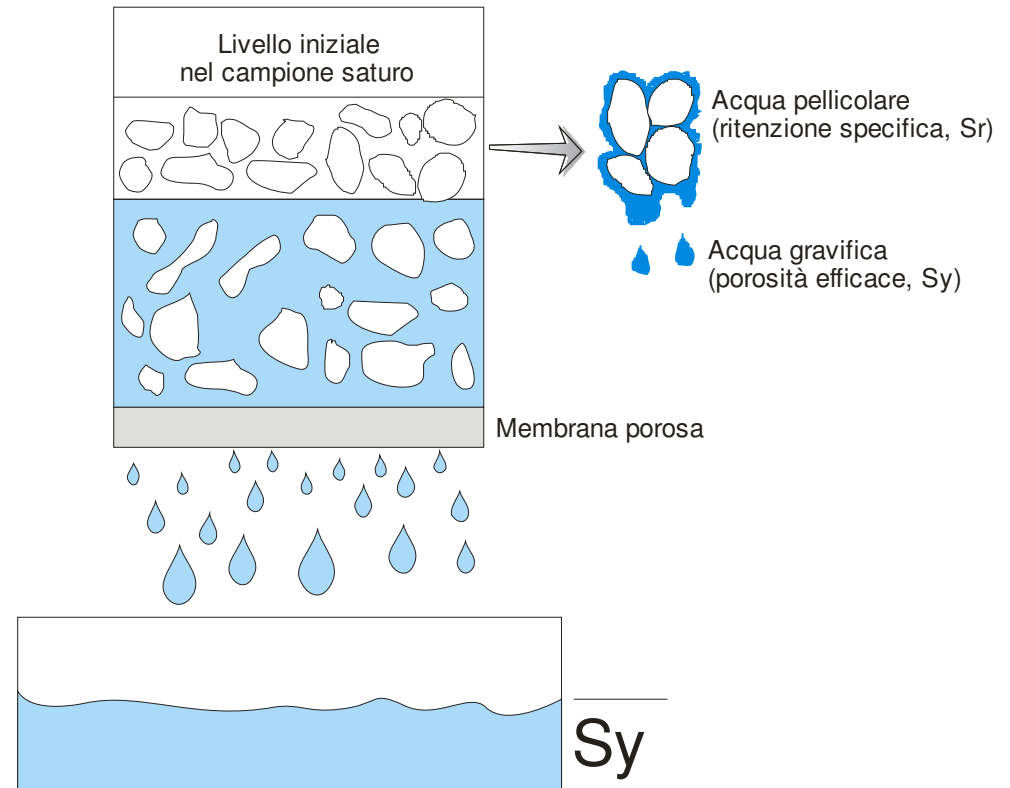
Per porosità efficace si intende invece quella utilizzabile dal fluido in movimento. Si tratta di una frazione inferiore alla precedente, dato che non tutti i pori sono collegati tra loro, essa viene definita pertanto come il rapporto tra volume dei vuoti comunicanti e volume totale del mezzo poroso.

Sulla porosità influiscono vari fattori:

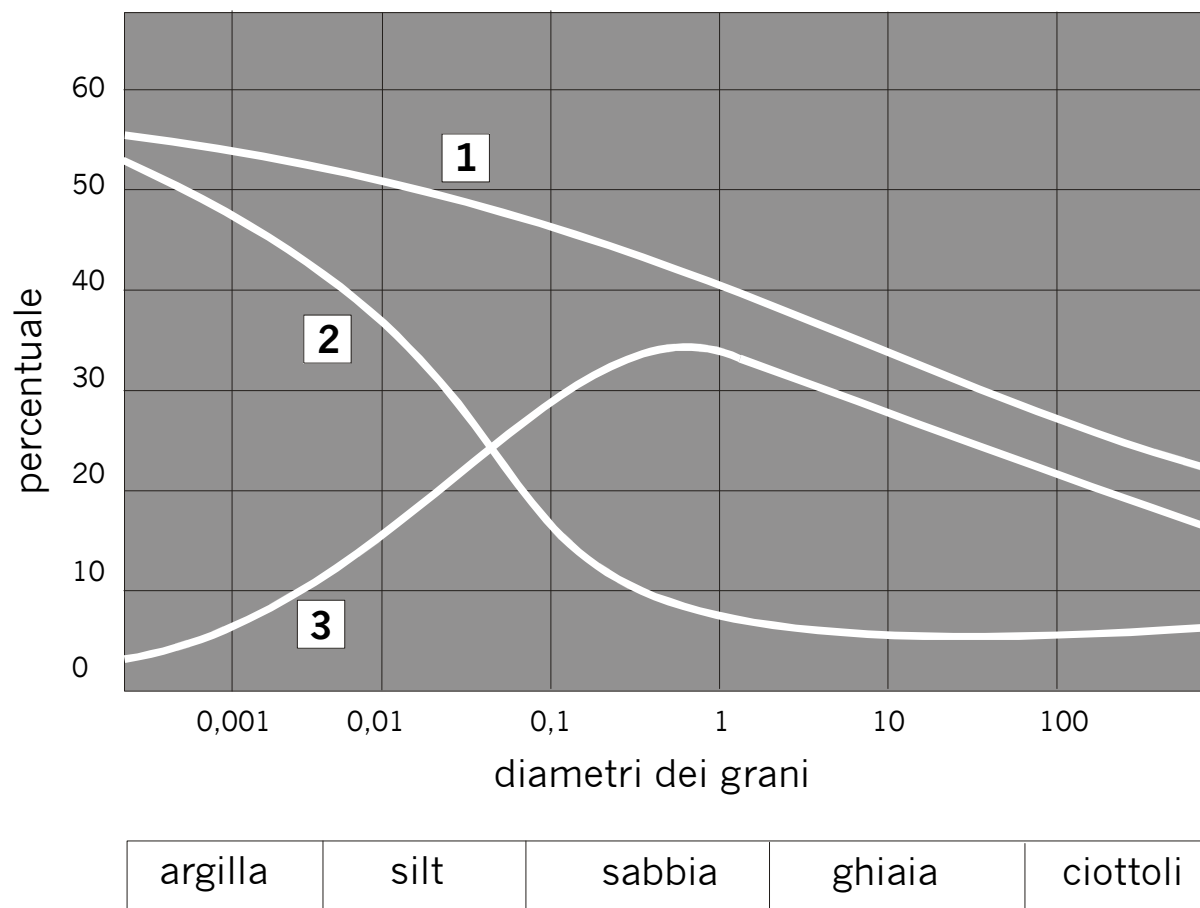
- a) Forma dei grani, che determina forma e dimensione dei pori
- b) Disposizione dei grani (impacchettamento)
- c) Dimensione dei grani

Tutto questo non vale per le rocce la cui porosità (e permeabilità) è dovuta a dissoluzione o fratturazione. Facendo la differenza tra la porosità totale (N) e quella efficace ( $S_y$ ) liberata per azione della gravità, otteniamo l'acqua di ritenzione, espressa dalla capacità di ritenzione specifica, ( $S_r$ ) quella frazione liquida che rimane aderente alla superficie dei grani e quindi non utilizzabile.

$$N = S_y + S_r$$



## Relazioni tra porosità, porosità efficace e ritenzione specifica



1: curva della porosità; 2: curva della ritenzione specifica 3: curva della porosità efficace  
(Davis, de Wiest, 1966)

(Idrogeologia: parametri fondamentali)

Sedimento	Porosità	Porosità efficace
Ghiaia grossa	28	23
Ghiaia media	32	24
Ghiaia fine	34	25
Sabbia grossa	39	27
Sabbia media	39	28
Sabbia fine	43	23
Silt	46	8
Arenaria a grana fine	33	21
Argilla	42	3
Arenaria a grana media	37	27
Calcare	30	14
Dolomia	26	-
Sabbia di duna	45	38
Loess	49	18
Torba	92	44
Scisti	38	26
Siltite	35	12
Argillite	43	-
Shale	6	-
Till sabbioso	31	16
Till siltoso	34	6
Tufo	41	21
Basalto	17	-
Gabbro alterato	43	-
Granito alterato	45	-

**Valori indicativi di porosità e porosità efficace per una serie di sedimenti**  
(*Water Supply Paper, USGS*)

Alcune semplici regole possono essere seguite quando si deve stimare la porosità efficace partendo dalla porosità: (Kresic):

- Per sabbie e ghiaie pulite, la differenza è inferiore al 5%
- Per sabbie ghiaie non uniformi o loro miscele è inferiore al 10%
- Una miscela 50-50 di sabbia uniforme ed argilla può avere una porosità di 0,5 mentre quella effettiva anche 0,05
- La porosità efficace dell'argilla è di solito 1-5%
- Se la porosità efficace è utilizzata per calcolare la velocità effettiva del flusso idrico, o di un inquinante trasportato per convezione, è più prudente usare i valori più alti



# Parametri fondamentali

*Esperienza di Darcy ed acquifero*

## PARAMETRI FONDAMENTALI

*Esperienza di Darcy ed acquifero*

Parametro		Formula
<i>Italiano</i>	<i>Inglese</i>	
Conducibilità idraulica	Hydraulic conductivity	$K = v/i$ (da $Q = KAi$ ) (m/sec) $K = K_i \rho g / \mu$ (è una caratteristica del mezzo e del fluido)
Permeabilità	Permeability (intrinsic permeability)	$K_i = Cd^2$ (cm <sup>2</sup> ) (è una caratteristica del mezzo poroso)
Viscosità cinematica	Kinematic viscosity	$\nu = \mu / \rho$ (m <sup>2</sup> /sec)
Velocità darcyana	Darcy velocity, specific discharge	$v = Ki$ (m/sec)
Velocità effettiva	Effective velocity	$v_e = Ki / n_e$ (m/sec)
Numero di Reynolds	Reynolds number	$N_R = \rho v D / \mu$ (adimensionale)
Tramissività	Transmissivity	$T = K b$ (m <sup>2</sup> /sec)
Immagazzinamento	Storage coefficient	$S = S_y + bS_s$ (adimensionale)
Storatività	Storativity	$S = bS_s$ (adimensionale)
Immagazzinamento specifico	Specific storage	$S_s = S/b = \rho g (\alpha + n\beta)$ (1/m)
Compressibilità dell'acquifero	Aquifer compressibility	$\alpha = \frac{-dV_T / V_T}{d\sigma_e}$ (m <sup>2</sup> /N)

*(Idrogeologia: parametri fondamentali)*

Portata specifica, (porosità efficace, specific yield,  $S_y$ , adimensionale)

Volume di acqua drenato sotto l'azione della gravità, è l'acqua effettivamente utilizzabile (estraibile dai pozzi) negli acquiferi freatici

Ritenzione specifica (specific retention,  $S_r$ , adimensionale)

È la sottile pellicola che rimane aderente ai granuli e non utilizzabile

$N = S_y + S_r$  (la porosità totale è la somma di quella efficace e della ritenzione)

Immazzamento (storage,  $S$ , coefficiente di..., adimensionale)

È il volume di acqua rilasciato (o ricevuto) da un prisma unitario di acquifero quando il gradiente varia di un'unità

$$S = bS_s$$

Immazzamento specifico (specific storage,  $S_s$ , 1/L)

È il volume rilasciato (o ricevuto) da un volume unitario di acquifero quando il gradiente varia di un'unità

$$S_s = S/b$$

$$S = S_y + bS_s \quad (b = \text{spessore acquifero})$$

Negli acquiferi confinati l'acqua estratta dai pori continua a saturarli durante il pompaggio e dilatandosi ne fornisce una certa quantità. La pressione interstiziale nel terreno diminuisce anch'essa, per compensare quella costante sull'acquifero determinando così l'espulsione di un'altra quantità.

Se consideriamo un acquifero confinato in sabbie, il coefficiente d'immagazzinamento (volume restituito da un prisma di acquifero di sezione unitaria a seguito di una caduta unitaria del livello piezometrico) è dato da

$$S = S_y + bS_s \text{ (porosità specifica + storatività)}$$

negli artesiani  $S_y$  è trascurato, mentre  $S_s = S/b$  (immagazzinamento specifico) è dato da dilatazione della parte liquida e riassetamento della matrice solida. Indicando con  $b$  l'altezza satura,  $m$  la porosità totale,  $\gamma$  il peso specifico dell'acqua,  $\beta$  il coefficiente di compressibilità dinamica dell'acqua,  $\alpha$  quello della sabbia, si ottiene un volume d'acqua (ceduto quindi per decompressione):

$$S_1 = m \gamma \beta \text{ (volume ceduto per decompressione liquida)}$$

$$S_2 = \gamma \alpha \text{ (volume ceduto per riassetamento dei grani)}$$

$$S_1 + S_2 = S_s = \gamma ( m \beta + \alpha )$$

*(Idrogeologia: parametri fondamentali)*

## Immagazzinamento in acquiferi confinati non elastici

Gli acquiferi confinati con lenti argillose o limose subiscono un consolidamento irreversibile a seguito del pompaggio. La subsidenza del terreno è un fenomeno che si verifica quando viene rimossa una parte del sostegno sottostante, trasferendolo tutto allo scheletro granulare. In questi casi assume particolare importanza l'indice dei vuoti:

$$e = V_v / V_s = n / (1 - n)$$

L'indice dei vuoti è legato alla consistenza di un terreno ed in generale, quando diminuisce, aumenta la sua compattazione. Green (1962) fornisce una relazione per valutare il grado di cedimento prima e dopo la subsidenza:

$$\Delta b = (e_i - e_f) b / 1 + e_i;$$

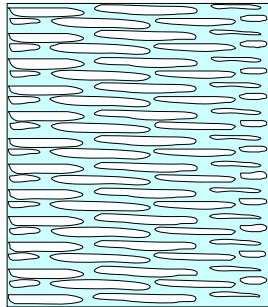
dove  $b$  = spessore saturo iniziale

$\Delta b$  = spessore a seguito della compressione

$e_i - e_f$  = indice dei vuoti iniziale e finale

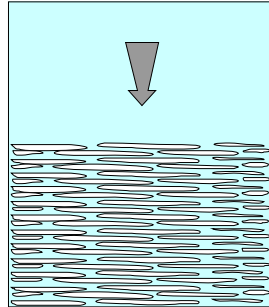
La subsidenza non è solo collegata ai prelievi idrici: strati con idrocarburi contenenti anche argilla e silt sono più porosi delle sabbie e ghiaie e quindi contengono maggiore quantità di fluido. Quando il fluido viene rimosso da livelli granulari la loro compressione è minima ed immediata. Limi ed argille rilasciano il fluido più lentamente, in maggiore quantità ed in modo irreversibile. La quantità di acqua "spremuta" da un livello di argilla uguaglia la sua diminuzione di volume e la sua diminuzione di spessore è pari alla subsidenza del terreno.

Prima  
del pompaggio

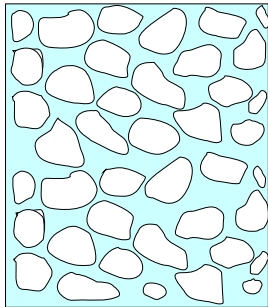


Zona più limosa

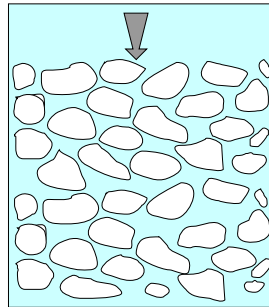
Dopo  
il pompaggio



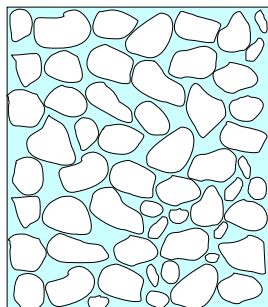
zone argillose sature sono causa di una subsidenza elevata, dato che prima del pompaggio le particelle erano tenute separate dalla pressione del fluido



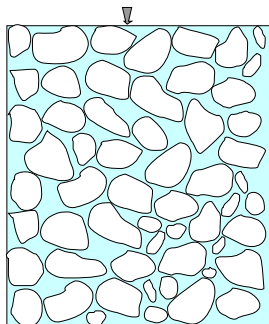
Grani poco consolidati



rocce poco consolidate provocano una subsidenza minore, dato che i granuli hanno una forza maggiore

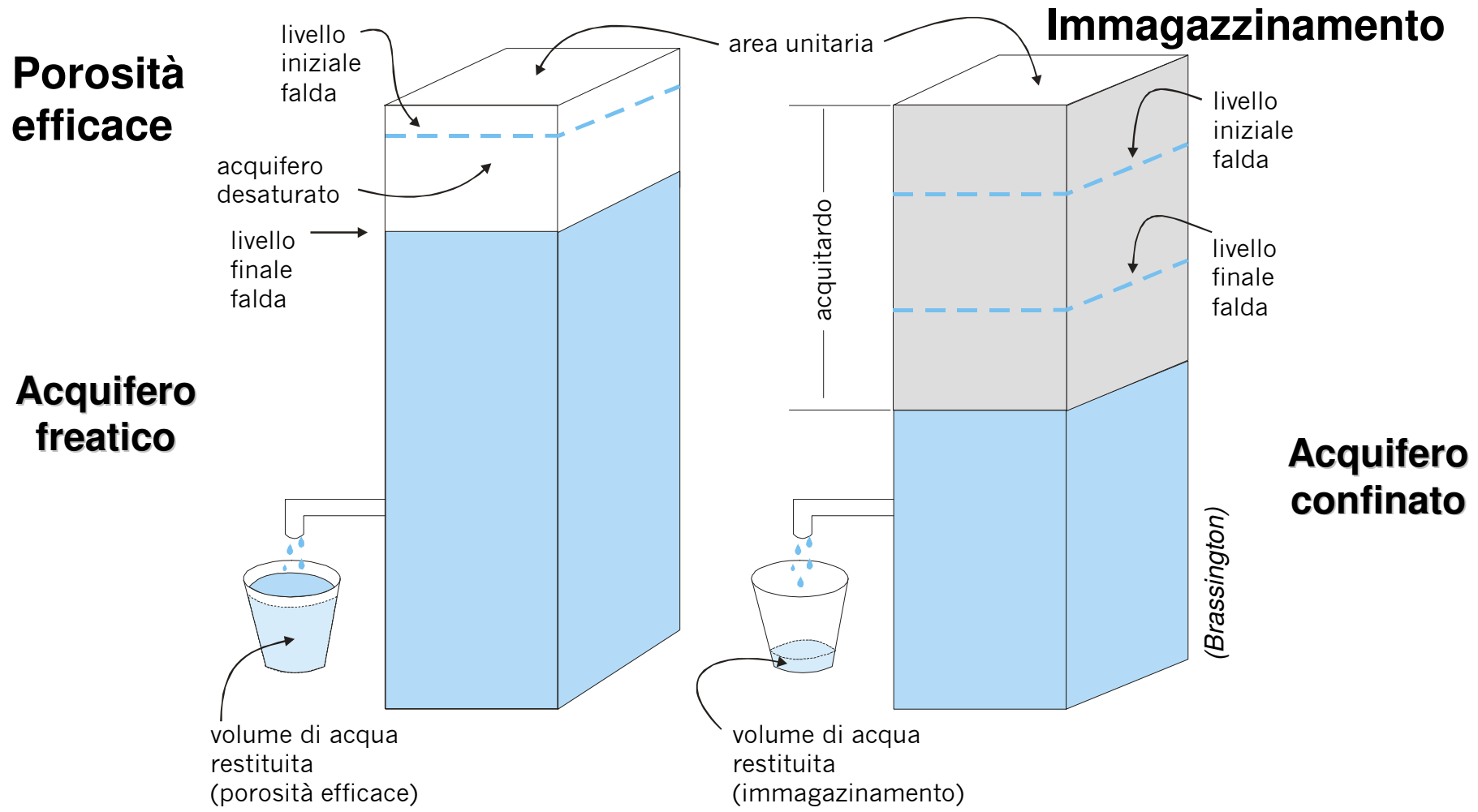


Grani ben consolidati



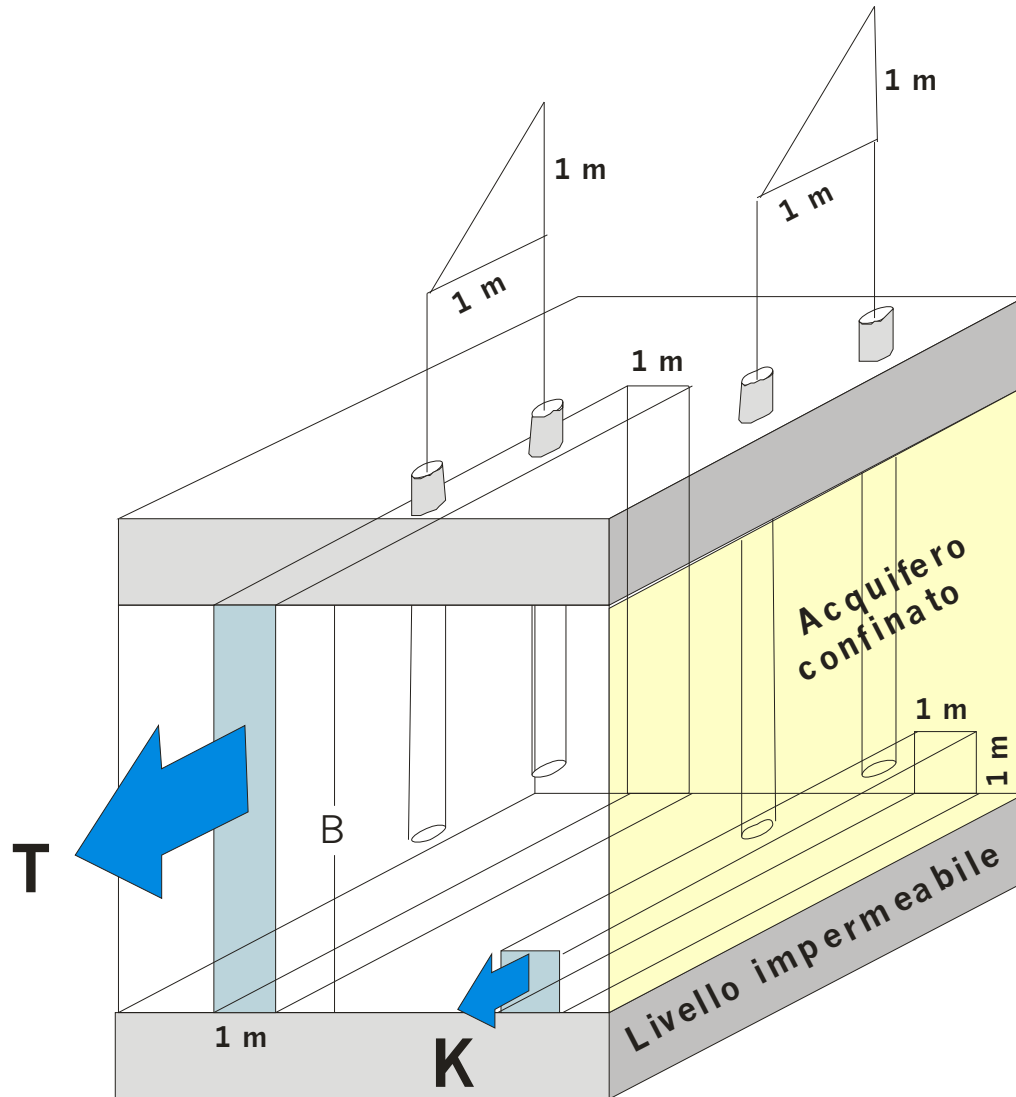
rocce ben consolidate mantengono al loro struttura anche quando il fluido viene estratto e danno una subsidenza minima

*(Idrogeologia: parametri fondamentali)*



Rappresentazione schematica dei concetti di immagazzinamento e porosità efficace. A sinistra nell'acquifero freatico, una caduta unitaria del carico idraulico produce un volume di acqua uguale alla porosità efficace. A destra, la stessa caduta unitaria del carico idraulico, produce un volume di acqua inferiore e l'acquifero resta comunque saturo. Nei freatici la porosità efficace è intorno a 0,1 , mentre negli artesiani è molto inferiore (0,0001-0,00001 circa; una prima valutazione può essere ottenuta con la formula  $S = 3 \cdot 10^{-6} b$ )

## Trasmissività e permeabilità



T = velocità con la quale un prisma di base unitaria ed altezza pari a quella dell'acquifero, trasmette un fluido sotto un gradiente unitario (il flusso avviene lungo x,y; T è una grandezza in 2D)

K = velocità con la quale un volume unitario di acquifero trasmette un fluido sotto un gradiente unitario (il flusso avviene lungo x,y,z; K è una grandezza in 3D)

B = spessore dell'acquifero

*ridisegnato da Driscoll 1986*

## Trasmissività e permeabilità media di un complesso di strati

		<b>K (m/d)</b>	<b>D (m)</b>	<b>KD (mq/d)</b>
0	sabbia fina	0,8	3	2,4
3				
7	sabbia media	6,5	4	26
9				
9	sabbia grossa uniforme	90,4	2	180,8
13				
13	sabbia grossa limosa	81	4	324
17				
17	sabbia medio fine	9,5	4	38
	Argilla			

(Boonstra, de Ridder)

Trasmissività 570 mq/d  
 Permeabilità media  $570/17 = 34$  m/d

(Idrogeologia: parametri fondamentali)



# Carico idraulico o piezometrico

In un mezzo poroso saturato da un fluido in condizione di quiete e peso specifico  $\gamma$ , esiste una pressione  $p$  nel fluido per cui collocando un tubo verticale nel suo interno è necessario introdurre un'altezza  $L$  di fluido:

$$L = p/\gamma$$

per mantenere l'equilibrio di pressione

Il tubo impiegato a questo scopo è chiamato piezometro.

Se ora consideriamo un piano di riferimento, il livello dell'acqua nel piezometro sarà ad una quota

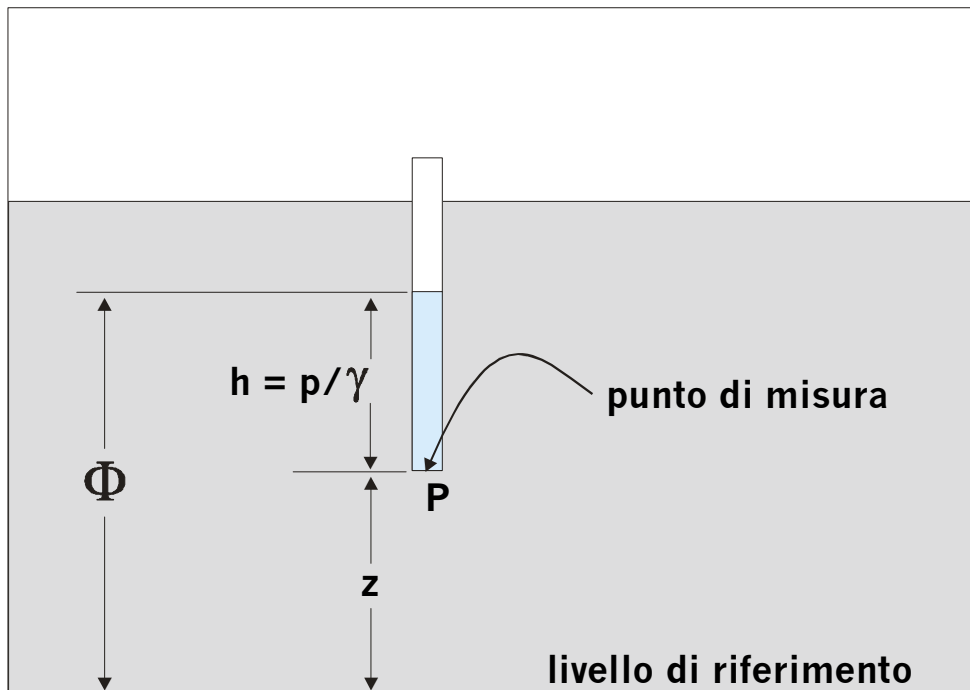
$$H = z + p/\gamma = \Phi \text{ (carico piezometrico)}$$

Nell'esempio in basso

$$z = 2,2 \text{ m}$$

$$p/\gamma = 9,8 \text{ m}$$

$$\Phi = 9,8 + 2,2 = 12 \text{ m (carico piezometrico al punto di misura P)}$$



$h$  = altezza di pressione;  $z$  = altezza di carico;  $\Phi$  = carico idraulico;  $p$  = pressione;  $\gamma$  = densità

La pressione nel liquido al punto P di misura è regolata dal principio di Pascal:

$$P = \gamma h$$

$\gamma$  = peso di volume

*(Idrogeologia: parametri fondamentali)*

# Carico idraulico e sue caratteristiche

Cosa rappresenta il carico idraulico (o piezometrico) ?

Il carico idraulico è una misura dell'energia meccanica del sistema di flusso sotterraneo; in altre parole è il potenziale del flusso attraverso il mezzo poroso. Esso è la somma di tre termini, di cui i primi due sono più importanti:

$$\Phi = z + p/\gamma + v^2 / 2g \quad (\text{equazione di Bernoulli})$$

I tre termini corrispondono a:

$z$  = altezza di carico (elevation head)

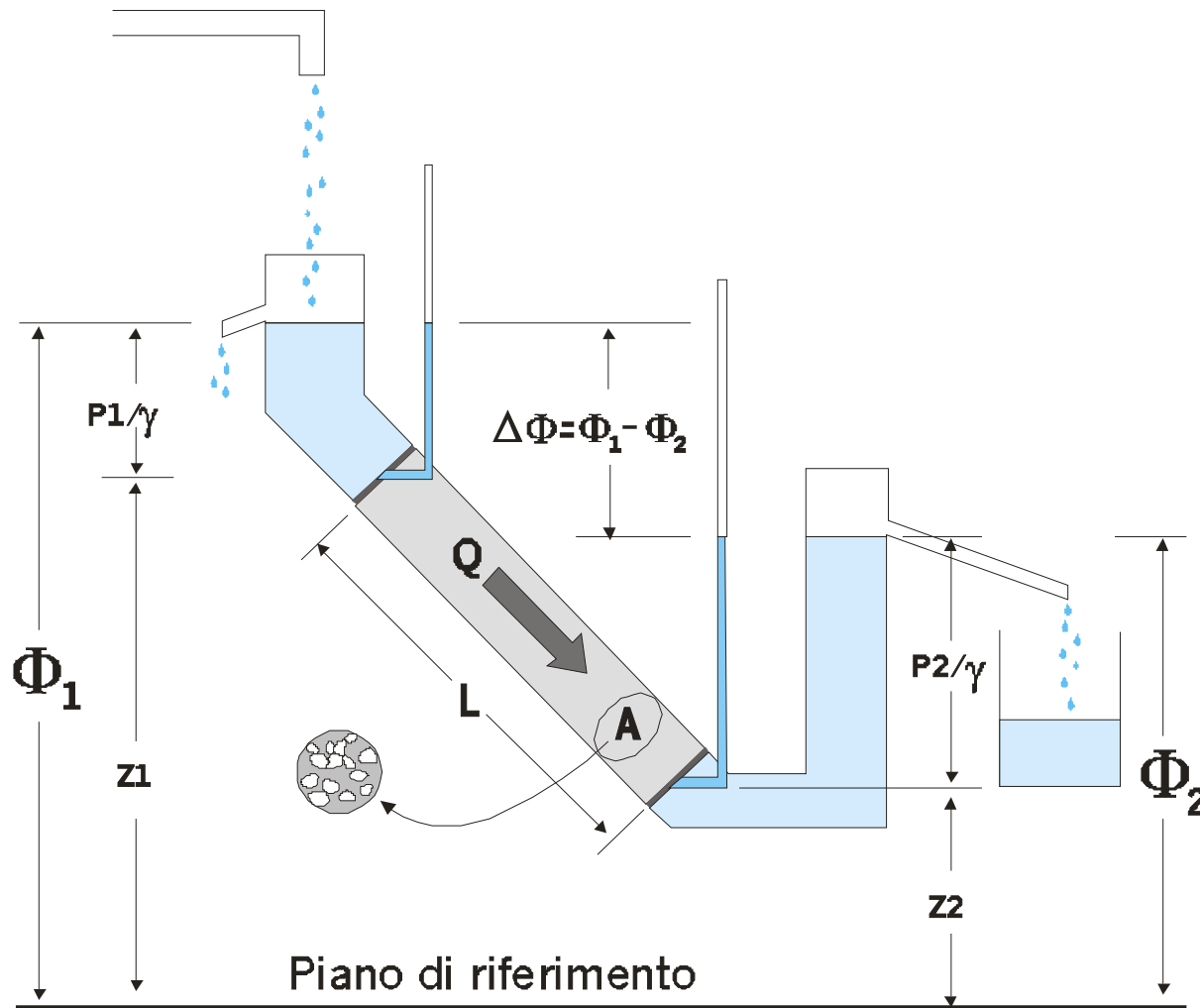
$h = p/\gamma$  = altezza di pressione (pressure head)

$v^2 / 2g$  altezza di velocità

$p$  = pressione;  $\gamma$  = densità del fluido;  $g$  = accelerazione di gravità  $9,8 \text{ m/sec}^2$

Negli acquiferi, le velocità di flusso sono normalmente molto basse e quindi il terzo termine è trascurato. Questo però non avviene dove i gradienti sono elevati (es. zone in pompaggio o vicine ai limiti)

# Esperienza di Darcy



La verifica della legge di Darcy può essere effettuata facendo fluire dell'acqua a portata  $Q$ , attraverso un cilindro di area  $A$ , riempito di sabbia. Due tubicini misurano, a distanza  $L$ , la pressione. L'energia complessiva o potenziale del fluido, sopra un livello di riferimento, è espressa dall'equazione di Bernoulli:

$$Z_1 + P_1/\gamma + v^2/2g = z_2 + p_2/\gamma + v^2/2g + \Delta\Phi$$

dove  $z$  è l'altezza di carico,  $p$  è la pressione del fluido,  $\gamma$  è il peso specifico dell'acqua,  $v$  è la sua velocità,  $g$  è l'accelerazione di gravità e  $\Delta\Phi$  è la perdita di carico piezometrico. Dato che  $v$  negli acquiferi è normalmente molto bassa, essa è di solito trascurata. La differenza di carico piezometrico è quindi:

$$\Delta\Phi = \Phi_1 - \Phi_2$$

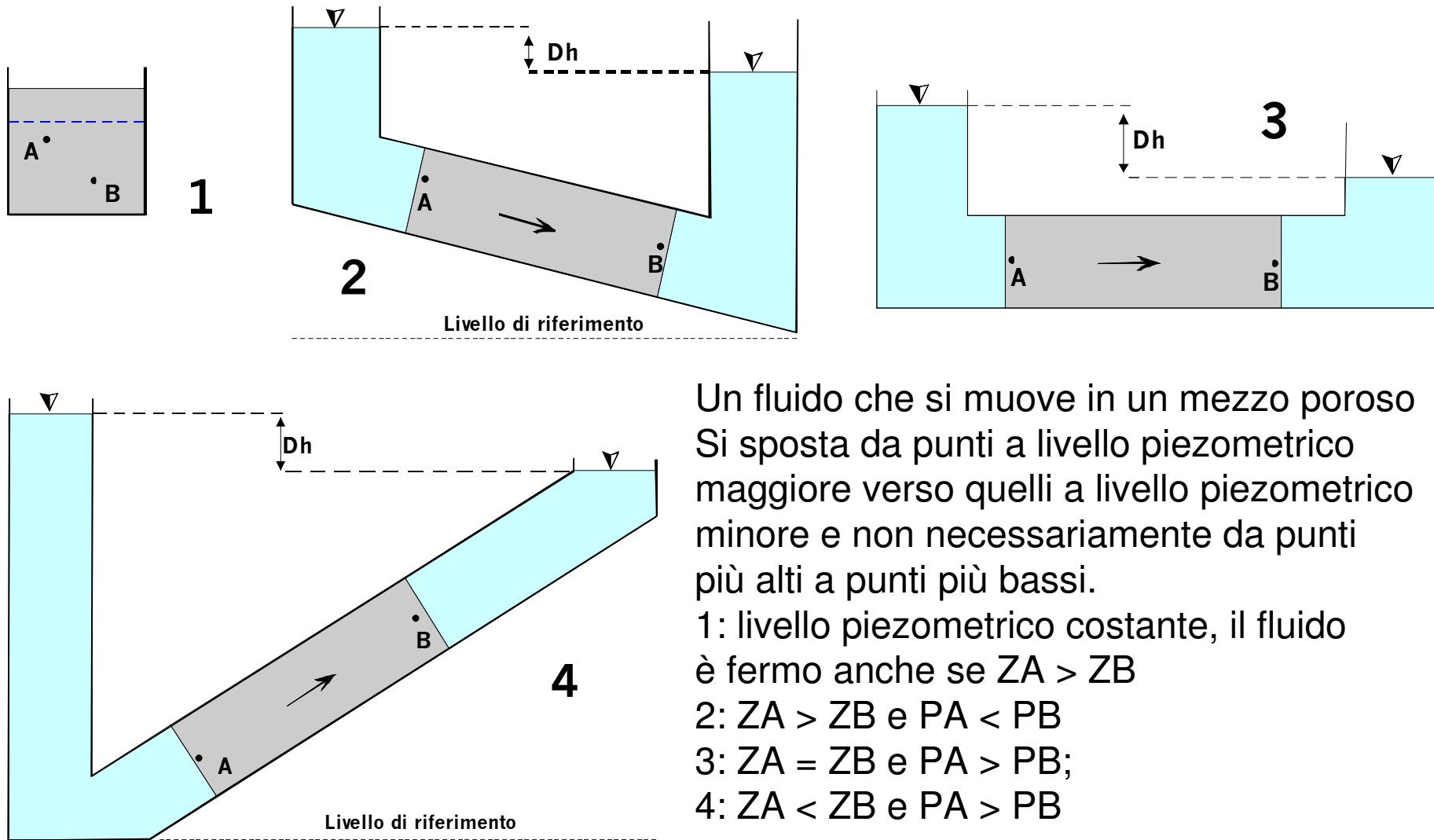
Corrispondente alla perdita di energia all'interno del cilindro di sabbia, e quindi indipendente dall'inclinazione dello stesso.

$$\Phi_1 = z_1 + P_1/\gamma \quad \Phi_2 = z_2 + P_2/\gamma$$

$$P_1/\gamma < P_2/\gamma \quad \Phi_1 > \Phi_2$$

(Idrogeologia: parametri fondamentali)

# Esperienza di Darcy



Un fluido che si muove in un mezzo poroso  
 Si sposta da punti a livello piezometrico  
 maggiore verso quelli a livello piezometrico  
 minore e non necessariamente da punti  
 più alti a punti più bassi.

1: livello piezometrico costante, il fluido  
 è fermo anche se  $Z_A > Z_B$

2:  $Z_A > Z_B$  e  $P_A < P_B$

3:  $Z_A = Z_B$  e  $P_A > P_B$ ;

4:  $Z_A < Z_B$  e  $P_A > P_B$

# Come si determina il carico piezometrico in campagna ?

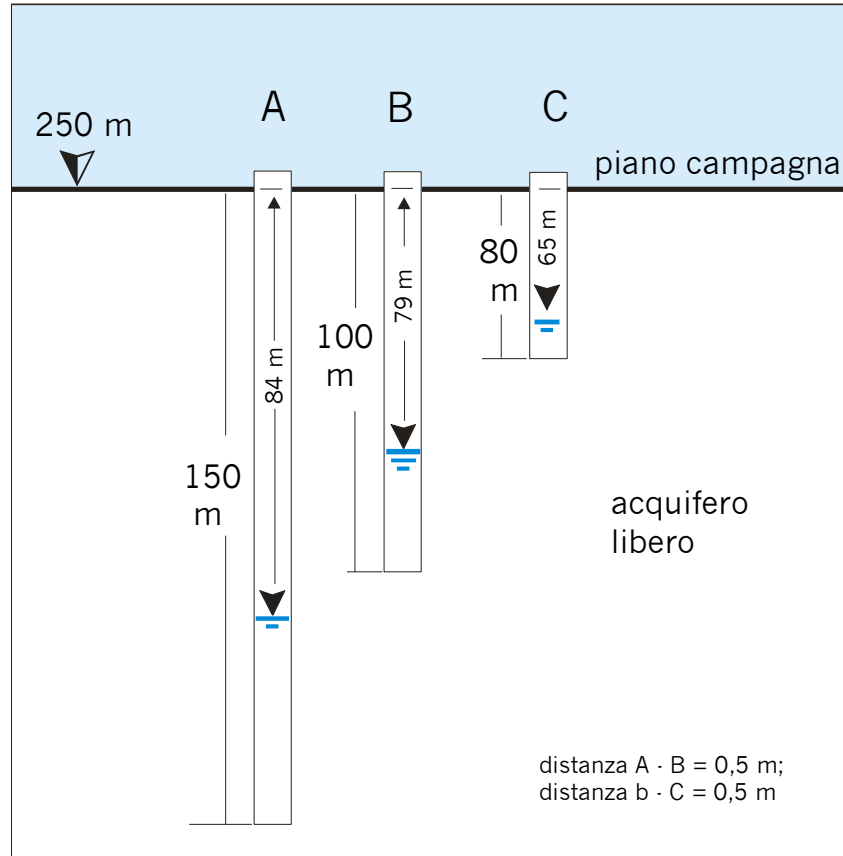
Il carico piezometrico si può determinare misurando la profondità del livello di falda in un piezometro.

Un piezometro è un pozzo non in pompaggio, di solito di piccolo diametro e provvisto di un filtro attraverso cui entra l'acqua di falda. In alcuni casi è necessario usare dei piezometri a grappolo, molto vicini tra loro ma con filtri a diverse profondità, in questo modo si possono evidenziare movimenti verticali negli acquiferi.

Quando si effettua una misura nel piezometro si deve conoscere la quota topografica della bocca, la sua lunghezza totale, la lunghezza del tratto filtrante e la profondità alla quale si trova.

Il seguente esempio mostra come effettuare i calcoli per ricavare i gradienti verticali della falda, dalle misure piezometriche.

# Calcolo del gradiente verticale



## Calcolo del gradiente verticale per un acquifero indifferenziato

Quota p.c. = 250 m per i tre piezometri (A,B,C)

Lunghezza dei piezometri:

A = 150 m  
B = 100 m  
C = 80 m

Profondità della falda freatica sotto p.c.:

A = 84 m  
B = 79 m  
C = 65 m

**Altezza piezometrica** (hydraulic head, piezometric head)

(è la quota della falda sul livello di riferimento, in genere sulla quota del mare)

A =  $250 \cdot 84 = 166$  m; B =  $250 \cdot 79 = 171$  m; C =  $250 \cdot 65 = 185$  m

**Altezza di pressione** (pressure head)

(è l'altezza della colonna d'acqua sopra il punto di misura, il filtro od in questo caso l'estremità inferiore del piezometro)

A =  $150 \cdot 84 = 66$  m; B =  $100 \cdot 79 = 21$  m; C =  $80 \cdot 65 = 15$  m

**Altezza di carico** (elevation head)

(è l'altezza del punto di misura, il filtro od in questo caso l'estremità inferiore del piezometro, sul livello di riferimento)

A =  $250 \cdot 150 = 100$  m; B =  $250 \cdot 100 = 150$  m; C =  $250 \cdot 80 = 170$  m

(notare che: altezza di carico + altezza di pressione = altezza piezometrica)

Calcolare il gradiente verticale tra A-B e tra B-C:

(il gradiente verticale è la differenza tra le altezze piezometriche divisa per la distanza verticale tra i punti di misura di pressione)

da A a B:  $171 \cdot 166 = 5$  m ( differenza di quota) e  $150 \cdot 100 = 50$  (distanza verticale); da cui  $5/50 = 0,1$

da B a C:  $185 \cdot 171 = 14$  m ( differenza di quota) e  $100 \cdot 80 =$  (distanza verticale); da cui  $14/20 = 0,7$

In entrambi si evidenzia un flusso verticale verso gli strati inferiori dell'acquifero libero.

*(Idrogeologia: parametri fondamentali)*

# Perché è importante il gradiente idraulico ?

L'analisi di quasi ogni processo fisico comporta un gradiente di potenziale.

Per esempio una corrente elettrica scorre da un punto ad alto voltaggio ad uno minore.

Lo stesso dicasi per l'acqua, esiste un gradiente di potenziale che determina lo scorrimento e la sua direzione e questo gradiente è determinato dal carico piezometrico.

Il carico piezometrico è una grandezza fondamentale in tutta l'idraulica e, nella legge di Darcy descrive il flusso nei mezzi porosi.

Insieme al principio di continuità è inserito in tutti i moderni codici numerici di calcolo per l'analisi delle prove di portata ed in quelli per lo studio del flusso e del trasporto.



## Legge di Darcy

L'ingegnere idraulico francese Henry Darcy pubblicò nel 1856 i risultati di un interessante studio sull'acquedotto di Digione. In esso descrisse un esperimento di laboratorio su di un campione di sabbia, tramite il quale ricavò la seguente relazione sperimentale, tra il flusso idrico in un mezzo poroso ( $Q$ ), la sezione del campione ( $A$ ), ed il gradiente idraulico ( $i$ )

$$Q = K A i \quad (i = dH/L)$$

da cui  $Q/A = Ki$

e  $v = Ki$  (*velocità darcyana o specific discharge*)

In pratica egli notò quindi che  $Q$  è direttamente proporzionale alla differenza di carico piezometrico ( $dH$ ) ed inversamente proporzionale alla lunghezza del percorso nel mezzo poroso ( $L$ )

$K$  è una costante di proporzionalità chiamata conducibilità idraulica, dipendente dalle caratteristiche del mezzo e del fluido, legata alla permeabilità dalla relazione  $K = K_{int} \rho g / \mu$  ( $g = 9,8 \text{ m/sec}^2$ ;  $\mu = \text{viscosità}$ ;  $K_{int}$  = permeabilità intrinseca, dipendente dalle caratteristiche del mezzo)  
 $v$  è la velocità darcyana chiamata anche portata specifica, (specific discharge) ed ha le dimensioni di  $L/t$

La conducibilità idraulica, è un coefficiente che descrive l'entità dello spostamento dell'acqua in un mezzo poroso. I metodi più in uso per calcolare questo parametro sono di vario tipo:

- comparativo da tabelle in base ad una descrizione qualitativa del campione
- indiretto dalle analisi granulometriche
- da prove di laboratorio (permeametro, vedi oltre)
- da prove su pozzetto superficiale in sito
- da prove di portata

Ognuna di queste metodologie è affetta da un grado di imprecisione e va quindi opportunamente applicata. Ad esempio per sedimenti sabbiosi uniformi medi con  $d_{10}$  tra 0,1 e 0,3 mm, ed  $U \leq 5$ , è spesso utilizzata la formula di Hazen:

$$K = C (d_{10})^2 \quad (d_{10} \text{ in mm; } C = 860; K \text{ in cm/sec})$$

$K$  in natura ha un enorme campo di variabilità (13 ordini di grandezza), da circa  $10E-9$  cm/sec (argille) a  $10E2$  (ghiaie), è quindi molto difficile calcolare un valore preciso, dato che sono sufficienti piccole percentuali di variazione nei vuoti per variare la permeabilità di un terreno.

## Validità della legge di Darcy: Numero di Reynolds

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 ed il tetto della falda). Ad alte velocità esiste un parametro (adimensionale) che permette di stabilire se il movimento è ancora di tipo laminare o turbolento: il numero di Reynolds, esso lega alcune caratteristiche del fluido (densità  $\rho$ , viscosità  $\mu$ ), con il diametro dei canalicoli tra i diversi granuli ( $D$ ).

$$N = \rho v D / \mu$$

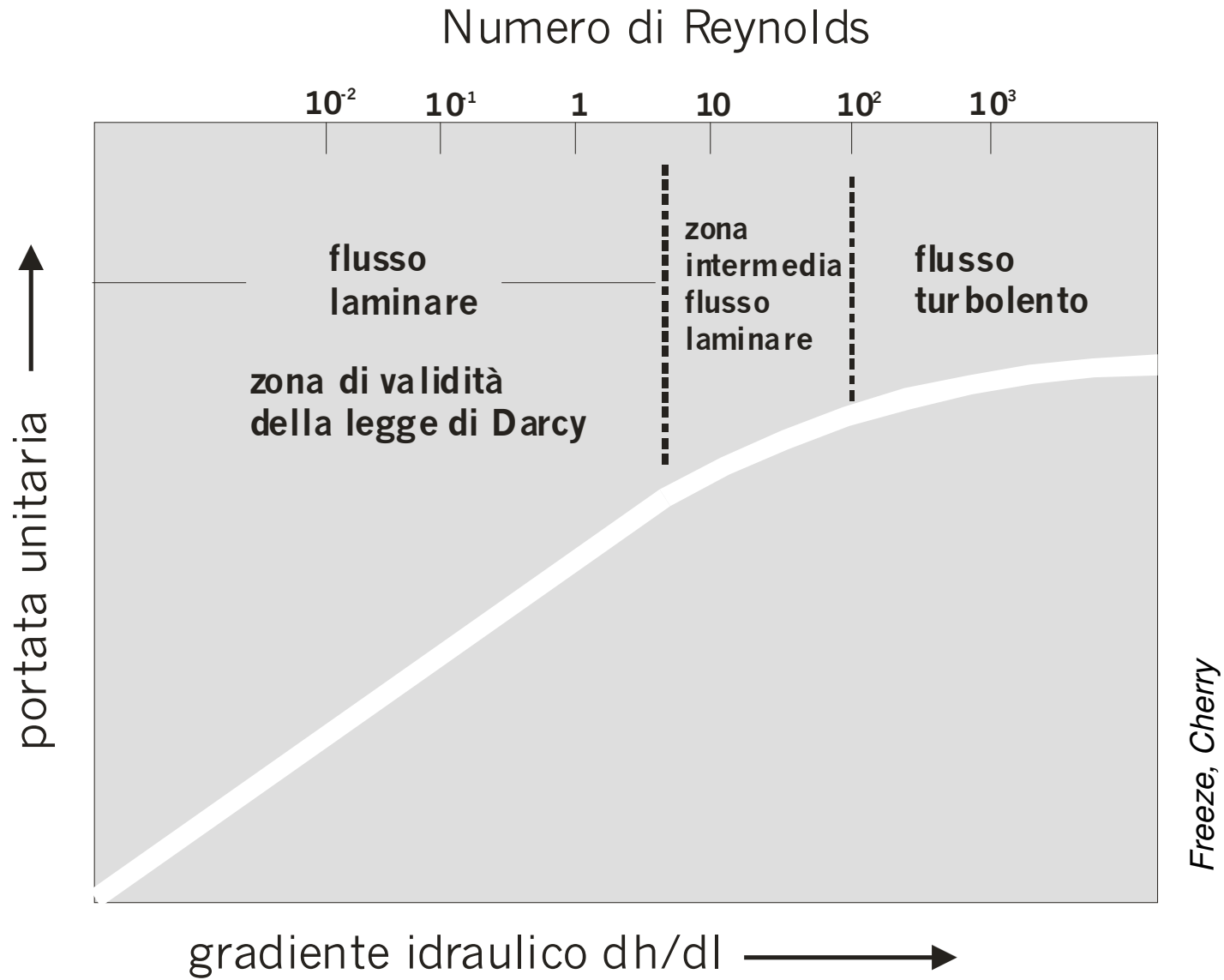
dove  $v$  è la velocità di flusso; negli acquiferi si considera  $D = d_{50}$

(per alcuni Autori  $D = d_{10}$ )

Se  $\rho$  in gr/cm<sup>3</sup>,  $v$  in cm/sec,  $d_{50}$  in cm,  $\mu$  in dina-sec/cm<sup>2</sup>, si ritiene ancora valida la legge di Darcy con  $R < 10$ )

Dal punto di vista pratico si considera la velocità darcyana, proporzionale al gradiente nel moto laminare ( $v = ki$ ) ed alla radice quadrata del gradiente in quello turbolento ( $v = k \sqrt{i}$ )

# Campo di applicazione della legge di Darcy



(Idrogeologia: parametri fondamentali)

## Quale è la differenza tra velocità darcyana (o di flusso) e velocità effettiva ?

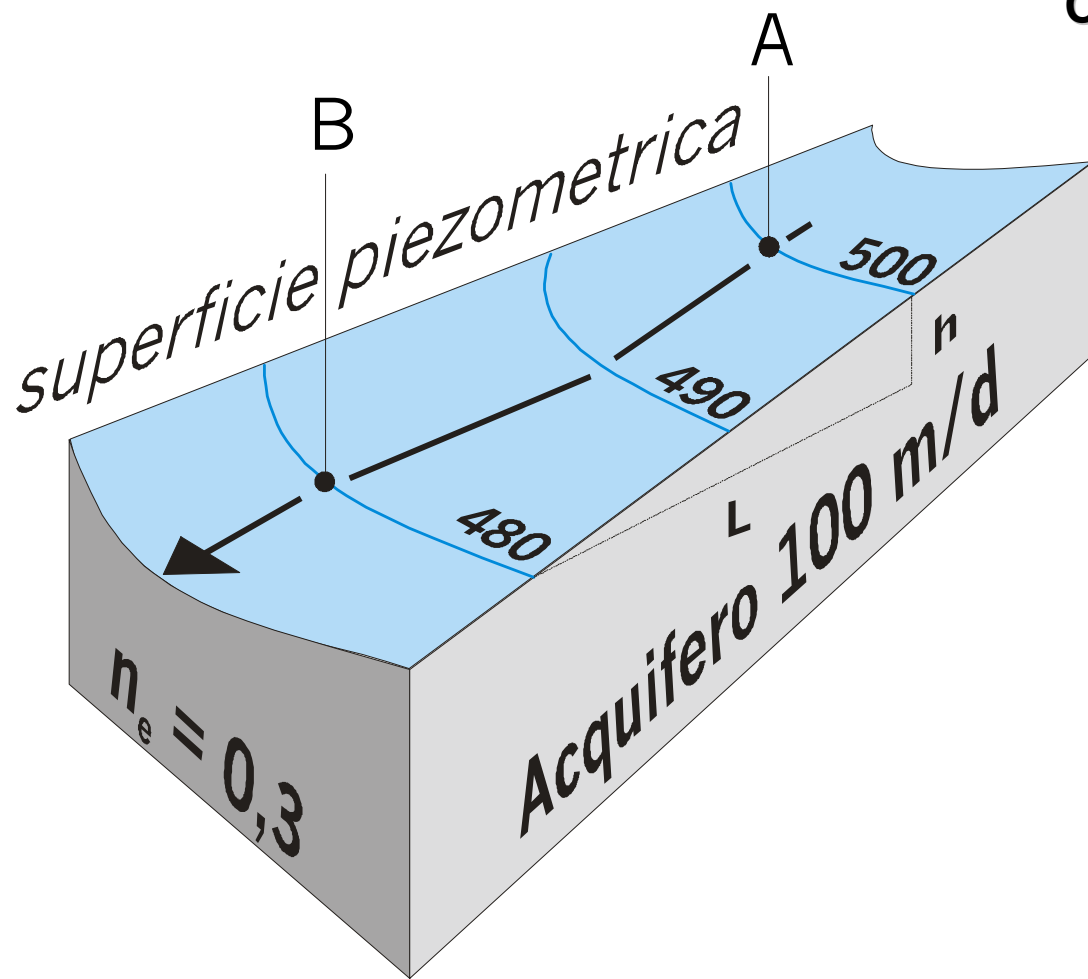
La velocità darcyana è definita come flusso attraverso area unitaria del mezzo poroso, e nell'esperimento di Darcy, l'area della sezione è tutta quella del campione. Se immaginiamo il mezzo poroso come una scatola, il flusso darcyano è la velocità con la quale il fluido scorre da una faccia a quella 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, poichè la sezione libera è minore. Se si vuole ricavare la velocità effettiva di spostamento dell'acqua dobbiamo quindi inserire un termine che tenga conto della percentuale di spazio a disposizione per il flusso, si utilizza a questo scopo il valore di porosità efficace ( $n_e$ ), ottenendo la velocità effettiva:

$$v_e = Ki/n_e$$

essendo  $n_e < 1$ , la velocità effettiva è maggiore di quella ottenuta dalla formula di Darcy, cioè:

$$v_e > v$$



## Utilizzo della legge di Darcy: Calcolo della velocità effettiva

Dovendo calcolare la velocità della falda tra due punti A e B sulla sua superficie, si applica la legge di Darcy:

$$h/L = i \text{ (gradiente della falda)}$$

se  $L = 1000 \text{ m}$ ;  $i = 20/1000 = 0,02$

$$v = K h/L$$

(portata unitaria, specific discharge)

$$v = 100 \times 0,02 = 2$$

la velocità effettiva è

$$v_e = Ki / n_e$$

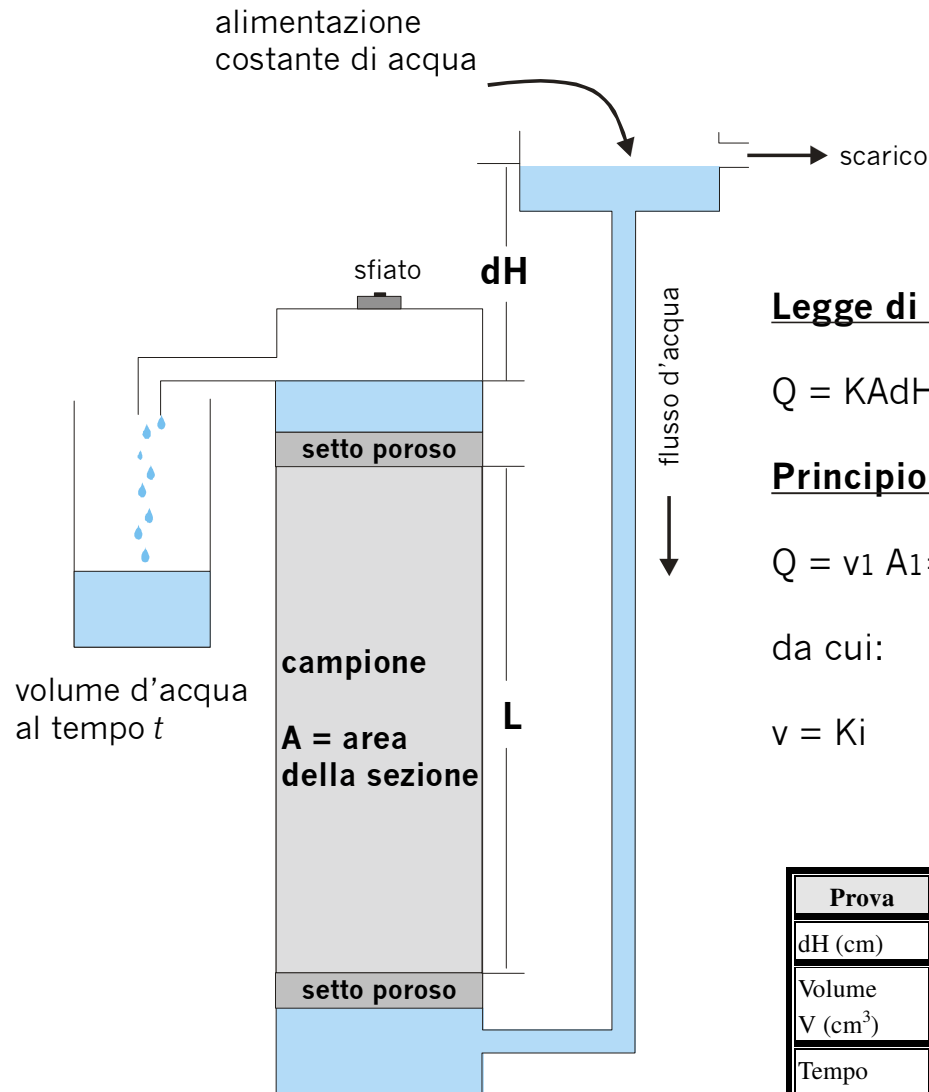
$$v_e = 2 / 0,3 = 6,6 \text{ m/d}$$

Il tempo impiegato da una particella fluida (o da un tracciante che si sposta solo per convezione) da A a B è:

$$t = s/v$$

$$t = 1000/6,6 = 150 \text{ giorni}$$

## Permeametro a carico costante



### Legge di Darcy

$$Q = KAdH/L \quad \text{mc/sec}$$

### Principio di continuità

$$Q = v_1 A_1 = v_2 A_2 = \text{cost.}$$

da cui:

$$v = Ki$$

Il fluido usato per la prova è acqua a 23°. Il diametro del contenitore è di 4,8 cm, la lunghezza del campione di 15,2 cm. L'esperienza consiste in 10 prove con diversa differenza di carico (dH), e durata. Il volume di acqua raccolta ed il tempo di prova forniscono la velocità, che è riportata su di un grafico a scala aritmetica insieme ai gradienti.

*(Cercate di completare la tabella in basso ricostruendo il grafico velocità – gradiente)*

Prova	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
dH (cm)	5	6	7	8	9	10	12	14	16	18
Volume V (cm <sup>3</sup> )	4	3.5	5	5.5	3	6	3.5	3	6	4.5
Tempo t (sec)	125	92	106	112	46	92	48	34	61	45
Q = V/t										
v = Q/A										
i = dH/L										

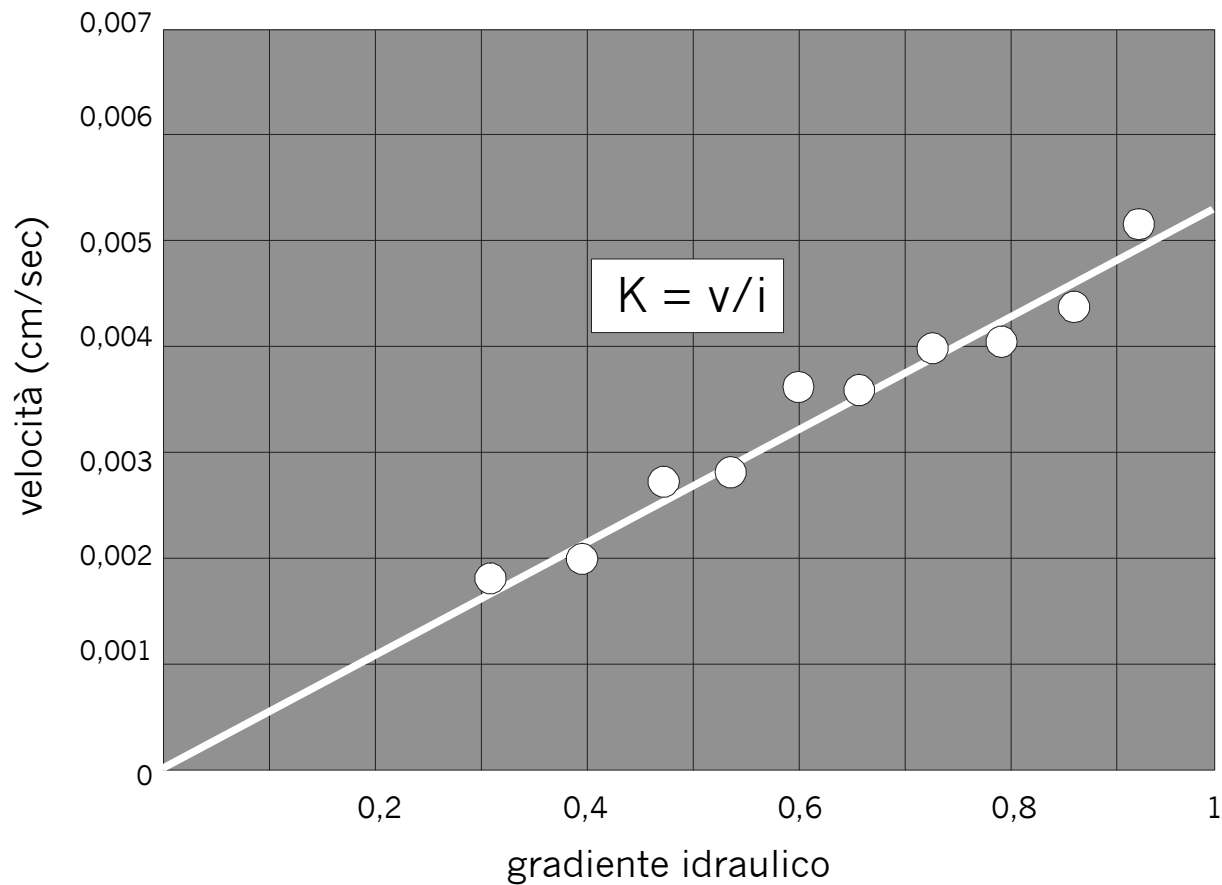
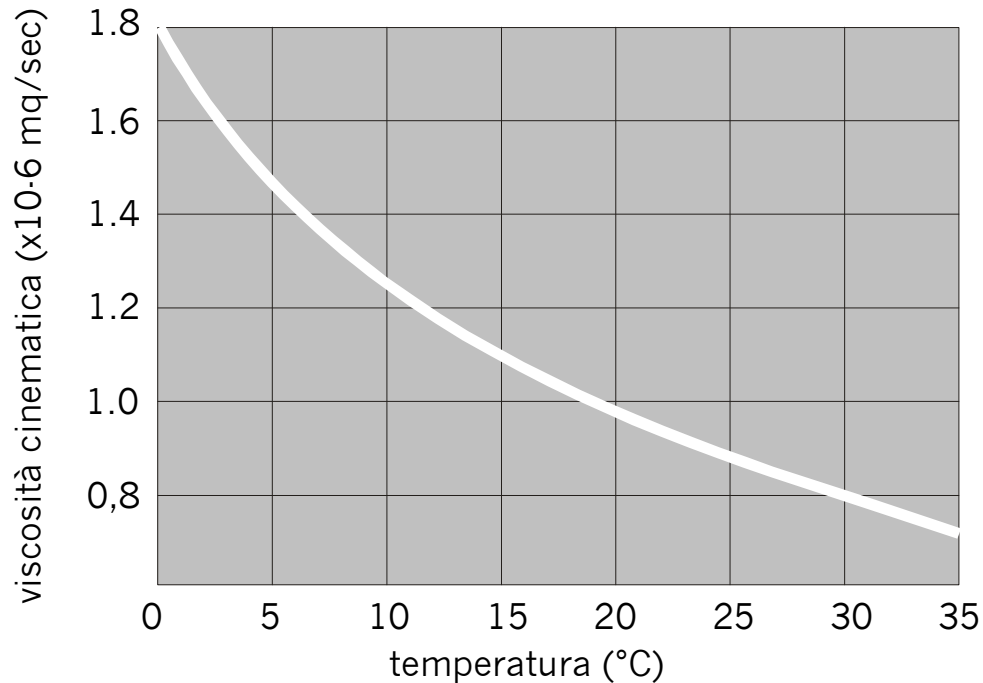


Grafico velocità, gradiente ricavato dalla prova con permeametro a carico costante. La conducibilità idraulica per il campione, si ottiene da una qualunque coppia di valori  $v - i$  lungo la retta.





## Variazione della viscosità cinematica con la temperatura (Maidment, 1993)

$$Q = KiA$$

$K$  = conducibilità idraulica  
(dipende dalle proprietà del mezzo e del fluido; L/T)

$K_i$  = permeabilità (o permeabilità intrinseca)  
(dipende dalle proprietà fisiche del mezzo poroso: granulometria, forma dei grani, disposizione, ecc.; L<sup>2</sup>)

$$K = K_i \frac{\rho g}{\mu}$$

$\mu$  = viscosità assoluta;  $\rho$  = densità del fluido  
 $g = 9,8 \text{ m/sec}^2$

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} = \text{viscosità cinematica (mq/sec)}$$

$$K = K_i \frac{g}{\nu} \quad \text{permeabilità (mq)}$$

(viscosità: attrito interno del fluido, tendenza del fluido in moto laminare a trascinare gli strati adiacenti)

$$K_i = Cd^2$$

( $C$  è chiamato coefficiente di forma ed è una proprietà del mezzo,  $d$  è il diametro efficace dei grani)

**Table 2.2 Range of Values of Hydraulic Conductivity and Permeability**

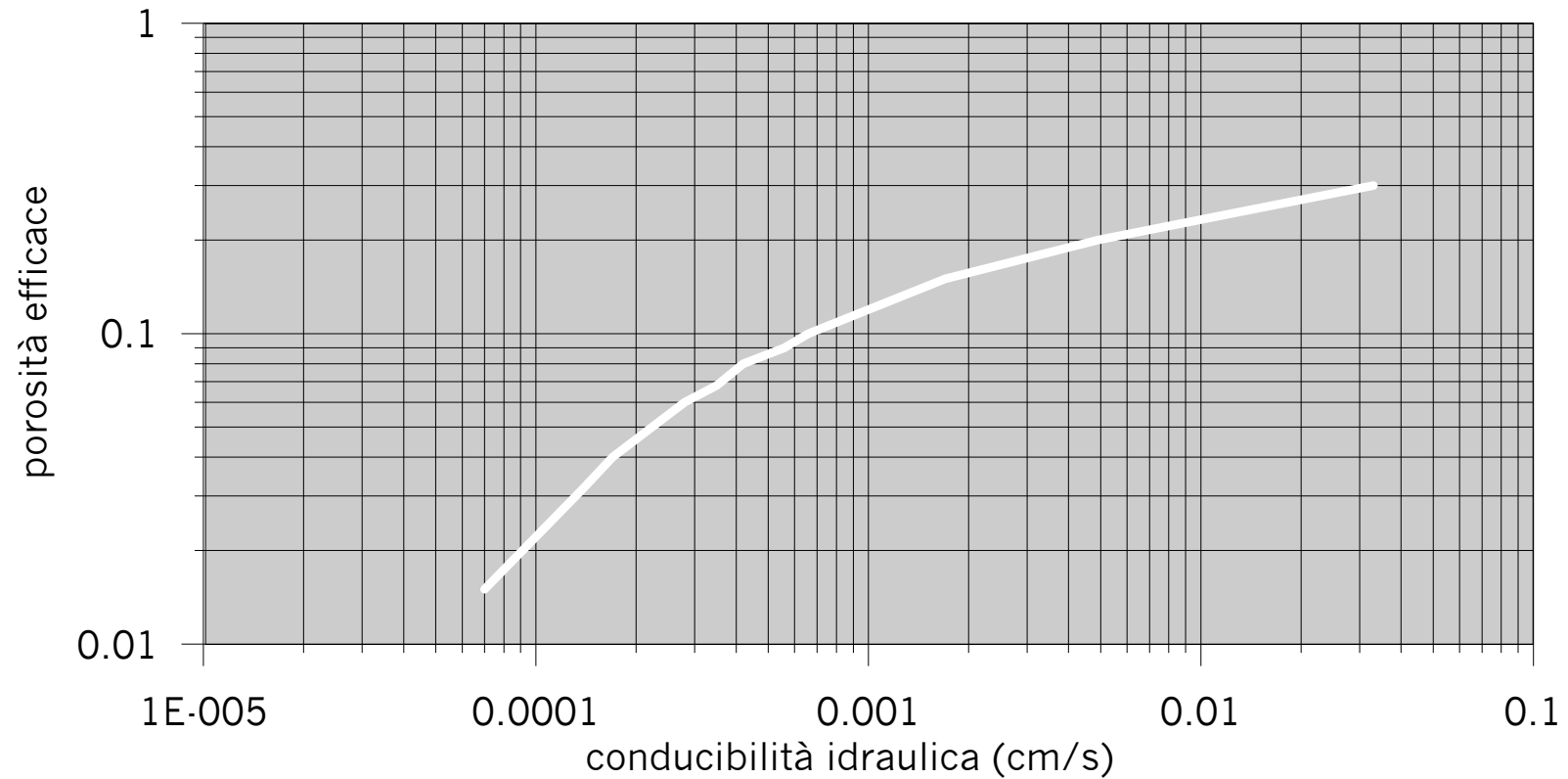
	Rocks	Unconsolidated deposits	$k$ (darcy)	$k$ (cm <sup>2</sup> )	$K$ (cm/s)	$K$ (m/s)	$K$ (gal/day/ft <sup>2</sup> )
			10 <sup>5</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>2</sup>	1	
			10 <sup>4</sup>	10 <sup>-4</sup>	10	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>6</sup>
			10 <sup>3</sup>	10 <sup>-5</sup>	1	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>5</sup>
			10 <sup>2</sup>	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>4</sup>
			10	10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>3</sup>
			1	10 <sup>-8</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>2</sup>
			10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-9</sup>	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-6</sup>	10
			10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-10</sup>	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-7</sup>	1
			10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-11</sup>	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-8</sup>	10 <sup>-1</sup>
			10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-12</sup>	10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-9</sup>	10 <sup>-2</sup>
			10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-13</sup>	10 <sup>-8</sup>	10 <sup>-10</sup>	10 <sup>-3</sup>
			10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-14</sup>	10 <sup>-9</sup>	10 <sup>-11</sup>	10 <sup>-4</sup>
			10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-15</sup>	10 <sup>-10</sup>	10 <sup>-12</sup>	10 <sup>-5</sup>
			10 <sup>-8</sup>	10 <sup>-16</sup>	10 <sup>-11</sup>	10 <sup>-13</sup>	10 <sup>-6</sup>
							10 <sup>-7</sup>

(Freeze, Cherry)

(Idrogeologia: parametri fondamentali)

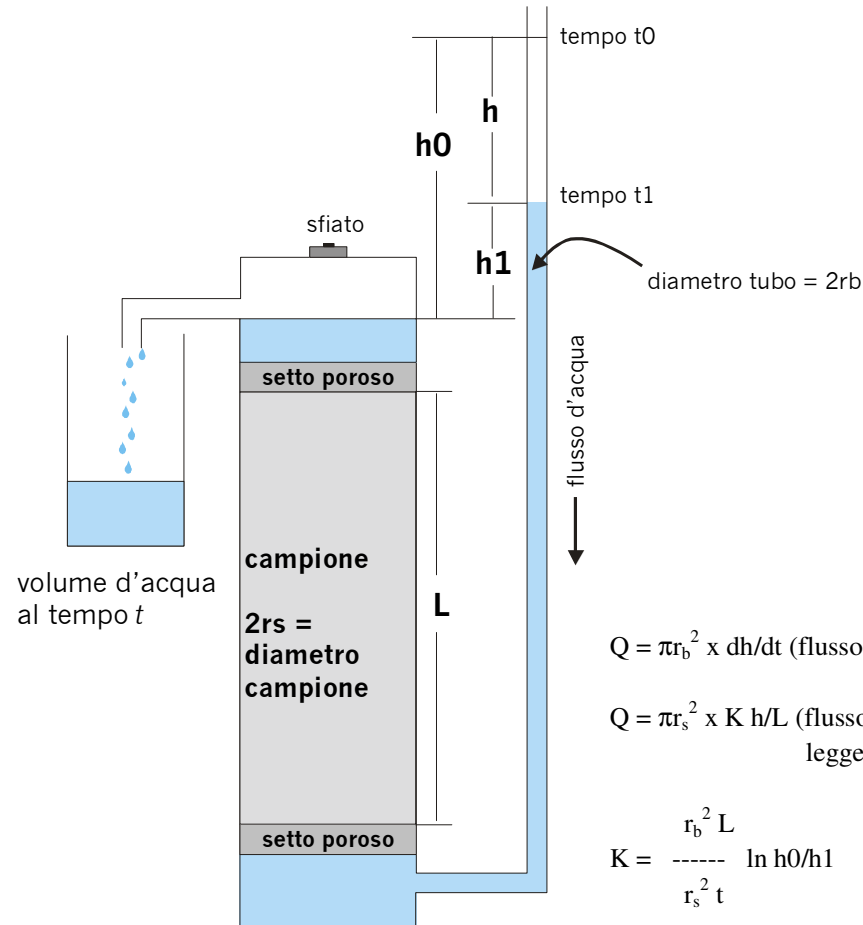
# Grafico per stimare la porosità efficace di un acquifero freatico (valido fino a sabbie grossolane, < 2 mm)

*da Drainage Manual 1984*



*(Idrogeologia: parametri fondamentali)*

## Permeametro a carico variabile

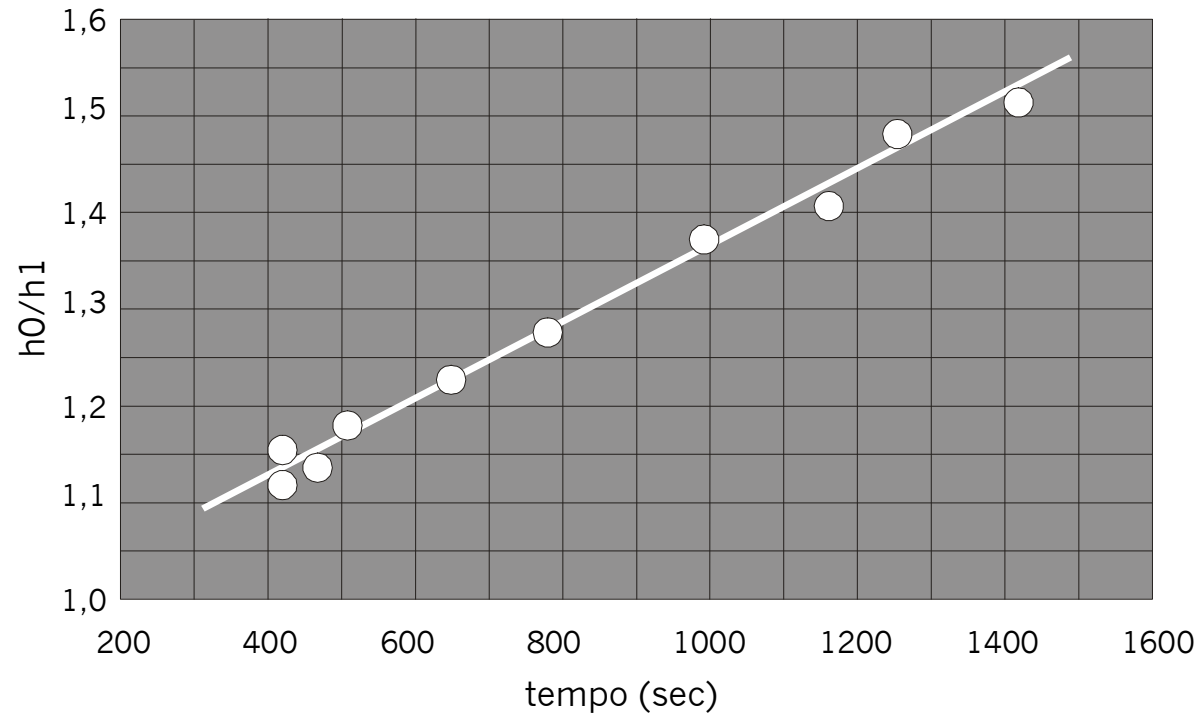


Il fluido usato per la prova è acqua a 26°. Il diametro del contenitore è di 4,8 cm, la lunghezza del campione di 15,2 cm, il raggio del tubo è di 1 cm. L'esperimento consiste in 10 prove con diversa differenza di carico ( $h_0$ ), e durata. Riportando su grafico il rapporto  $h_0/h_1$  ed il tempo, si ricava un valore rappresentativo della conducibilità idraulica e l'attendibilità della prova. Per il principio di continuità, il flusso dentro il tubicino è uguale a quello che attraversa il campione, nello stesso tempo.

*(Cercate di completare la tabella in basso ricostruendo il grafico tempo –  $h_0 / h_1$ )*

H0(cm)	48	50.5	59	60	50	49	55	52	60	65
H1(cm)	42.5	44	50.5	47	35	32	37	45	49	47
H0/H1										
Tempo (sec)	422	461	505	781	1162	1423	1270	421	644	1000

*(Idrogeologia: parametri fondamentali)*



$$K = \frac{r_b^2 L}{r_s^2 t} \ln h_0/h_1$$

$r_b$  = raggio tubo (cm)

$r_s$  = raggio campione (cm)

$t$  = tempo di misura (in sec dal grafico)

$L$  = lunghezza campione (cm)

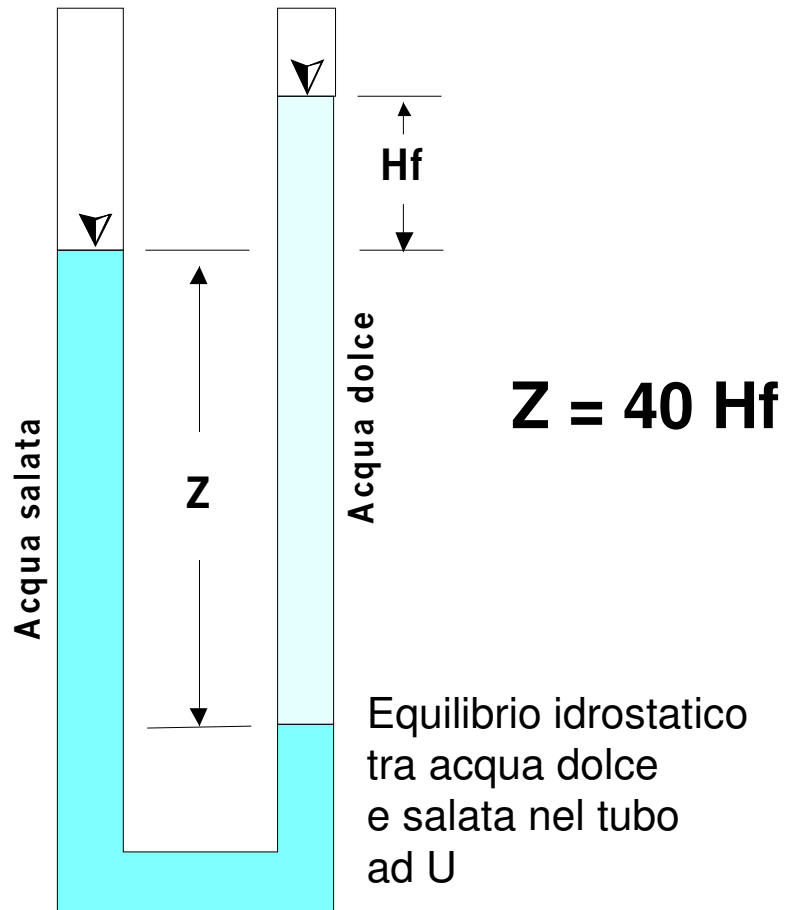
$h_0/h_1$  = rapporto tra carico iniziale ed a fine prova (dal grafico)

Grafico tempo, rapporto tra carico iniziale e finale, per calcolare la conducibilità idraulica con il permeametro a carico variabile. Immettere nella formula qualunque coppia di valori che giace sulla retta di correlazione.

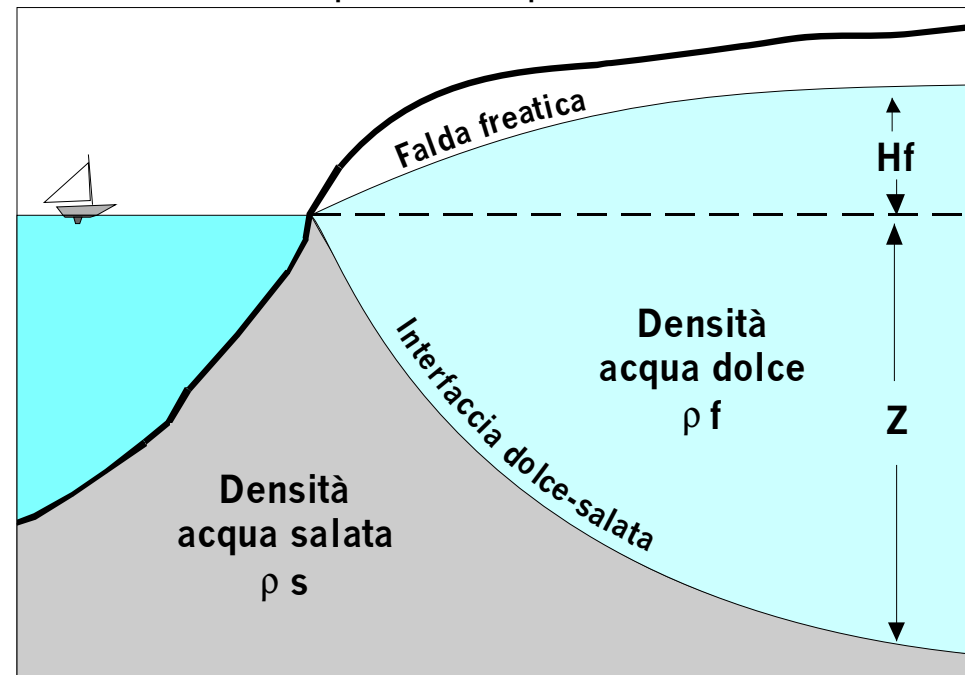
I permeametri a carico variabile sono utilizzati per materiali a bassa permeabilità, quelli a carico costante per materiali a permeabilità maggiore.

# Relazione tra acqua dolce e salata lungo la costa

Nelle vicinanze della costa la falda d'acqua salata è situata ad una profondità che è circa 40 volte l'altezza della falda d'acqua dolce sul livello mare (Ghyben-Herzberg). Questo fenomeno è dovuto alla diversa densità dei due fluidi e si può ricavare eguagliando i pesi delle due colonne di fluido e ricavando  $Z$ .



Schema dei rapporti acqua dolce-salata lungo la linea di costa, per un acquifero freatico



All'equilibrio, in condizioni statiche, la pressione sulla superficie dei due tratti del tubo ad U deve essere uguale, quindi:

$$\rho_s g z = \rho_f g (z + H_f)$$

$$z = (\rho_f / \rho_s - \rho_f) H_f$$

Considerando  $\rho_f = 1 \text{ g/cm}^3$  e  $\rho_s = 1,025 \text{ g/cm}^3$

Si ottiene

$$Z = 40 H_f$$

La relazione può essere usata per una prima stima e diventa sempre meno precisa avvicinandosi alla linea di costa (perché? Provate a disegnare le superfici equipotenziali e le direzioni di flusso nella falda freatica).

In genere la relazione sottostima la profondità dell'interfaccia.

In un acquifero freatico un abbassamento di 1 m nella falda dolce provoca un innalzamento di 40 m dell'interfaccia dolce - salata

## Eterogeneità ed anisotropia degli acquiferi

Le diverse modalità di trasporto e deposizione dei sedimenti, determinano delle strutture sub parallele, a piani sovrapposti ed a granulometria variabile lungo certe direzioni. Si formano pertanto dei mezzi caratterizzati da parametri che variano se sono misurati in senso verticale od orizzontale, si parla cioè di anisotropia ed eterogeneità. Quando  $K$  è indipendente dalla posizione si parla di omogeneità, mentre se essa varia da punto a punto, la formazione è eterogenea. Nel caso in cui  $K$  è costante nelle diverse direzioni in cui è misurata ( $x,y,z$ ), si parla di isotropia del mezzo, mentre se essa varia in una qualunque delle direzioni spaziali il mezzo è considerato eterogeneo.

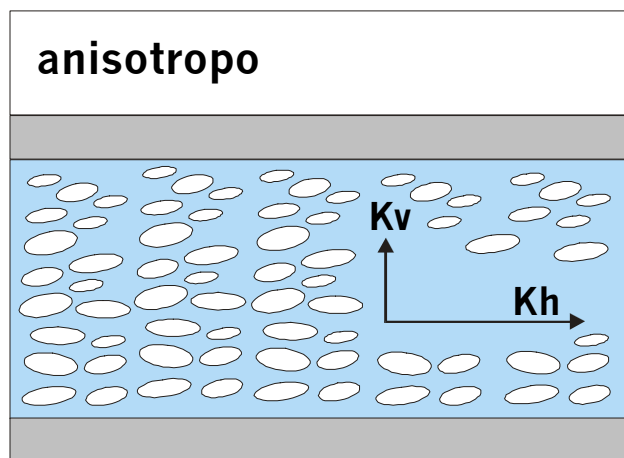
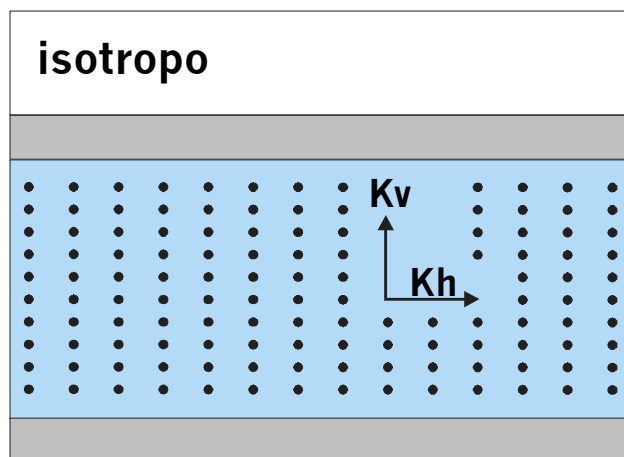
In genere la permeabilità (conducibilità idraulica) è diversa e maggiore, se misurata in senso orizzontale piuttosto che in quello verticale e spesso si verifica il caso all'interno di una successione di strati, che  $K$  è costante in ogni strato, ma l'intero complesso è da considerare eterogeneo (eterogeneità stratificata).

Un altro tipo di eterogeneità di  $K$  è quella discontinua, causata da forti variazioni dovute a faglie, eteropie, superfici d'erosione ecc. Nella maggior parte dei depositi dovuti a correnti idriche si assiste alla eterogeneità direzionale (depositi deltizi, alluvionali, fluvioglaciali....) dove  $K$  può variare di 2-3 ordini di grandezza in pochi chilometri e la legge di distribuzione è del tipo logaritmico:

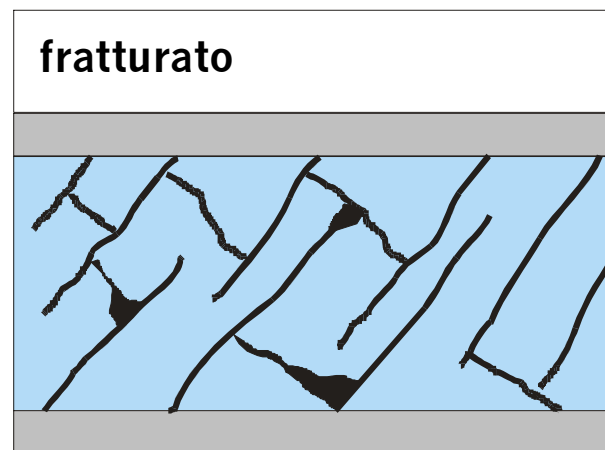
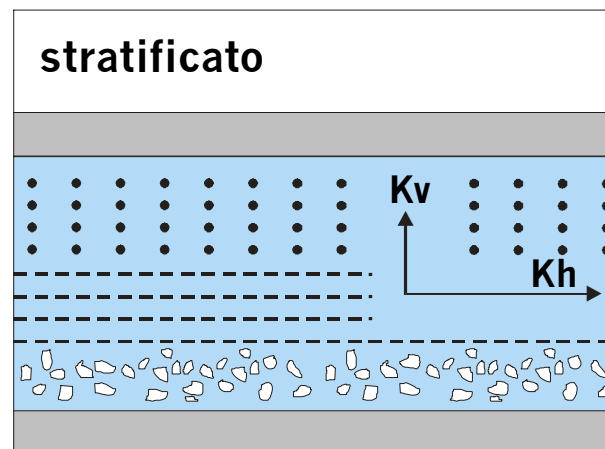
$$Y = \log K$$



## Acquifero omogeneo

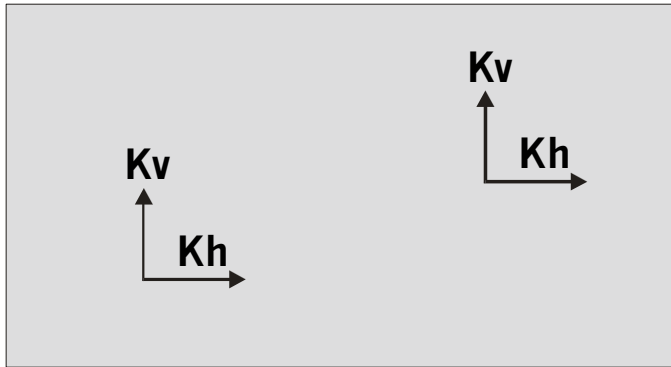


## Acquifero eterogeneo

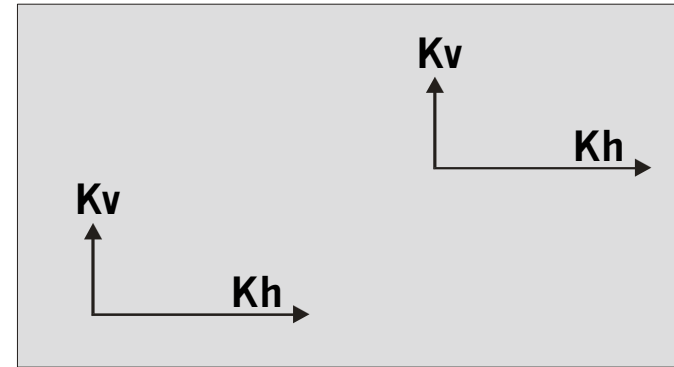


Un mezzo anisotropo omogeneo può essere trasformato in uno isotropo fittizio, considerando una permeabilità media ( $K_m$ ) e conoscendo i valori di permeabilità orizzontale ( $K_h$ ) e verticale ( $K_v$ ):  $K_m = \sqrt{K_h \times K_v}$ . In natura  $K_h$  può essere da 2 a 100 volte superiore a  $K_v$ .

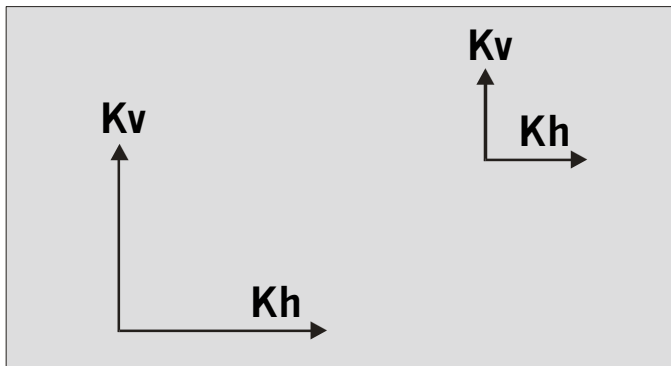
## Quattro possibili combinazioni di eterogeneità ed anisotropia



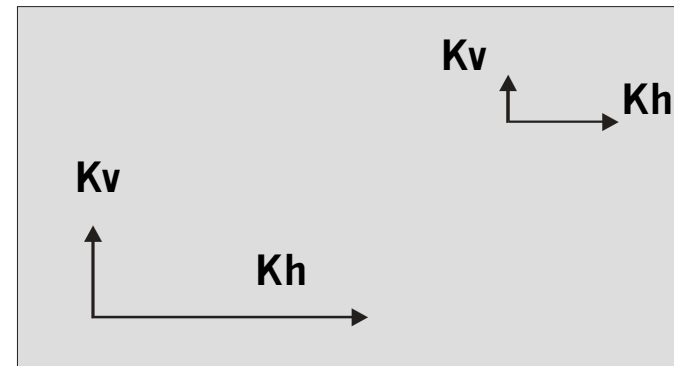
omogeneo, isotropo



omogeneo, anisotropo



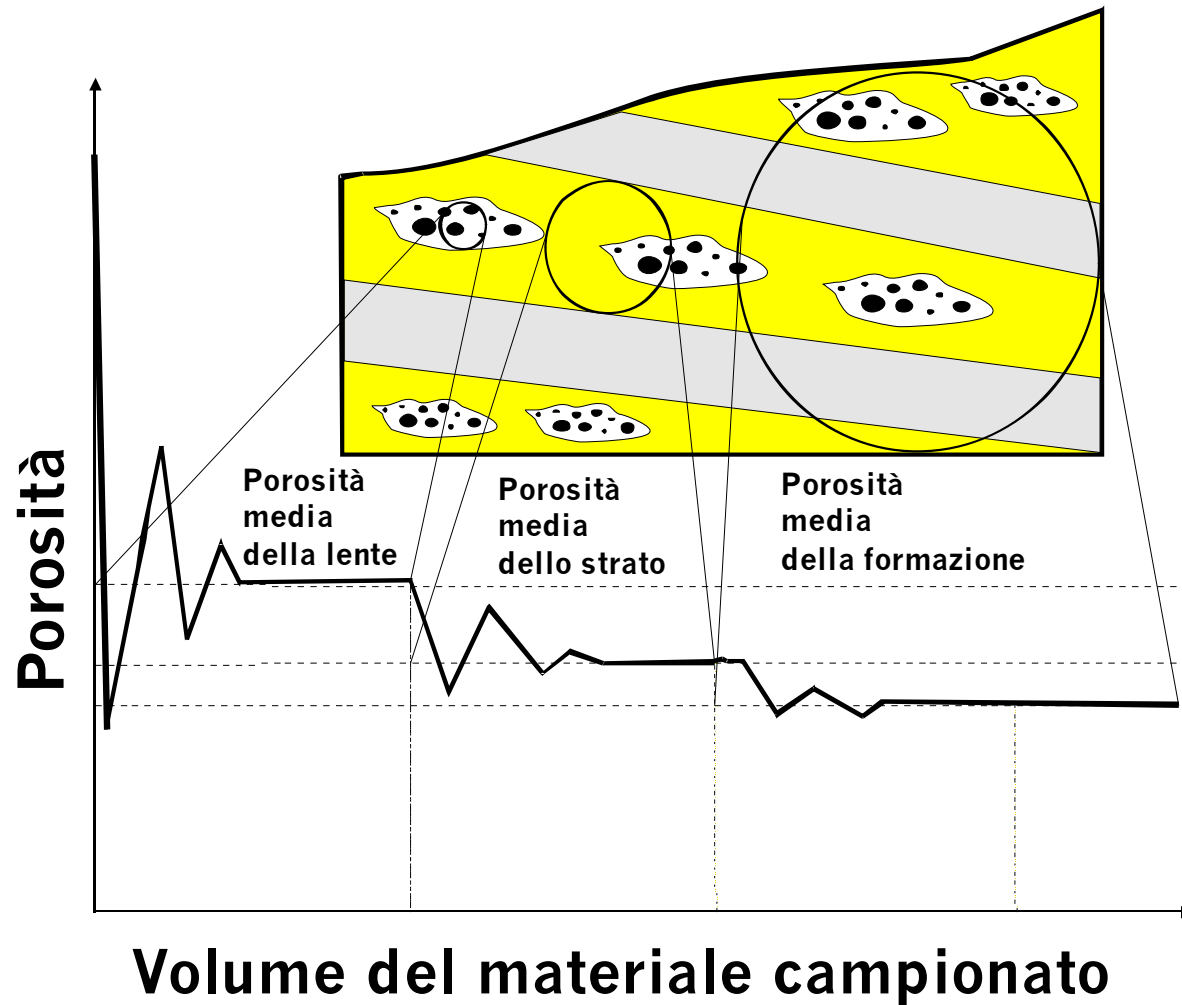
eterogeneo, isotropo



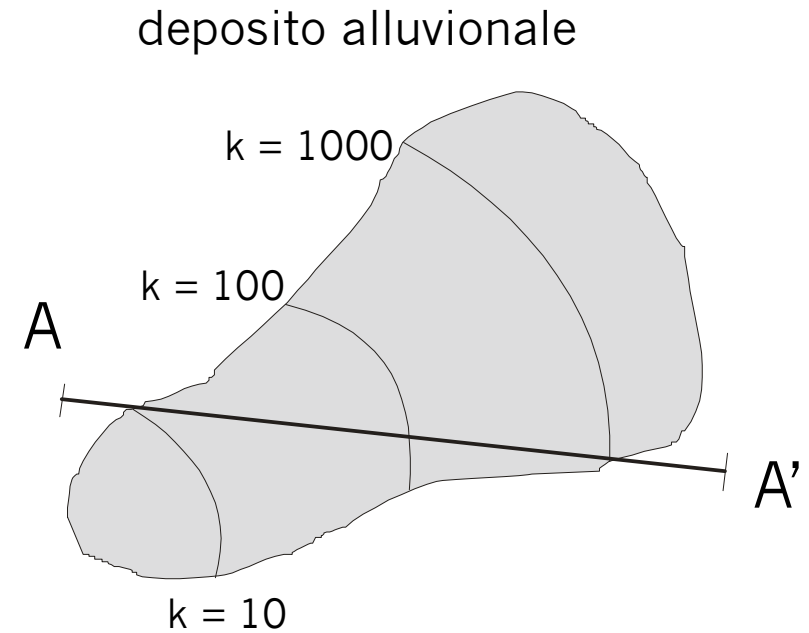
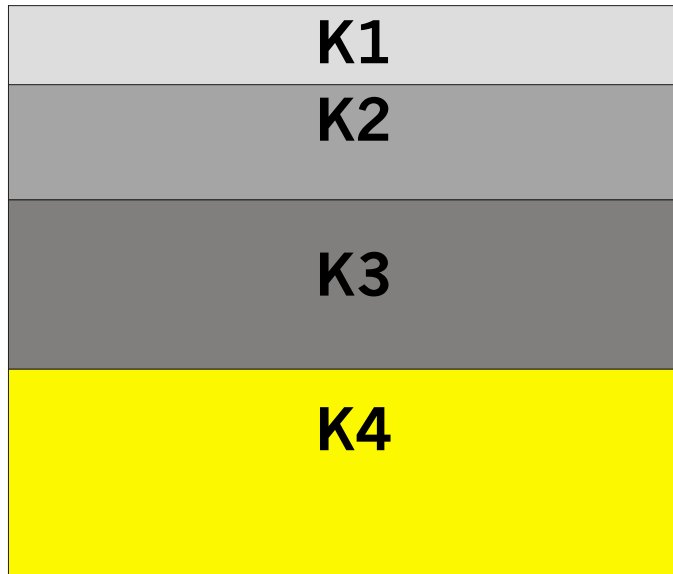
eterogeneo, anisotropo

Freeze, Cherry

# Volume significativo



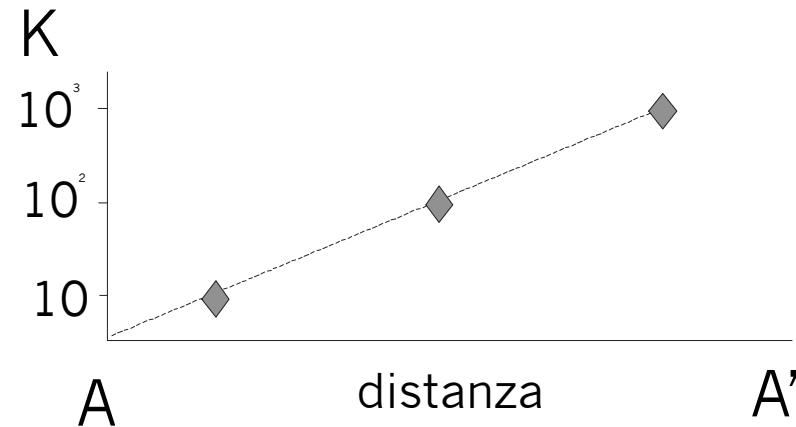
Variazione della porosità del campione in funzione del volume analizzato  
(Hubbert, 1957)



**Eterogeneità stratificata**

**Eterogeneità direzionale**

*(Freeze, Cherry)*



*(Idrogeologia: parametri fondamentali)*

## Permeabilità equivalente

Ricordando quanto esposto in precedenza, nell'applicazione della legge di Darcy si deve fare attenzione a come il flusso idrico si propaga nel mezzo. In una serie di strati a diverso spessore dove  $K_h \gg K_v$ , se il movimento è parallelo alla stratificazione, la portata complessiva è data dalla somma delle portate attraverso i singoli livelli, diversamente se il movimento è in prevalenza verticale, è il gradiente generale ad essere dato dalla somma dei vari gradienti.

Nel primo caso si considera pertanto una permeabilità orizzontale equivalente ( $K_h$ )

$$K_h = (K_1 z_1 + K_2 z_2) / z_1 + z_2$$

Nel secondo caso una permeabilità verticale equivalente:

$$K_v = (z_1 + z_2) / (z_1 / k_1 + z_2 / k_2)$$

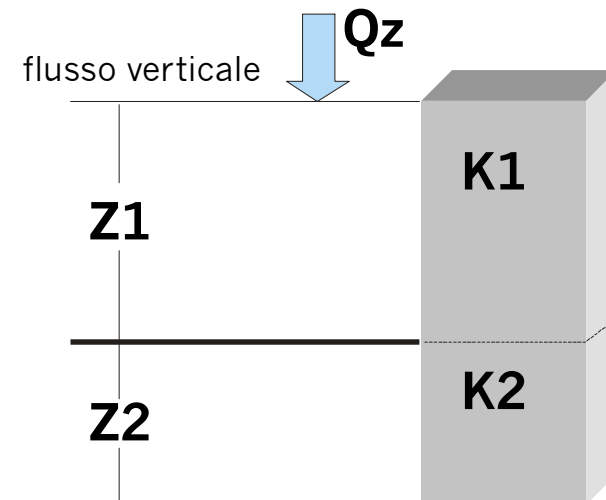
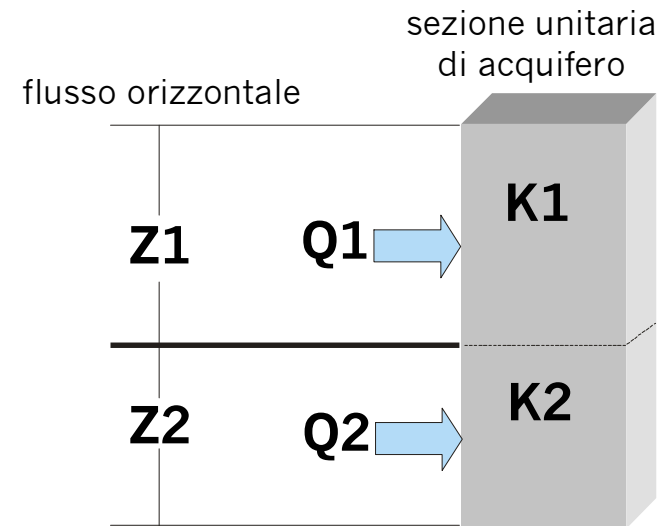
## Permeabilità orizzontale e verticale di una serie di strati

Nel flusso parallelo agli strati il gradiente è costante in ogni strato, e la permeabilità orizzontale equivalente è:

$$K_h = (K_1 z_1 + K_2 z_2) / (z_1 + z_2)$$

Nel flusso perpendicolare agli strati la portata totale è costante e la permeabilità verticale equivalente è:

$$K_v = (z_1 + z_2) / (z_1 / K_1 + z_2 / K_2)$$



# Classificazione degli acquiferi in base alla permeabilità

Permeabilità m/giorno	$10^{-6}$	$10^{-5}$	$10^{-4}$	$10^{-3}$	$10^{-2}$	$10^{-1}$	1	10	$10^2$	$10^3$	$10^4$
<b>Permeabilità (qualitativa)</b>	<b>Impermeabile</b>		<b>Poco permeabile</b>		<b>Leggermente impermeabile</b>		<b>Permeabile</b>		<b>Molto permeabile</b>		
<b>Definizione Acquifero</b>	<b>Acquicludo</b>		<b>Acquitardo</b>		<b>Acquifero povero</b>		<b>Acquiferi da normali a buoni</b>		<b>Acquifero eccellente</b>		
<b>Alcuni materiali costituenti</b>	<b>Argilla Scisti Graniti</b>		<b>Limi sabbiosi Limi Argille limose</b>		<b>Sabbia fine Sabbia limosa Calcari fratturati</b>		<b>Sabbia pulita Sabbia e ghiaia Sabbia fina</b>		<b>Ghiaia pulita</b>		

*(Custodio)*

**L'acquifero è un'unità geologica in grado di immagazzinare e trasmettere l'acqua in quantità significative per un suo utilizzo.**

*(Idrogeologia: parametri fondamentali)*

## Classificazione degli acquiferi in base alla Trasmissività

<b>T (m<sup>2</sup> /d)</b>	<b>Classe</b>	<b>Definizione</b>	<b>Potenziale utilizzo</b>
> 1500	I	Eccezionale	Risorsa naturale
1000-1500	II	Molto alto	Grande importanza regionale
100-1000	III	Alto	Importanza regionale
10-100	IV	Intermedio	Importanza locale
1-10	V	Basso	Valore locale
0,1-1	VI	Molto basso	Ad uso privato
<0,1	VII	Non valutabile	Probabilmente non acquifero

*(Krasny)*

*(Idrogeologia: parametri fondamentali)*



# Alcune domande di ripasso

Cos'è la porosità ? E come si calcola ?

Quale è la differenza tra porosità totale ed efficace ?

E tra porosità primaria e secondaria ?

Alcuni valori tipici di porosità per diversi terreni ?

Cos'è la conducibilità idraulica ?

Quali metodi conoscete per calcolarla ?

Quali sono alcuni valori tipici per diversi terreni ?

Che differenza c'è tra permeabilità e conducibilità idraulica ?

Cosa si intende per mezzo eterogeneo ?, omogeneo ?, isotropo ?, anisotropo ?

Che differenze vi sono tra immagazzinamento, immagazzinamento specifico e porosità efficace ?

E tra trasmissività e conducibilità idraulica ?