

BILANCIO DI UN BACINO

BACINO IDROGRAFICO: area di raccolta delle acque superficiali che confluiscono nello stesso corso d'acqua. E' circoscritto dalla linea spartiacque (creste della topografia) che lo separa dai bacini contigui. Può essere scomposto in più sottobacini relativi a corsi d'acqua di ordine inferiore.

BILANCIO IDROLOGICO: l'acqua meteorica piovuta in un determinato bacino idrografico in parte confluisce direttamente nel corso d'acqua in uscita dal bacino (*ruscellamento*), in parte si infiltra nel terreno (*infiltrazione*) e in parte evapora o viene assorbita dalla vegetazione (*evapotraspirazione*).

$$P = R + I + E$$

Vedendo le cose più in dettaglio, l'infiltrazione ha due aspetti: in un primo tempo tutta l'acqua viene trattenuta come *umidità* del terreno (I_g), poi, quando questo sarà saturo, si avrà un'*infiltrazione efficace* (I_e), cioè l'acqua inizierà a circolare alimentando la falda. L'evapotraspirazione invece riguarda quella porzione di acqua che finirà nell'atmosfera attraverso l'*evaporazione diretta* (E_v) o attraverso la *traspirazione* (T_v) della vegetazione che l'avrà assorbita. Il bilancio diviene allora più complesso:

$$P = R + (I_g + I_e) + (E_v + T_r)$$

DEFLUSSO TOTALE: porzione delle precipitazioni che presto o tardi raggiungerà il corso d'acqua.

$$D_t = R + I_e$$

DEFICIT DI DEFLUSSO: porzione delle precipitazioni che non raggiungerà il corso d'acqua.

$$D = E + I_g$$

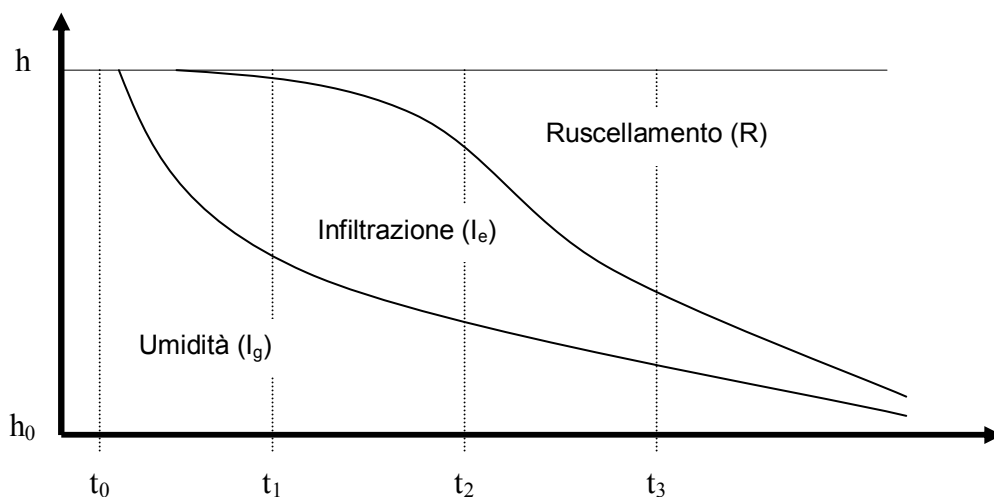
$$P = R + I + E = R + I_e + I_g + E = D_t + D \quad \Rightarrow \quad D = P - D_t$$

COEFFICIENTE DI DEFLUSSO: rapporto tra deflusso totale e afflusso, indica la capacità del bacino idrografico di raccogliere acqua. Il limite teorico inferiore è 0 in assenza di precipitazioni o in regioni dove l'infiltrazione o l'evaporazione sono totali (carsiche o aride). Il limite massimo teorico è 1 in totale assenza di infiltrazione ed evaporazione (suolo impermeabile e clima freddo).

$$C = D_t / P \quad \text{con} \quad 0 < C < 1$$

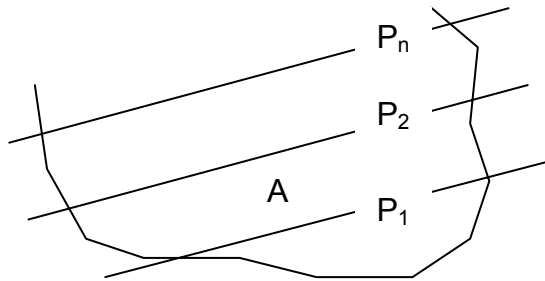
C può risultare >1 quando si studia il bacino per un tempo troppo breve. L'eccedenza sarà dovuta alle acque piovute in un periodo precedente e soltanto ora confluite nel corso d'acqua. Il deflusso infatti richiede un *tempo di corrivazione*.

DINAMICA NEL TEMPO: la prima acqua che piove (per minuti o anche ore) viene raccolta dalla vegetazione (evapotraspirazione) e solo una trascurabile porzione cade direttamente nel fiume (t_0). Dopo un certo tempo l'acqua inizia a bagnare il suolo che la assorbe e la trattiene (umidità del terreno). Quando il suolo si satura e una parte dell'acqua inizia ad infiltrarsi e va ad alimentare la falda mentre iniziano a formarsi delle pozzanghere in superficie (t_1). A lungo andare (t_2) le pozzanghere si espandono e l'acqua potrà organizzarsi in rigagnoli superficiali (ruscellamento). Dopo un certo tempo la massima parte dell'acqua meteorica alimenterà il ruscellamento superficiale.



MISURA DELLE PRECIPITAZIONI: i dati (altezze in mm) provengono dalle stazioni pluviometriche. L'entità delle precipitazioni aumenta linearmente fino ad una quota limite oltre la quale le precipitazioni saranno di carattere nevoso, quindi non rilevabili dai *pluviometri*. La precipitazione media annua è calcolabile con due metodi:

ISOIETE: è un metodo approssimativo che però tiene conto delle situazioni locali. Si uniscono tutti i punti (stazioni) di uguale intensità con linee dette appunto *isoiete*. La precipitazione media di una determinata area si ottiene sommando le medie tra le isoiete divise per le aree comprese tra le isoiete stesse.



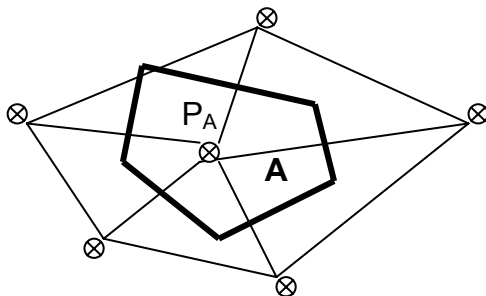
$$P = \frac{\frac{P_1+P_2}{2} A_{(1,2)} + (\dots) + \frac{P_n+P_{n+1}}{2} A_{(n,n+1)}}{\sum A}$$

Es. la precipitazione media nella zona $A_{(1,2)}$ Compresa tra P_1 e P_2 :

$$P_{(1,2)} = \frac{P_1+P_2}{2} A_{(1,2)}$$

[$h \cdot A = m \cdot m^2 = m^3$]

TOPOIETI: si uniscono con delle linee tutte le stazioni limitrofe (si forma un reticolato a maglie triangolari). Si tracciano poi le perpendicolari ai punti medi di ognuna di queste linee delimitando così dei poligoni (*topoieti*) che avranno tutti una stazione al centro. Il valore di quella stazione verrà attribuito a tutta l'area del poligono. L'area del topoieto moltiplicata per l'altezza delle precipitazioni ad esso associate darà il volume delle precipitazioni sul topoieto. La sommatoria dei volumi divisa per la sommatoria dei topoieti presenti nell'area regione in esame fornirà la valutazione della precipitazione media nella regione stessa.



Nella zona del topoieto A:

$$V_A = A \times P_A \quad [m^3]$$

Per l'intera regione in esame:

$$P = V_{tot} / A_{tot} \quad [m^3]$$

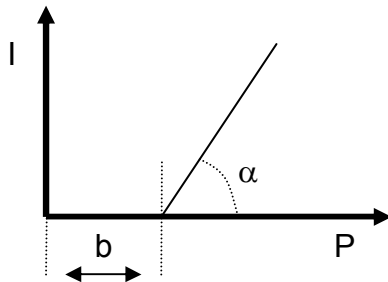
CALCOLO DELL'EVAPOTRASPIRAZIONE (formula di Turc): formula empirica che funziona solo se valutata su base annua e con il presupposto che la zona in esame sia litologicamente e morfologicamente omogenea. L'evapotraspirazione è comunque un dato spesso trascurabile con il nostro clima.

con: P = precipitazione media annua (mm)
 $L = 300 + 25T + 0,05T^3$
 T = temperatura media annua ($^{\circ}C$)

$$E = \frac{P}{\sqrt{0,9 + (P^2 / L^2)}}$$

CALCOLO DELL'INFILTRAZIONE EFFICACE: i *lisimetri*, solitamente impiegati in agricoltura (e quindi presenti solo nelle aree agricole) sono in grado di misurare l'infiltrazione nel terreno in modo più o meno realistico e su aree limitate. Relazionando l'infiltrazione media con la precipitazione media annua si osserva che il

processo di infiltrazione ha inizio a partire da una certa soglia (abbiamo già visto che la prima acqua interessa solo l'evapotraspirazione). Da questo andamento è possibile determinare una funzione condizionata dai parametri b ed α che sono caratteristici per un determinato suolo in un determinato clima.



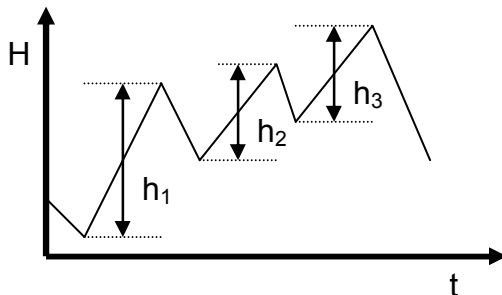
$$I = (P - b) \operatorname{Tg} \alpha$$

da cui, ponendo: $\operatorname{Tg} \alpha = a$

$$\Rightarrow I = a (P - b)$$

con a e b caratteristici del luogo

Questo metodo è applicabile solo nelle zone dove sono presenti dei lisimetri, solitamente aree agricole e pianeggianti. In aree montane si può misurare le fluttuazioni delle *quote piezometriche* nei pozzi, ovvero le variazioni (h) del livello dell'acqua, e sommare tutti gli incrementi. A questo punto, conoscendo la porosità del terreno (μ) si può calcolare lo spessore di terreno saturato:



$$I = (\sum h / \mu) \times 100$$

Con: h espresso in mm

μ espresso in %

$\Rightarrow I$ espresso in mm

In un sistema chiuso, cioè un'area permeabile completamente circoscritta da terreni impermeabili, qualora si conoscano *tutti* i punti di emergenza del bacino (sorgenti) è possibile applicare un altro metodo, più preciso. Questo si basa sull'ovvia deduzione che l'acqua che esce dal quest'area deve essere la stessa che è entrata. Si misureranno quindi le portate medie annue di tutte le emergenze (in assenza di pioggia, quindi senza il contributo di R) e si sommano ottenendo la portata totale in uscita (Q_t). La portata, divisa per la superficie (A), fornirà l'infiltrazione:

$$I = Q_t / A$$

MISURA DELLE PORTATE: le misure di portata servono anche e soprattutto a valutare quella porzione R di acqua che confluisce all'uscita del bacino idrografico. Si definisce *portata* il volume (V) di acqua che attraversa una determinata sezione nell'unità di tempo (m^3/sec). Da un punto di vista dimensionale però può essere vista anche come la velocità media (v_m) dell'acqua che attraversa la sezione di area S .

$$Q = V/\text{sec} \quad [\text{m}^3/\text{s}]$$

$$Q = v_m \times S \quad [\text{m/s} \times \text{m}^2 = \text{m}^3/\text{s}]$$

Per misurare la portata di un corso d'acqua in un determinato punto basterà allora valutare l'area della sezione e la velocità dell'acqua in quel punto. Si deve scegliere un tratto abbastanza rettilineo per evitare che ci siano moti turbolenti e una sezione il più possibile regolare. La velocità si misura contando i giri di un'elica standard. L'elica va immersa a diverse profondità lungo delle verticali equidistanti e per

ciascuna verticale si calcola una velocità media. A questo punto si può procedere in due modi: la media tra due verticali viene attribuita al settore compreso tra le verticali stesse (fig.1) oppure la media di ciascuna verticale viene attribuita ad un settore centrato sulla verticale stessa (fig.2). La portata della sezione è data sempre dalla somma dei contributi di tutti i settori.

$$V = (\text{giri} \times 0,25) / t$$

⊗ = misure di V lungo le verticali

V_2 = velocità media misurata lungo la verticale 2

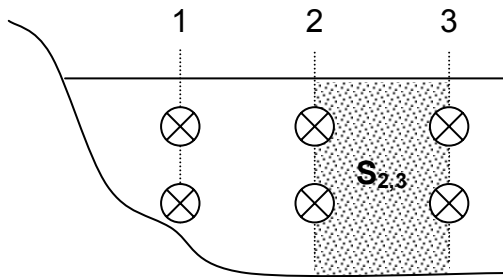


Fig.1

$$V_{2,3} = (V_2 + V_3) / 2$$

$$Q_{2,3} = V_{2,3} \times S_{2,3}$$

$$Q = \sum (v_n \times S_n)$$

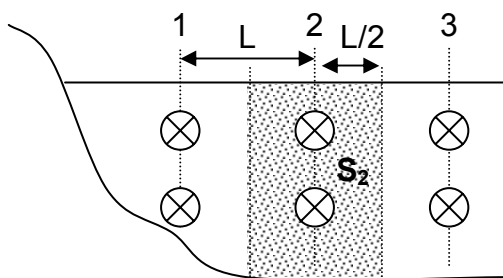


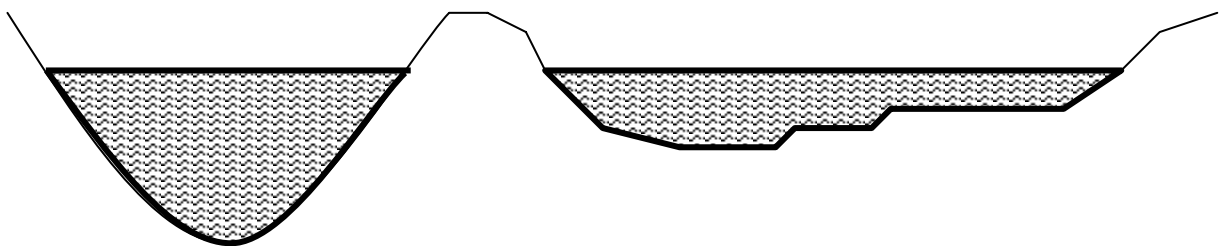
Fig.2

$$Q_2 = V_2 \times S_2$$

$$Q = \sum (v_n \times S_n)$$

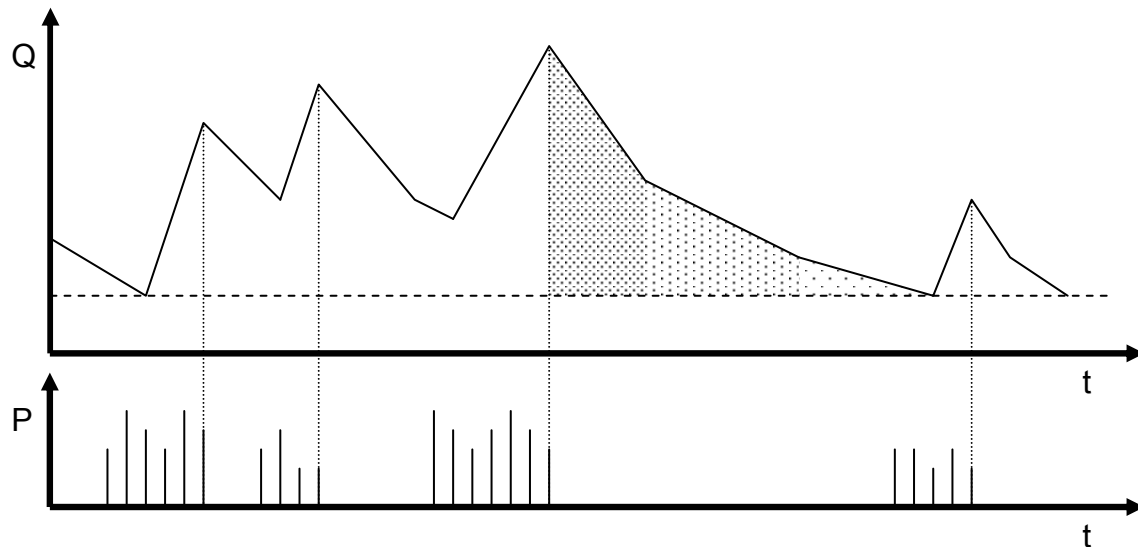
RAGGIO IDRAULICO: rapporto tra l'area della sezione (S) e il *perimetro bagnato* (P). L'importanza di questa grandezza sta nel fatto che, a parità di area, l'aumento del perimetro bagnato influisce sugli attriti².

$$R = S/P$$



IDROGRAMMA: grafico delle variazioni di Q nel tempo. I picchi di Q presentano un certo ritardo rispetto alle precipitazioni a causa del tempo di corrivazione del ruscellamento e del tardivo apporto delle acque di infiltrazione. I valori delle precipitazioni vengono indicati con linee verticali.

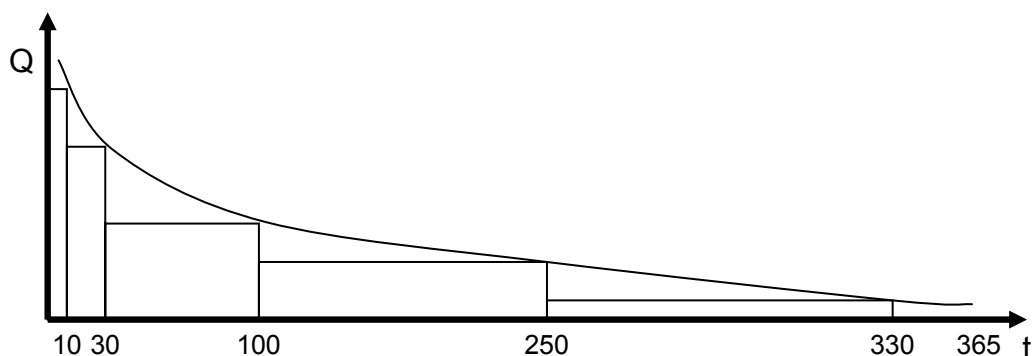
² La riduzione del raggio idraulico, causata dall'allargamento dell'alveo e/o dalla presenza di terrazzamenti, determina maggiore attrito e riduzione della velocità. Poiché la velocità incide sulla portata, la portata risentirà a sua volta del raggio idraulico. Tralasciamo qui la dimostrazione matematica perché non ha utilità pratica in questo contesto. Cfr. gli appunti di Geomorfologia.



Nel penultimo episodio è stata evidenziato l'andamento del decremento: la superficie più densa rappresenta prevalentemente l'acqua di ruscellamento che confluisce nel corso d'acqua in pochissimo tempo (giorni). L'area successiva interessa l'acqua di infiltrazione superficiale che impiega più tempo per alimentare il corso d'acqua (settimane). L'area meno densa rappresenta infine l'acqua di infiltrazione profonda che raggiunge la sezione in tempi lunghissimi.

FLUSSO DI BASE: è il valore di portata che l'idrogramma mantiene (con tendenza all'esaurimento) in assenza di precipitazioni grazie alla sola acqua di infiltrazione profonda. Nella figura precedente è stato indicato con la linea tratteggiata orizzontale. Bacini con ruscellamento limitato e forte infiltrazione (aree carsiche) possono presentare picchi di portata poco accentuati ed un flusso di base sostenuto. Il corso d'acqua sarà permanente. Bacini su terreni impermeabili presentano picchi accentuati ed un flusso di base molto basso che può addirittura cessare. E' il caso di bacini che non hanno capacità di immagazzinamento delle acque ed alimentano corsi d'acqua con regime stagionale.

CURVA DI DURATA: è un altro modo di rappresentare la portata in funzione del tempo che consente di definire quel è il regime del corso d'acqua. Invece che in ordine cronologico le portate giornaliere misurate nell'arco di un anno andranno riportate in ordine decrescente. La scala del tempo conterà i 365 giorni dell'anno.



Questa curva indica per quanti giorni all'anno il regime si mantiene al di sopra di una determinata portata e quale sia la risorsa minima del corso d'acqua. Un regime permanente mostrerà un asintoto orizzontale abbastanza alto mentre un regime transitorio porterà la curva a zero dopo un certo periodo di attività.

CALCOLO DEL BILANCIO IDROLOGICO: alla luce di tutte le considerazioni fatte fin ora, la valutazione di come le acque meteoriche vengono effettivamente ripartite nelle varie componenti del bilancio si effettua a partire da una raccolta di dati:

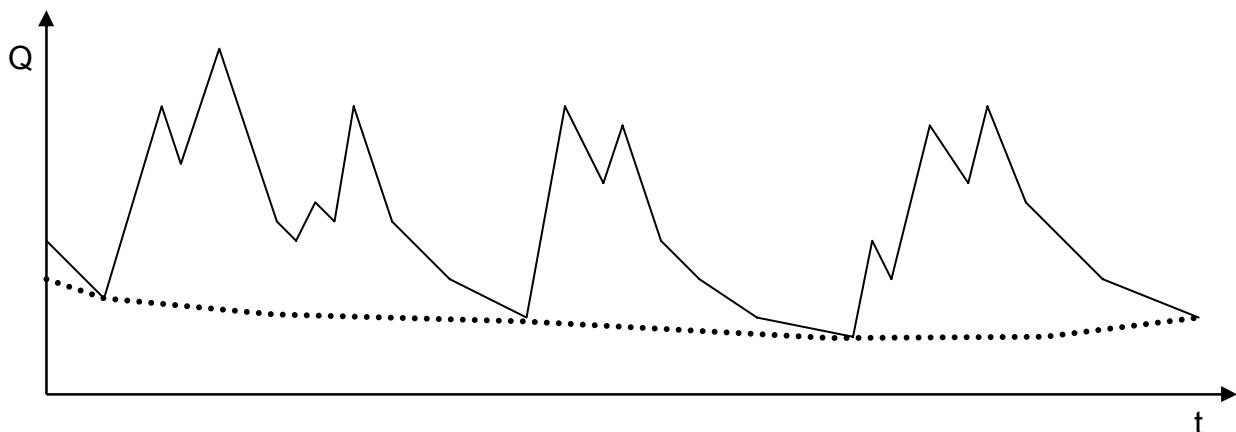
- ◆ Delimitare il bacino sulla carta topografica
- ◆ Misurare la superficie del bacino
- ◆ Reperire i dati pluviometrici di tutte le stazioni presenti nel bacino
- ◆ Conoscere la temperatura media annua della zona
- ◆ Raccogliere i dati sulla portata giornaliera nel corso d'acqua all'uscita del bacino (per la durata di un anno)

Il bilancio che deve quadrare è, come abbiamo visto, $P = R + I + E$

P: la precipitazione totale annua sulla superficie delimitata dal bacino si calcola con il metodo delle *isoiete* o dei *topoietti* sulla base dei dati delle stazioni pluviometriche.

E: l'evapotraspirazione annua si calcola con la *formula di Turc* sulla base della precipitazione media annua e della temperatura media annua nella zona del bacino.

A questo punto occorre utilizzare i valori di portata raccolti giornalmente nell'arco di un intero anno. Sulla base di questi si disegna l'*idrogramma* e si traccia, sia pure arbitrariamente, il *livello del flusso di base*. Tutte le portate al di sotto di questa linea (tratteggiata nella figura) si possono riferire all'apporto della sola *infiltrazione*.



I: si sommano tutti i contributi giornalieri attribuibili all'infiltrazione.

$R = (P_{\text{tot}} - I_{\text{tot}})$ questo dovrebbe essere il contributo dovuto al solo ruscellamento superficiale fino al corso d'acqua. In alternativa si può eseguire giorno per giorno la differenza $(P - I)$ per poi sommare gli apporti giornalieri di R . E' un metodo più laborioso ma anche più preciso.

Attenzione alle unità di misura che devono essere le stesse per tutti i parametri (in particolare per le misure in m e mm).

CARATTERISTICHE DELLE ROCCE

Dal punto di vista idrogeologico la caratteristica più importante di una roccia è la sua permeabilità. La filtrazione e l'immagazzinamento dell'acqua nelle masse rocciose è condizionata in primo luogo dalla presenza di *vuoti*. Distinguiamo allora due categorie di rocce:

ROCCE LITOIDI: coerenti, compatte, sono costituite da granuli aderenti o con interstizi cementati e formano corpi continui la cui permeabilità è determinata dalla presenza di fratture o fessure. Sono di questo tipo tutte le rocce intrusive (geneticamente prive di vuoti), le rocce effusive (presentano soltanto fessurazione da raffreddamento), le rocce metamorfiche (solo le scistosità le rendono permeabili) e le rocce sedimentarie ben cementate (le discontinuità stratigrafiche possono consentire la percolazione). Le rocce carbonatiche richiedono naturalmente una considerazione del tutto particolare a causa del *fenomeno carsico*.

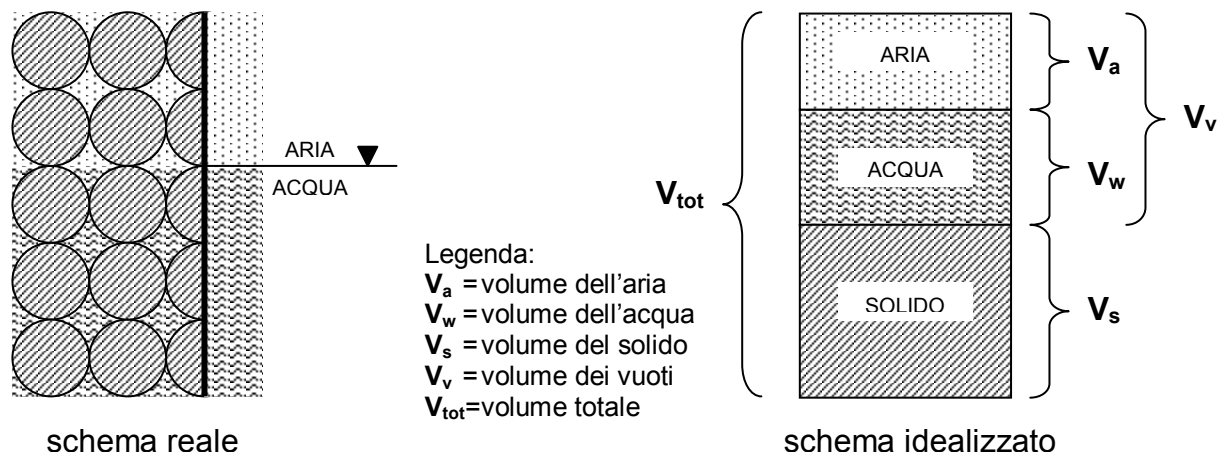
Oltre che dalle caratteristiche "genetiche", la permeabilità nelle rocce litoidi è condizionata anche dal grado di fratturazione per cause tettoniche o gravitative.

ROCCE INCOERENTI: sono costituite da granuli non cementati i cui interstizi possono essere facilmente riempiti dall'acqua. Si tratta prevalentemente di depositi sedimentari o piroclastici che possono presentare una relativa compattezza proprio a causa delle acque percolanti. Spesso costituiscono la copertura del substrato roccioso e per questo prendono il nome di *terre* o *terreni*.

FASI DI UN TERRENO: abbiamo appena detto che una terra è costituita da un aggregato di particelle separate da "vuoti". In realtà questi spazi saranno riempiti da acqua o da aria. Un terreno è dunque definibile come *sistema multifase* in cui coesistono, perfettamente distinguibili, i seguenti tre elementi:

- ❖ FASE SOLIDA: particelle solide del terreno;
- ❖ FASE LIQUIDA: generalmente acqua, riempie i vuoti tra le particelle;
- ❖ FASE GASSOSA: aria che riempie i vuoti non occupati dal liquido.

L'insieme di queste tre fasi determina il comportamento di un terreno. E' possibile schematizzare questa composizione considerando idealmente di poter porre tutti gli elementi solidi in un volume unico, senza vuoti interposti. Allo stesso modo immaginiamo che acqua e aria possano occupare volumi uniformi. Avremo allora questa schematizzazione:



POROSITA': è ciò che rende permeabile una terra, ovvero la presenza di vuoti comunicanti. Si esprime con una grandezza adimensionale (espressa spesso in %) data dal rapporto tra il volume dei vuoti e il volume totale. I valori limite sono teorici: 0% (non ci sono vuoti: è un solido massiccio) e 100% (il volume dei vuoti equivale a quello totale: non c'è solido)

$$n = V_v / V_t \quad (\times 100)$$

Il volume dei vuoti però è funzione della *distribuzione granulometrica*, dell'*uniformità*, della *forma* e della *disposizione* delle particelle solide.

GRANULOMETRIA: si misura con apposite analisi granulometriche (cfr. gli appunti di Geologia Applicata) e si classifica³ attraverso la scala M.I.T. (Massachusetts Institute of Technology):

DIAMETRO	CLASSE
<2μ	<i>Argilla</i>
2μ - 64μ	<i>Limo</i> (2μ = 0,002mm)
64μ - 2mm	<i>Sabbia</i> (64μ = 0,064mm)
>2mm	<i>Ghiaia</i>

La classe è una caratteristica che condiziona il comportamento del materiale stesso:

- ❖ Prevalenza della frazione sabbiosa ⇒ comportamento granulare
- ❖ Prevalenza della frazione argillosa ⇒ comportamento coesivo

Basta infatti una presenza di argilla del 20% per condizionare il comportamento del materiale. Questo è il motivo per cui il primo elemento da studiare in un terreno è la granulometria della fase solida. Il diverso comportamento dei terreni in funzione della granulometria è dovuto all'interazione tra le particelle (*forze di coesione* di natura elettrica nelle argille o *tensione superficiale* dovuta alla presenza dell'acqua nelle sabbie).

UNIFORMITA' GRANULOMETRICA: è importante perché se la distribuzione granulometrica è molto assortita i vuoti delle particelle più grandi potrebbero essere riempiti dalle particelle più fini.

FORMA E DISPOSIZIONE DELLE PARTICELLE: influiscono sulla porosità in quanto naturalmente particelle appiattite lasciano meno interstizi di particelle perfettamente sferiche. Inoltre una disposizione caotica lascia più interstizi di una disposizione ordinata e compatta.

POROSITA' EFFICACE: tornando alla *permeabilità* di un terreno, essa non dipende soltanto dalla porosità ma anche da altri fattori. Tra questi ha particolare importanza l'interazione tra la fase solida e la fase liquida, che non solo può frenare la percolazione gravitativa ma addirittura causare una risalita antigravitativa a causa della *capillarità* (forza di coesione tra la superficie del liquido e la superficie delle particelle causata dalla *tensione superficiale*). In considerazione di ciò la porosità reale (n_e) non aumenta proporzionalmente alla granulometria ma avrà un massimo in

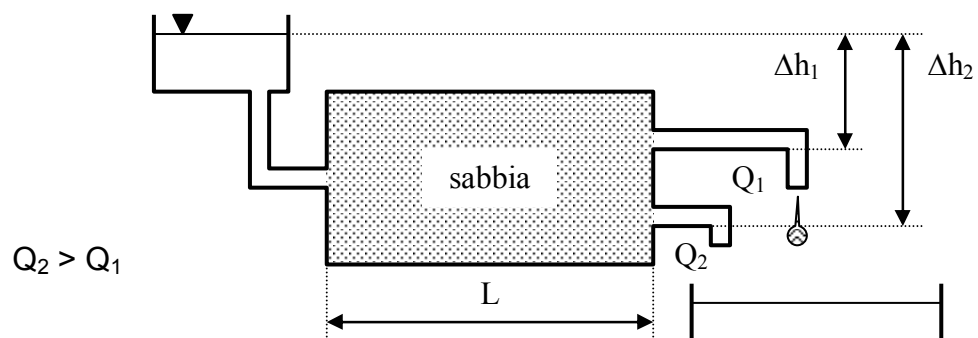
³ Classificazione puramente dimensionale, non sedimentologica. Per es. le argille sono quei terreni le cui particelle hanno diametro $\phi < 2\mu$, indipendentemente dalla presenza dei "minerali delle argille". L'unità di misura μ è dovuta all'uso dei setacci.

corrispondenza dei granuli di dimensioni prossime ai 2 mm (sabbia). Ciò che realmente influenza la permeabilità non è dunque la porosità che abbiamo visto ma la *porosità efficace*. Questa esprime la capacità del terreno di *immagazzinare* acqua negli interstizi. La permeabilità riguarda invece la capacità di lasciar passare l'acqua, cioè la resistenza opposta alla filtrazione.

FILTRAZIONE DELL'ACQUA NEL TERRENO

Le osservazioni che seguono sono riferite ad un "terreno" per praticità sperimentale. Valgono in realtà per qualsiasi roccia permeabile, sia che la percolazione interessi gli interstizi di masse granulari, sia che interessi fratture di masse litoidi. A questo proposito, al termine del paragrafo, si noti l'importanza di concetti come *porosità efficace* e *velocità reale*.

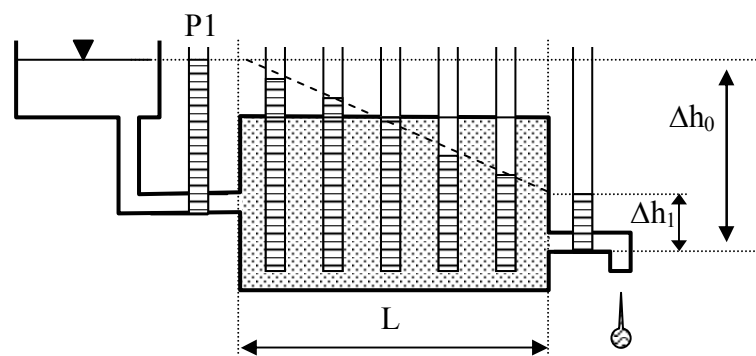
LEGGE DI DARCY (a): si basa su osservazioni sperimentali ottenute con un apparato come quello nella figura. Un serbatoio posto ad una certa quota alimenta per gravità un flusso d'acqua che attraversa per filtrazione una sezione di tubo riempita con una sabbia. L'acqua può essere fatta uscire da un livello stabilito e cade liberamente in un recipiente.



Si osserva che facendo uscire l'acqua dal dislivello Δh_2 si otterrà una portata maggiore di quella che si ha aprendo il tubo a Δh_1 . La portata è funzione del dislivello (Δh) ma anche delle dimensioni del tratto di terreno attraversato, ovvero la sua lunghezza (L) e l'area (S) della sezione:

$$Q = f(\Delta h, L, S)$$

GRADIENTE IDRAULICO: in realtà ad influire sulla portata non è esattamente quel Δh che appare a prima vista. Infatti nel tratto L ci sarà una perdita di pressione dovuta alla filtrazione. Inserendo dei piezometri (tubetti verticali di \varnothing sufficientemente grande da non causare capillarità) si può osservare in essi la risalita dell'acqua per il principio dei *vasi comunicanti*. Si vedrà allora che tale risalita rimarrà al di sotto della quota prevista (P1) e risulterà via via sempre più bassa man mano che l'acqua attraversa il terreno. Alla fine del tratto L il reale dislivello (Δh_1) risulterà inferiore a quello previsto senza filtrazione (Δh_0), come se avessimo fatto scendere l'acqua da una quota più bassa. C'è stata infatti una *perdita di carico idraulico*.



Si definisce dunque *gradiente idraulico* (i) la variazione del livello dei piezometri (Δh) in relazione al tratto (L) di terreno percorso. Il fenomeno è trascurabile nei tubi vuoti.

$$i = \Delta h / L$$

LEGGE DI DARCY (b): la funzione di Q che abbiamo ipotizzato prima risulta direttamente proporzionale a Δh ed S ma inversamente proporzionale a L, secondo una costante di proporzionalità k. Si può dunque formulare nei seguenti modi:

Q = portata

Δh = dislivello imposto dal serbatoio

S = area sezione tubo pieno

L = lunghezza del tubo pieno

$$Q = k \Delta h S / L$$

$$Q = k i S$$

Quindi, a parità di sezione S, la portata Q dipenderà dal materiale filtrante (k) e da $\Delta h/L$ (i). Meno il terreno è permeabile e maggiore Δh_0 dovrò applicare tra serbatoio e “sorgente” per poter “muovere” l’acqua fino ad ottenere la stessa Q nonostante la perdita di carico causata dalla filtrazione. Ecco che di fatto quel Δh che avevamo variato inizialmente era effettivamente il “motore” della filtrazione, in grado di erogare una determinata Q sia pur influenzata da tutti i parametri che abbiamo visto.

PERMEABILITA’: fino ad ora avevamo osservato cosa condizionava la permeabilità di in terreno ma non come questa si poteva quantizzare. Ora notiamo che durante la filtrazione nel terreno la variazione di portata dipende da determinati parametri geometrici in proporzione ad una costante (k) che dipende appunto dal tipo di terreno. Questa caratteristica del terreno è proprio la sua *permeabilità* ed ha le dimensioni fisiche di una velocità:

$$\begin{aligned} Q &= k \Delta h S / L \\ [L^3/t &= k L L^2/L] \\ \Rightarrow [k &= L/t] \text{ (cm/sec)} \end{aligned}$$

L’unità di misura della permeabilità è il *Darcy* (D). Un terreno ha permeabilità $k = 1D$ quando consente il passaggio di un volume unitario d’acqua (1 cm^3) nell’unità di tempo (1 sec) attraverso una sezione unitaria (1 cm) sotto l’azione di un carico di pressione unitario (1 atm).

NB: k in realtà dipenderebbe anche dalla viscosità (η) del fluido e quindi da peso specifico (γ) e temperatura (T) ma in idrogeologia il liquido è sempre l’acqua (che ha γ e η unitarie) quindi possiamo considerare k come un parametro assoluto e caratteristico del solo terreno a meno di non trovarci in condizioni termiche elevate (condizioni idrotermali).

VELOCITA’ DI FILTRAZIONE COME FUNZIONE DI k: rispolveriamo la definizione di portata, esplicitiamone la velocità e inseriamoci dentro la legge di Darcy:

$$\begin{aligned} Q &= v S & \Rightarrow & v = Q/S \\ Q &= k i S & \Rightarrow & v = k i \quad (\text{cm/sec}) \end{aligned}$$

Vediamo dunque che anche la velocità con cui l'acqua filtra nel terreno è funzione del gradiente idraulico secondo un fattore di proporzionalità k . Anche la velocità dipende dalla permeabilità del terreno.

VELOCITA' REALE: la *velocità di Darcy* in realtà è una velocità apparente. Avevamo già visto, proprio parlando della permeabilità, che questa dipendeva anche dalla disposizione dei granuli del terreno. L'acqua infatti non si muove in direzione rettilinea (come abbiamo finto fin ora) ma deve divincolarsi in un labirinto di interstizi comunicanti. La distanza percorsa realmente in un determinato tempo t sarà dunque ben maggiore di L e la velocità reale risulterà certamente maggiore.

Tornando alla definizione $v = Q/S$ dobbiamo infatti considerare che la sezione reale, a causa dell'ostruzione dei granuli, sarà minore di S . La velocità reale è dunque funzione della *porosità reale*:

$$v_r = v_D / n_e = Q / (S n_e) = K i / n_e$$

La velocità reale è difficile da stimare a causa del parametro n_e dunque in definitiva la velocità di Darcy è comunque utile a conoscere sommariamente l'ordine di grandezza della velocità.

TRASMISSIVITA': volume di acqua (gravifica) che passa nell'unità di tempo per una sezione di larghezza unitaria e altezza pari allo spessore saturo dell'acquifero, sotto l'azione di un gradiente unitario (definizione di Theis). La grandezza T è espressa dal prodotto tra permeabilità e spessore dell'acquifero:

LH

↓

KH

↓

$T = K \cdot H \quad [m^2/sec]$

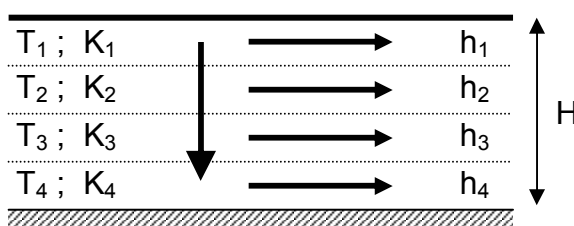
$$Q = K i S = K i L H = T L i$$

Si può ottenere quindi una nuova espressione di Q : $Q = T L i$
 e se si considera tutto unitario si avrà $L=1$ quindi: $Q = T i$

FLUSSO IN UN TERRENO DISOMOGENEO: se il terreno è caratterizzato da una successione di strati con diverse caratteristiche si possono valutare dei valori medi di T e K con i seguenti criteri:

Flusso orizzontale: $K_m = \frac{\sum(K \cdot h)}{H} = \sum(T/H) \quad ; \quad T_m = \sum T$

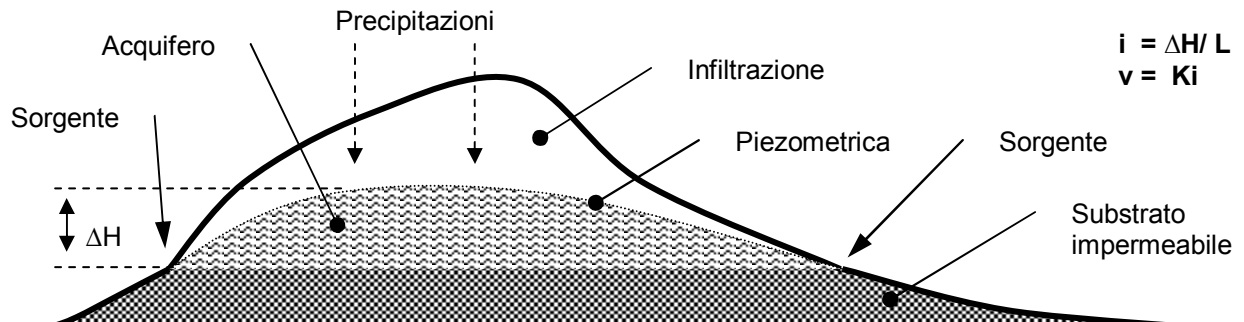
Flusso verticale: $K_m = \frac{H}{\sum(h/K)} \quad ; \quad T_m = \frac{H^2}{\sum(h^2/T)}$



Modello di terreno a quattro strati di spessore, trasmissività e permeabilità differenti. Le frecce indicano l'andamento di un flusso orizzontale (più comune) e di un flusso verticale discendente.

ACQUIFERO, FALDA, SORGENTE

L'acqua che filtra nel terreno si sposta verticalmente verso il basso. Incontrando una superficie impermeabile si crea una zona satura in cui possono esistere movimenti laterali verso punti di emergenza. Questa zona è delimitata in alto dalla superficie *piezometrica* al di sopra della quale non c'è saturazione se non per capillarità. Una *frangia capillare* separa infatti la roccia satura da quella permeata dall'infiltrazione.



- L'**ACQUIFERO** è l'insieme della fase solida e della fase liquida, ovvero la roccia satura.
- LA **FALDA** è la fase liquida, cioè l'acqua di saturazione.
- LA **ROCCIA SERBATOIO** è la fase solida, ovvero la roccia che può essere saturata dall'acqua.
- La **SUPERFICIE PIEZOMETRICA** delimita la saturazione del serbatoio ed esprime il potenziale dell'acqua in ogni punto dell'acquifero.

Quando l'acquifero è ricaricato dall'alto o drenato lateralmente si instaura nella falda una variazione di potenziale in una direzione (gradiente idraulico) e quindi uno spostamento dell'acqua nel serbatoio. Qualsiasi $i \neq 0$ causa un flusso se il serbatoio (come è ovvio) ha $K \neq 0$. La ricarica causa un innalzamento locale della piezometrica così come un'emergenza (sorgente) ne causa l'abbassamento. In presenza di un flusso dunque la piezometrica ha un andamento curvo con la pendenza che aumenta man mano che si avvicina all'emergenza. La sorgente si troverà nel punto di intersezione tra la superficie piezometrica e la superficie topografica.

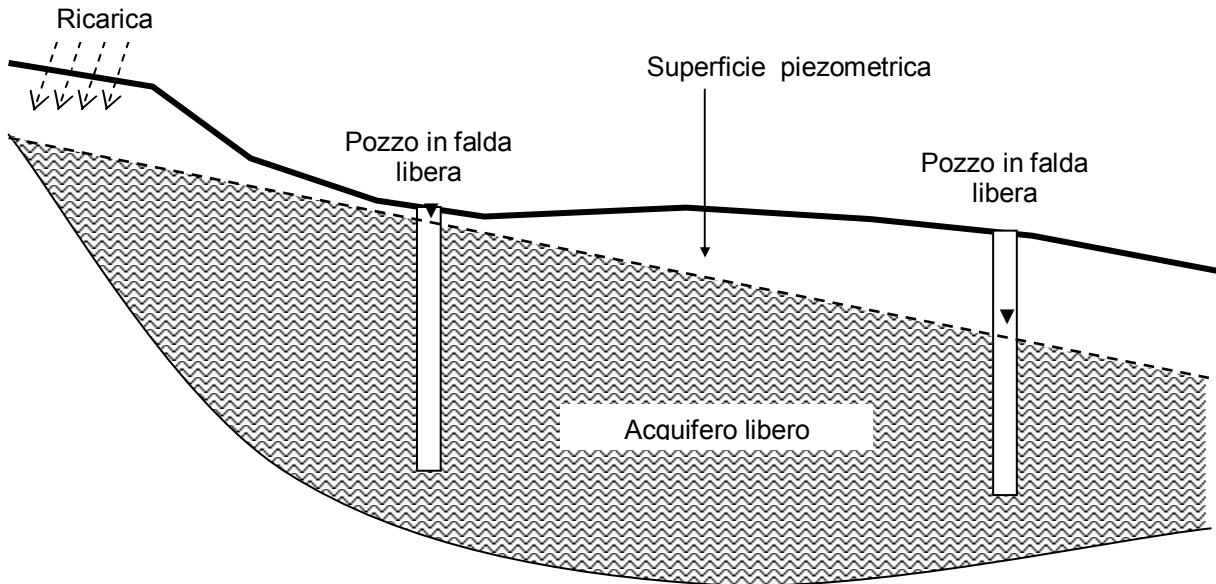
ATTENZIONE: Se il substrato impermeabile non è orizzontale esisterà un **gradiente imposto** e la legge di Darcy non sarà applicabile se non per modestissime inclinazioni.

PIEZOMETRO: strumento per misurare il livello della superficie piezometrica. Il potenziale in un punto è dato dal livello in cui risale l'acqua in un pozzo di osservazione scavato in quel punto. Il piezometro non è altro che un pozzo stretto usato per misurare la profondità dell'acqua rispetto alla quota topografica.

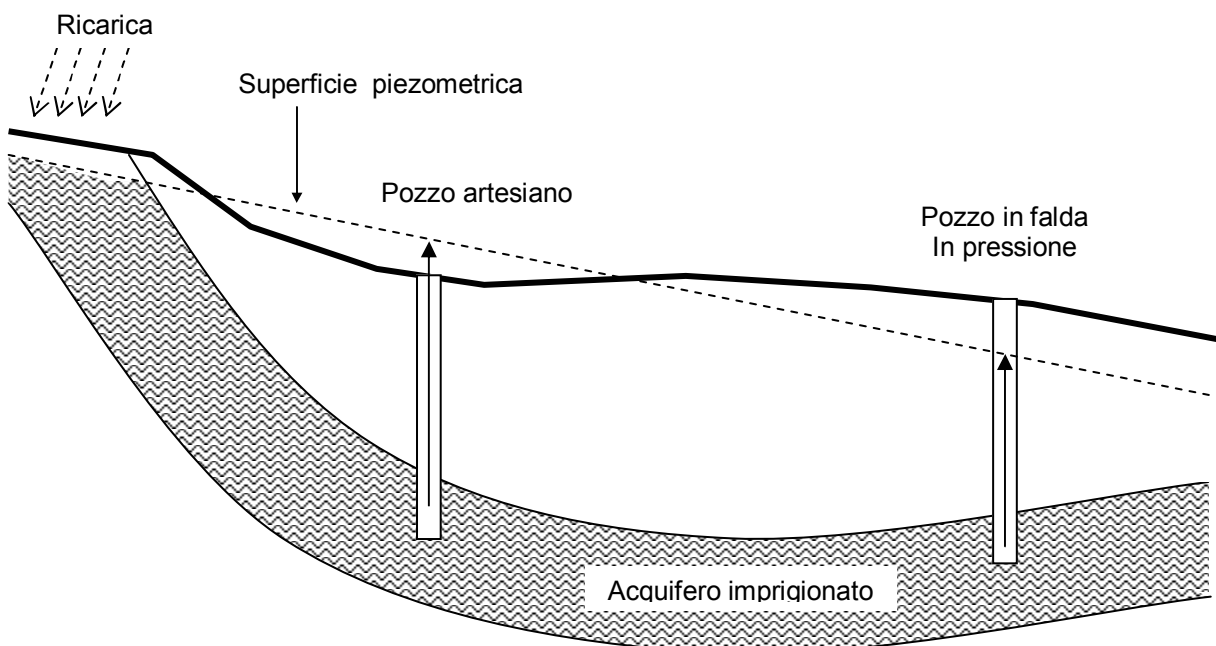
ISOPIEZE: linee che uniscono i punti di uguale risalita piezometrica. Esprimono le quote della superficie piezometrica rispetto al livello del mare allo stesso modo delle isoipse con la superficie topografica. Dove le isopieze sono più fitte il gradiente idraulico è maggiore (piezometrica ripida) mentre dove sono più diradate è minore. Queste variazioni possono essere dovute al variare di K ma anche alla presenza di una sorgente. All'approssimarsi di una sorgente però si vedranno le isopieze

convergere verso il punto di emersione (dove l'isopieza toccherà l'omonima isoipsa). Le isopieze divergono invece nelle aree di ricarica.

ACQUIFERO LIBERO: falda limitata alla base da uno strato impermeabile e libera superiormente. La superficie della falda corrisponde alla superficie piezometrica (il caso della figura precedente).



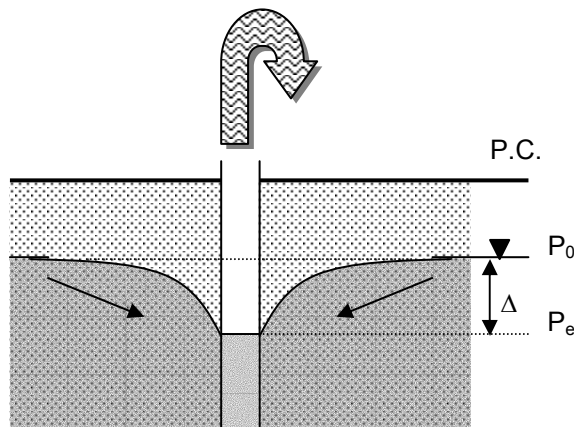
ACQUIFERO IMPRIGIONATO: falda confinata tra due strati impermeabili. Il limite superiore è fisicamente costretto dalla superficie impermeabile e quindi rimane al di sotto della sua quota. Si verifica il principio dei vasi comunicanti e quindi se l'acquifero viene alimentato da una quota superiore o si trova al di sotto del livello di base, la piezometrica risulterà più alta del tetto della falda (acquifero in pressione o falda artesianiana). In questo caso il livello di un piezometro potrebbe superare la quota topografica e un pozzo potrebbe erogare acqua senza bisogno di usare una pompa.



POZZI - 1: PROVE DI EMUNGIMENTO

L'OPERA INGEGNERISTICA: un pozzo è fondamentalmente una perforazione verticale nel terreno che raggiunge la falda penetrando al di sotto della quota piezometrica ma senza oltrepassare il limite inferiore dell'acquifero. La parte terminale del pozzo (*sezione filtrante*) è dotata di un filtro per le particelle fini circondato da sabbia per consentire il drenaggio. Al di sopra viene posto un anello impermeabile di bentonite e quindi un settore cementato. Il diametro del pozzo influisce in modo trascurabile sul suo sfruttamento, è quindi conveniente che sia piuttosto piccolo ma sufficientemente ampio da consentirne l'operatività (deve permettere il passaggio di tubi e strumenti e alloggiare la pompa). La pompa utilizzata per estrarre l'acqua può essere azionata da un motore elettrico o da un motore diesel. I motori diesel hanno un determinato regime di esercizio che può andar bene per l'uso effettivo del pozzo ma non può essere variato senza rischiare il surriscaldamento o lo spegnimento. Per eseguire le nostre verifiche sul pozzo avremo bisogno di lavorare con diverse portate. Dovremo quindi lavorare con un motore elettrico (il cui regime è più versatile) per poter variare a piacimento la portata attraverso un normale rubinetto.

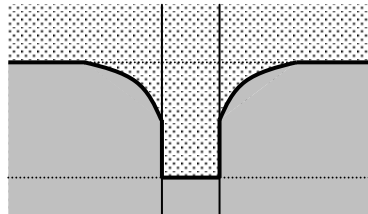
EMUNGIMENTO: il pozzo intercetta la quota piezometrica ad una certa profondità. Prelevando acqua (*emungimento* del pozzo) il livello piezometrico all'interno del pozzo si abbassa, raccordandosi con la superficie piezometrica esterna attraverso un *cono di influenza* sull'acquifero. Questa differenza di quota corrisponde ad una differenza di energia potenziale dell'acqua che si tradurrà in un flusso nell'acquifero che convergerà verso il pozzo (in parole povere l'acqua tende a colmare la depressione). L'emungimento è il "motore" stesso del flusso idrico che alimenterà il pozzo.



P.C. = piano campagna
 P_0 = quota piezometrica
 P_1 = piezometrica nel pozzo
 Δh = abbassamento

PERDITA DI CARICO ALLE PARETI: in corrispondenza delle pareti del pozzo si avrà sempre una perdita di carico idraulico per due motivi differenti. Il primo è la riduzione della *superficie drenante* che è sempre più stretta man mano che ci si avvicina al pozzo (immaginiamo le superfici delle sezioni drenanti come cilindri concentrici sempre più stretti). Quindi aumenta gradualmente la velocità di filtrazione fino a creare turbolenza presso le pareti del pozzo. La seconda è legata alle modalità costruttive, poiché l'acqua si concentrerà nei filtri o comunque in una cavità rivestita che naturalmente non presenta più la stessa permeabilità del terreno.

ABBASSAMENTO: l'abbassamento del livello piezometrico all'interno del pozzo sarà causato dagli effetti dell'emungimento sommati alla perdita di carico alle pareti. Questi effetti, combinati, sono difficilmente distinguibili nell'abbassamento totale. Nel medesimo pozzo l'entità dell'abbassamento varia al variare della portata di emungimento. Non ha senso spingere l'abbassamento al di sotto della sezione filtrante. La portata limite del pozzo (Q_{lim}) corrisponde a questo abbassamento limite.



Il carico idraulico si riduce vicino al pozzo (cono di influenza) e causa un drastico abbassamento alle pareti

FORMULA DI JACOB: è una formula empirica che consente di distinguere le due componenti dell'abbassamento:

$$\Delta = B Q + C Q^2$$

dove:

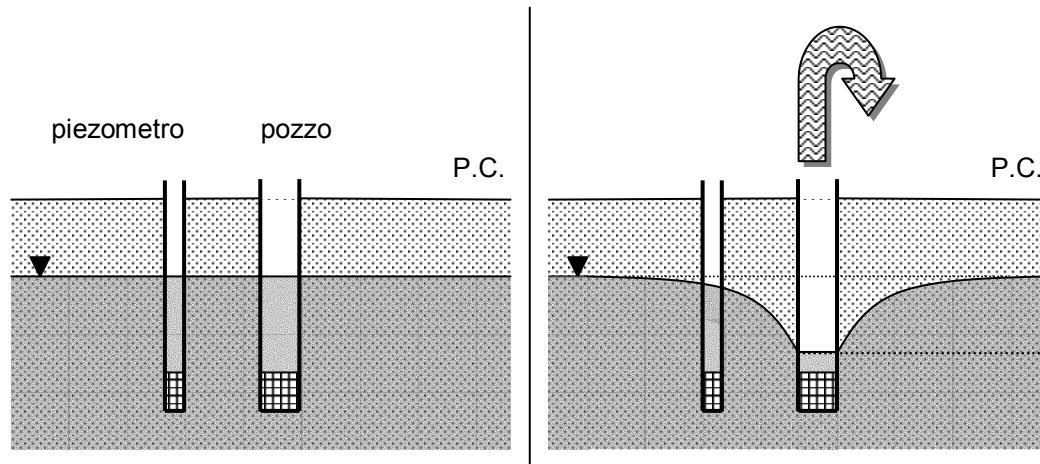
BQ = *componente lineare* dovuta soltanto alla Q estratta.

CQ^2 = *componente quadratica* dovuta agli effetti sulle pareti e quindi alle modalità costruttive del pozzo.

SFRUTTAMENTO: lo sfruttamento del pozzo deve essere rispettoso della risorsa idrica. L'abbassamento deve mantenersi sempre trascurabile rispetto allo spessore dell'acquifero (non deve mai superare 1/3 dello spessore). La portata che si può prelevare deve essere compatibile con la capacità di *ricarica* dell'acquifero e il cono di influenza non deve interferire con i pozzi limitrofi. Per determinare la *portata di esercizio* bisogna quindi valutare bene la risorsa disponibile in base allo studio dell'acquifero e del cono di influenza.

VALUTAZIONE DELLE CARATTERISTICHE DELL'ACQUIFERO: per valutare le caratteristiche dell'acquifero e quindi la massima potenzialità di sfruttamento del pozzo si utilizza il pozzo stesso per effettuare *prove di portata* e la così detta "*prova a scalini*". Non si possono attribuire all'acquifero le caratteristiche misurate all'interno del pozzo perché in esso agiscono anche gli effetti delle sue caratteristiche costruttive (perdita di carico alle pareti). Per eseguire le prove si devono utilizzare dei pozzetti ausiliari detti *piezometri*.

PIEZOMETRO: si tratta di una perforazione eseguita con le stesse modalità costruttive del pozzo (stesso filtro) ma molto stretto. Non serve ad attingere acqua ma solo per misurare il livello della piezometrica. Deve essere collocato a breve distanza dal pozzo (all'interno del cono di influenza) e deve avere la sua stessa profondità per non rischiare che possa essere influenzato da disomogeneità del terreno. Lo scopo del piezometro è quello di reagire velocemente alle variazioni di pressione indotte nell'acquifero dall'attività del pozzo, monitorando le variazioni della piezometrica nel cono di influenza. Per testare l'efficienza del piezometro è sufficiente eseguire un breve pompaggio dal pozzo e verificare che il livello nel piezometro si riduca velocemente per poi tornare normale.



VALUTAZIONE DELLA Q DI ESERCIZIO: che portata è in grado di erogare il nostro pozzo? Poiché non ha senso portare l'abbassamento al di sotto della sezione filtrante, la *portata di esercizio* (Q_{ES}) dovrà per forza corrispondere ad un abbassamento compreso tra il livello statico e il livello del filtro (al massimo Q_{lim}). In questo campo bisogna poi valutare attentamente la *portata critica* (Q_C) oltre la quale si avrebbero delle perdite di carico parassite che riducono l'efficienza del pozzo. La Q_{ES} ottimale corrisponde orientativamente al 75-80% di Q_C . Bisogna infine verificare se tale portata è compatibile con le esigenze dell'acquifero, altrimenti dovrà essere ulteriormente ridotta. Infatti uno sfruttamento selvaggio può causare l'impovertimento o addirittura il danneggiamento dell'acquifero. L'abbassamento massimo si stabilisce effettuando *prove di portata*, la portata massima si misura con la *prova a scalini* e l'influenza sull'acquifero si verifica con la *prova a portata costante*.

PROVE PRELIMINARI: si eseguono appena costruito il pozzo per provare il pompaggio e ripulirlo, ovvero per "svilupparlo", come si dice in gergo tecnico.

PROVE DI PORTATA: si tratta di pompare acqua con una portata crescente misurandone l'abbassamento per determinare la portata corrispondente al massimo abbassamento tollerabile dall'opera, cioè un livello definito arbitrariamente ma comunque al di sopra della sezione filtrante.

La misura della portata in litri al secondo si effettua riempiendo un *recipiente tarato* (un secchio o un bidone di capienza nota) cronometrando il tempo. Questo sistema molto semplice presenta alcuni problemi qualora la portata fosse molto grande. Un getto troppo forte infatti crea turbolenza nel bidone impedendo una precisa misura del livello. Bidoni molto grandi poi impiegano troppo tempo a svuotarsi e inoltre non si può riversare l'acqua nei paraggi perché tornerebbe nel pozzo influenzando le misure (per lo stesso motivo non deve piovere durante le prove). In ultimo bisogna fare attenzione che i bidoni non si ammacchino perdendo la taratura volumetrica.

La stima del Δh si effettua mediante il *freatimetro* ovvero un misuratore di livello che consiste in una matassa di filo elettrico terminante con un puntale (un peso) dove i fili sono scoperti. Quando il puntale tocca l'acqua si chiude il circuito e dall'altro capo l'evento viene segnalato con un suono (o una spia luminosa o una lancetta). Questo delicato dispositivo è spesso *incamiciato* in un tubo di plastica per evitare che possa incastrarsi e strapparsi. Il cavo è graduato e consentirà la misura della profondità

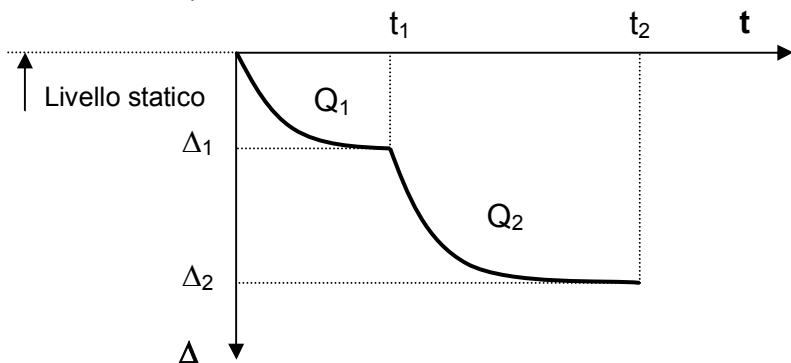
dell'acqua a partire da un punto di riferimento che deve essere lo stesso per tutte le misure e chiaramente indicato nei risultati della prova. Di solito si prende come riferimento la *bocca* del pozzo.

Risolto il problema della misura, si inizierà a misurare gli abbassamenti per diversi valori di portata determinando la Q minima che determina un Δh apprezzabile e la Q massima che determina un Δh comunque al di sopra del livello dei filtri. Questa Q è la massima compatibile con l'opera (Q_c).

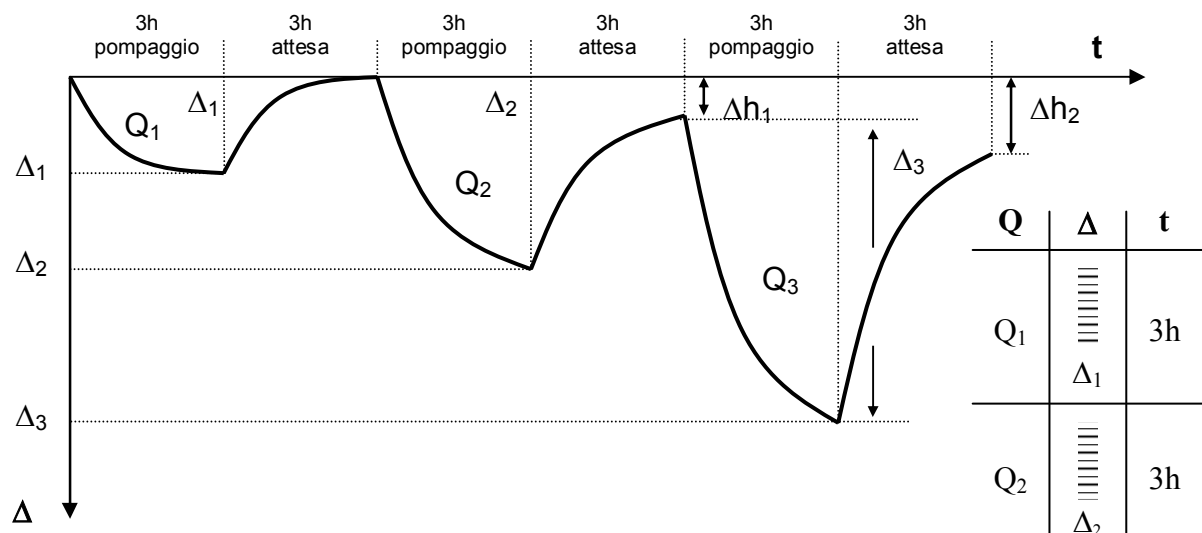
PROVA A SCALINI: serve per determinare la portata massima che possiamo sfruttare vantaggiosamente da quel pozzo cioè senza incorrere in perdite di carico parassite. Si effettua in vari *steps* a Q crescente (per cui il grafico risulterà "a gradini") da un minimo di 3 per gli acquiferi imprigionati ad un minimo di 5 per gli acquiferi liberi. In ogni caso la prima cosa da fare sarà misurare bene il *livello statico*.

Ciò che si dovrebbe fare in teoria è imporre per ogni step una determinata Q e misurare il tempo necessario perché il livello in pozzo si stabilizzi (in questo periodo l'acquifero sta reagendo all'emungimento, la superficie piezometrica si sta modificando, l'acqua sta fluendo verso il pozzo con velocità sempre maggiore e causando turbolenza presso le pareti dove la perdita di carico è massima ed il livello piezometrico raggiungerà il valore minimo).

In realtà in questo modo i tempi di attesa sarebbero troppo lunghi, quindi si usa procedere diversamente.

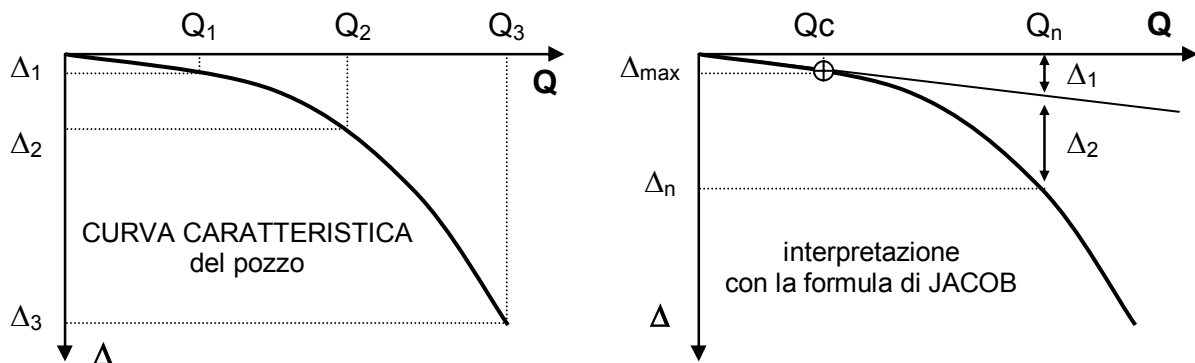


Si eseguirà allora una serie di pompaggi di pari durata (tipicamente 3 ore) separati da un uguale intervallo di tempo durante il quale si aspetta il ripristino del livello statico. In realtà non è detto che il tempo sia sufficiente a raggiungere di nuovo il livello statico ma dopo quel tempo standard si procederà ugualmente al nuovo pompaggio ottenendo recuperi via via sempre minori.



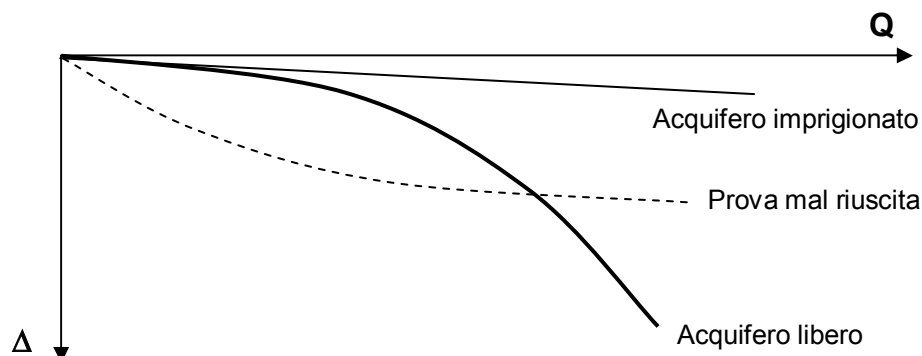
Il grafico deriva da una tabella di tempi e livelli misurati per ciascuna Q che si dovrà redigere accuratamente durante la prova. All'inizio di ogni intervallo le misure di livello andranno fatte molto frequentemente ma si potranno diradare col tempo man mano che i Δ si vanno attenuando.

In base a questo grafico si può costruire la *curva caratteristica del pozzo* utilizzando per ogni Q il massimo abbassamento misurato a partire dai livelli di recupero. Avremo allora eliminato il tempo ed otterremo una funzione di Q e Δ .



Questa curva va ora interpretata con la *formula di Jacob*. Vediamo bene che la parte iniziale è pressoché rettilinea. Tracciando la retta tangente possiamo distinguere le due componenti dell'abbassamento che, sommate, ci hanno fornito i valori di Q misurati. Inizialmente gli incrementi quadratici (turbolenze sui filtri) sono trascurabili ma poi si separano nettamente dalla componente lineare (dovuta al solo effetto della portata). Si dovrà individuare il primo Q degli scalini in cui non si vede una differenza tra Δ_1 e Δ_2 . Da quel punto in poi (Q_c) avremo un forte abbassamento per le perdite di carico parassite dovute alla difficoltà dell'acqua nel passare dall'acquifero al pozzo. Oltre quel livello di abbassamento dunque aumentare la portata non è più conveniente. La *Portata Massima di Esercizio* Q_{ES} viene fissata poco al di sotto, spesso in corrispondenza del 75-80% di Q_c .

La curva caratteristica di un pozzo fornisce anche informazioni sulla natura dell'acquifero:

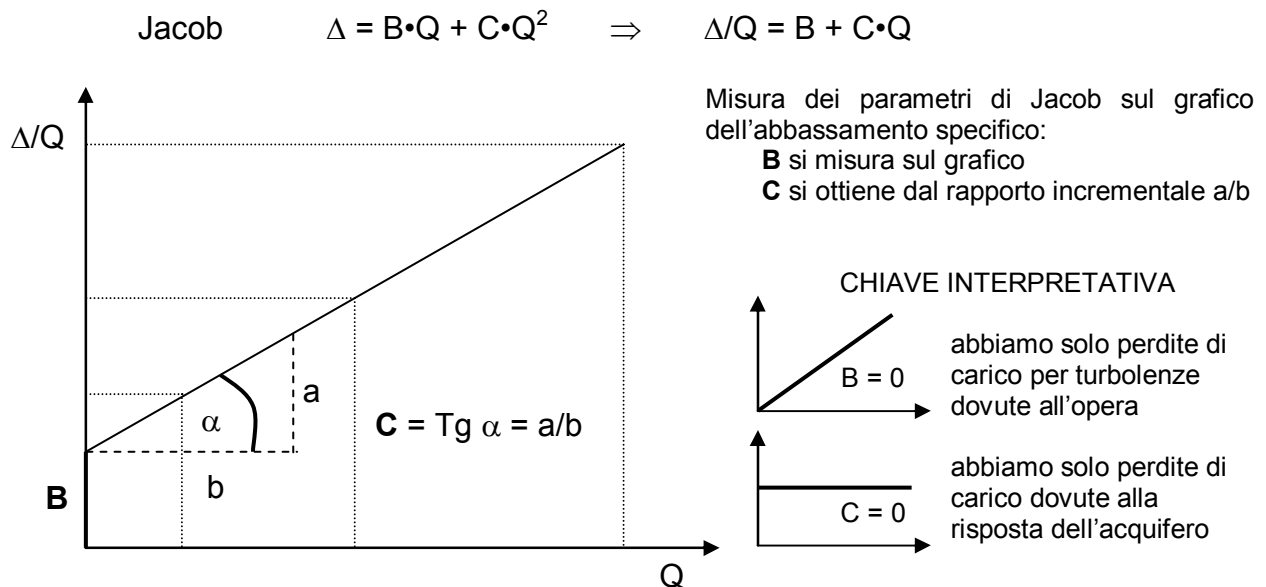


La tabella della *curva caratteristica* del pozzo può essere arricchita con altre grandezze caratteristiche come l'*abbassamento specifico* ($\Delta_s = \Delta/Q$) ed il suo inverso, la *portata specifica* ($Q_s = Q/\Delta$). Dalla prima possiamo verificare le misure in base a Jacob mentre la seconda è un'importante indice dell'efficienza del pozzo (non dell'acquifero, come si potrebbe credere).

Q	Δ	Δ/Q	Q/ Δ
Q_1	Δ_1	-	-
Q_2	Δ_2	-	-
Q_n	Δ_n	-	-

Tabella delle misure caratteristiche del pozzo

VERIFICHE: torniamo alla legge di Jacob e verifichiamo che le nostre misure siano state fatte correttamente. Calcoleremo i parametri B e C del pozzo in esame per ottenere matematicamente i valori della curva caratteristica. Per fare ciò si utilizza il grafico dell'abbassamento specifico (Δ/Q ; Q).



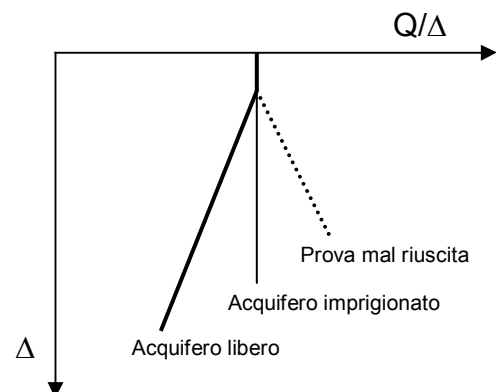
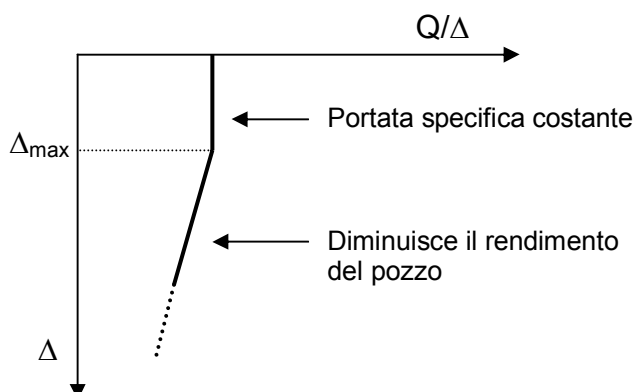
Ora che abbiamo B e C di quel pozzo* possiamo verificare per ogni portata Q se la misura dell'abbassamento totale Δ era esatta e potremo valutare molto bene la portata massima Q_c .

$$\Delta_1 = BQ_1 \quad \text{dove } Q_1 \text{ è nota} \Rightarrow \text{otteniamo il } \Delta \text{ di pompaggio}$$

$$\Delta_2 = CQ_1^2 \quad \text{dove } Q_1 \text{ è nota} \Rightarrow \text{otteniamo il } \Delta \text{ parassita}$$

*) Attenzione: perché α sia reale le scale devono essere omogenee

Anche il grafico della portata specifica ci può consentire di valutare meglio il Δ_{\max} e quindi la portata massima:



TEORIA DI THEIS: la prova a scalini può richiedere ore o giorni ma è comunque un tempo limitatissimo rispetto a quello di sfruttamento reale dell'acquifero. La risposta dell'acquifero che noi osserviamo è pressoché istantanea. Poiché il regime dell'acquifero non è permanente ma transitorio, non possiamo sapere quale sarà la risposta ad uno sfruttamento prolungato. C'è il rischio di causare un abbattimento della piezometrica (allargamento del cono di influenza) tale da non consentire più lo sfruttamento oppure l'acquifero potrebbe addirittura danneggiarsi (nel caso di acquiferi imprigionati). Come è possibile valutare la variazione della geometria della superficie piezometrica su lunghi periodi? Come quantificare nel tempo la diffusione dell'acqua attraverso il terreno?

Theis paragonò la trasmissività dell'acquifero alla conducibilità termica di una piastra metallica e il coefficiente di immagazzinamento dell'acquifero alla capacità termica della piastra. Utilizzò così le equazioni fisiche già sviluppate nello studio del calore adattando i parametri al contesto idrogeologico. Si ebbe così la prima descrizione delle caratteristiche dell'acquifero in funzione del tempo.

Questa equazione però presuppone troppe restrizioni:

- ❖ lo spessore dell'acquifero deve mantenersi costante, quindi i Δ devono essere trascurabili rispetto ad esso.
- ❖ L'acquifero deve risultare omogeneo e isotropo per evitare il moto turbolento.
- ❖ L'acquifero non deve essere mai ricaricato, né durante la prova né durante lo sfruttamento.
- ❖ L'acquifero deve avere idealmente un'estensione illimitata (l'influenza dei limiti deve risultare trascurabile).

L'applicazione pratica di questa formula richiede inoltre l'uso di curve standard e carta bilogarithmica. Non si riporta qui la formula originale perché comunemente se ne usa una variante particolare.

PROVA A PORTATA COSTANTE: è il metodo di Cooper-Jacob basato sulla *approssimazione logaritmica* della formula di Theis. è appunto un'approssimazione della formula di Theis di uso più comune poiché non richiede le curve standard e consente un'interpretazione immediata dei dati sperimentali. Si effettua un pompaggio a Q costante misurando periodicamente in un piezometro l'abbassamento raggiunto al tempo t . Otteniamo così una tabella di coppie " Δ, t " che ci consentirà di graficare l'evoluzione nel tempo del livello piezometrico misurato alla distanza dal pozzo ove è sito il del piezometro. Ora torniamo alla formula di Theis, la cui trasformazione dell'integrale in uno sviluppo in serie porta a questa formulazione:

sviluppo della formula di Theis (1):

$$\Delta = 0,183 \frac{Q}{T} \log \frac{2,25 T t}{x^2 S}$$

Mediante la scomposizione del logaritmo di un prodotto in una somma di logaritmi, questa formula può essere approssimata in una forma che, mantenendo costanti alcune variabili, rappresentare l'equazione di una retta:

dove infatti sono costanti:

Q = portata [m^3/sec]

t = durata pompaggio [sec]

T = trasmissività del terreno [m^2/sec]

S = coeff. di immagazzinamento

x = distanza dal pozzo [m]

Cooper-Jacob: $\Delta =$

$$\frac{0,183 Q}{T}$$

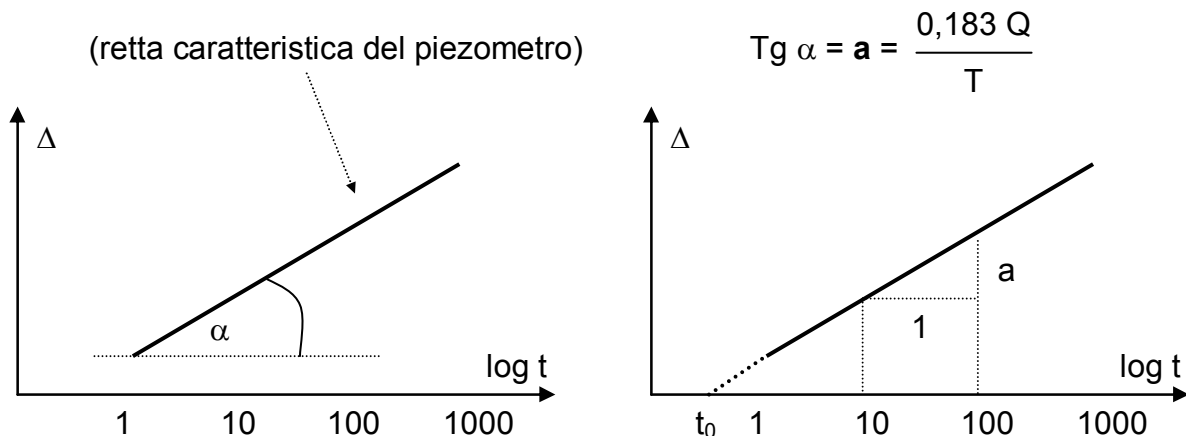
$\log t +$

$$\log \frac{2,25 T}{x^2 S}$$

$$\Delta = a \log t + c \quad (\text{equazione di una retta})$$

In un acquifero omogeneo con trasmissività T e coefficiente di immagazzinamento S , questa formula ci indica l'abbassamento Δ misurato in un piezometro posto alla distanza x dal pozzo dopo aver pompato per un tempo t con una portata costante Q .

Posto il piezometro in prossimità del pozzo, l'emungimento di una portata costante Q provocherà un abbassamento Δ che varia linearmente con il tempo (se rappresentato su scala semilogaritmica ($\log t$) come nella figura (grafico a sinistra). Da questo grafico ($\Delta; \log t$) otteniamo quindi una retta di cui a è il coefficiente angolare:



Ma poiché un ciclo logaritmico corrisponde all'unità, se consideriamo il rapporto incrementale nell'arco di un ciclo completo (grafico a sinistra) se un cateto misura 1, l'altro equivarrà direttamente a $tg \alpha$ e quindi ad a . Possiamo allora calcolare T esplicitandolo dal primo termine dell'equazione:

$$\text{Trasmissività dell'acquifero: } T = \frac{0,183 Q}{a}$$

Per calcolare S dobbiamo invece prolungare la retta fino al valore $\Delta=0$ corrispondente a t_0 . Nell'istante iniziale avremo $Q=0$ che rende $a=0$. Perché sia $\Delta=0$ occorre quindi che anche il secondo termine sia nullo. Ponendo uguale a zero il secondo termine dell'equazione di Theis (quello che contiene il tempo) otteniamo un logaritmo che ha valore zero. Poiché solo $\log 1=0$, possiamo scrivere:

$$\log \frac{2,25 T t_0}{x^2 S} = 0 \Rightarrow \frac{2,25 T t_0}{x^2 S} = 1$$

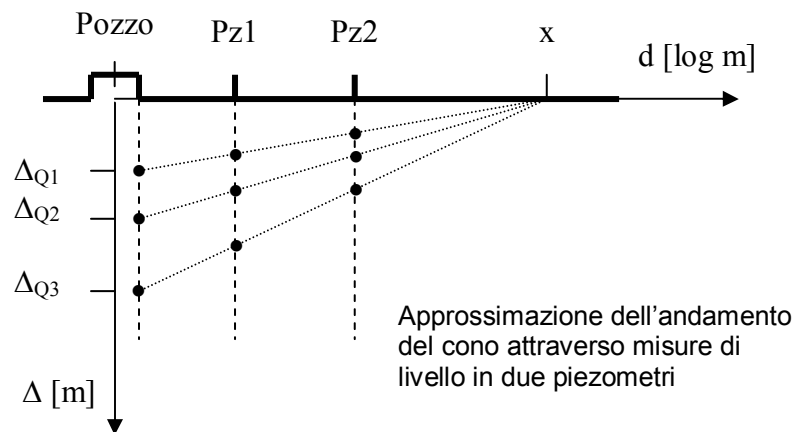
da cui esplicitiamo il valore di S che l'acquifero ha manifestato di avere:

Coefficiente di immagazzinamento:
$$S = \frac{2,25 T t_0}{x^2}$$

con: t_0 = tempo in cui il piezometro risente dell'influenza del pozzo
 $S \equiv$ ordine di grandezza 10^{-3} per acquifero imprigionato
ordine di grandezza 10^{-2} per acquifero libero

Ora conosciamo le caratteristiche T e S manifestate dall'acquifero ed abbiamo una formula (1) per valutare esattamente l'entità degli abbassamenti ad una distanza x dopo un tempo t . Abbiamo sotto controllo la variazione della superficie piezometrica per i reali tempi di sfruttamento.

ESTENSIONE DEL CONO DI INFLUENZA: con la formula di Theis è possibile tracciare un grafico teorico dell'andamento della piezometrica con la distanza dal pozzo (Δ ; x). Il metodo pratico richiede invece l'ausilio di almeno due piezometri (meglio tre) per approssimare graficamente l'andamento del cono unendo i punti di coordinate Δ ; x come nella figura qui sotto:

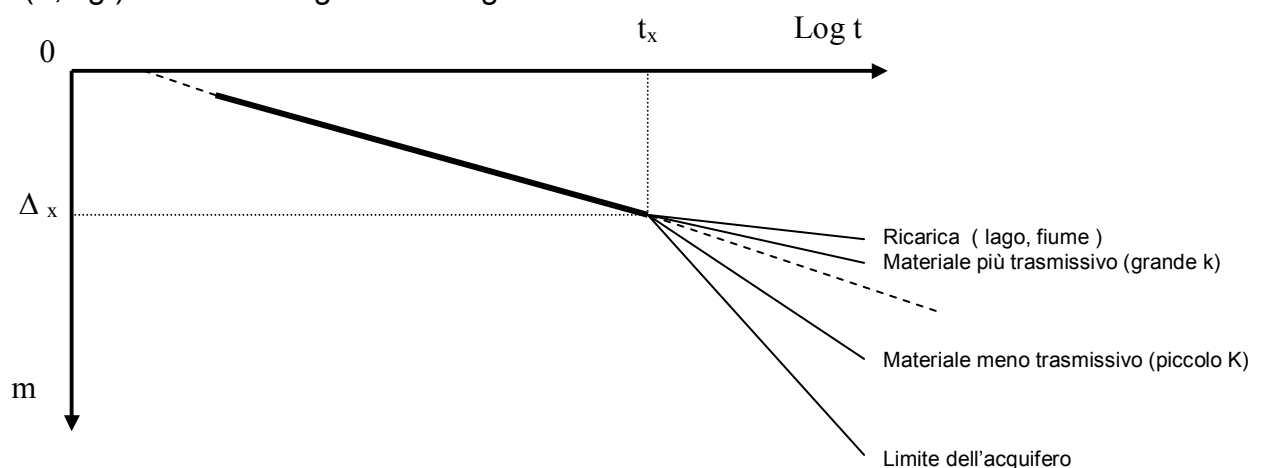


Un *raggio fittizio* R_f del cono di influenza si può anche calcolare velocemente con una formula empirica:

Raggio Fittizio
$$R_f = 1,5 \sqrt{T/S}$$

(da considerare puramente indicativo)

LIMITI DELL'ACQUIFERO: più si prolunga il tempo di pompaggio e più risulterà esteso il cono di influenza cosicché da una prova di pompaggio a Q costante di lunga durata è possibile determinare i limiti dell'acquifero quando questi sono sufficientemente vicini al pozzo da interferire nel grafico abbassamento-tempo (Δ ; $\log t$) come nella figura che segue:



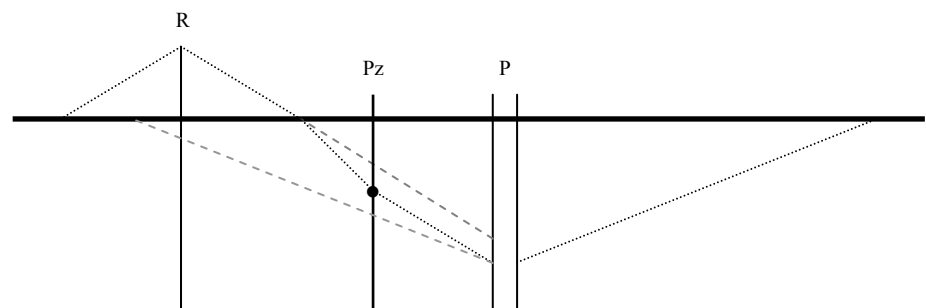
La retta risulterà spezzata e il punto di coordinate Δ_x ; t_x rappresenta il limite dell'acquifero la cui distanza è calcolabile con la formula di Theis. L'inclinazione della spezzata fornisce informazioni sulla causa dell'interferenza che potrebbe essere una zona di ricarica (riduzione della pendenza) o il limite fisico dell'acquifero (pendenza fortemente accentuata).

ANOMALIE NEL CONO DI INFLUENZA: la presenza di altri elementi in grado di influenzare la falda produce variazioni della pendenza teoricamente prevista per il cono di influenza. La presenza di una zona di ricarica (fiume, lago) causa un'asimmetria con aumento della pendenza corrispondente idealmente ad una geometria inversa a quella del pozzo (fig.A). Il livello misurato nel piezometro corrisponderà alla somma algebrica dei due Δ teorici. La stessa cosa avviene tra due pozzi (fig.B) dove l'abbassamento reale misurato nel piezometro corrisponderà alla somma dei due abbassamenti teorici. La vicinanza del limite dell'acquifero produce infine un abbassamento uguale a quello che si avrebbe con la vicinanza di un pozzo uguale e simmetrico rispetto alla linea di sconfinamento (fig.C). Il risultato geometrico è quindi un *pozzo immagine* con le stesse caratteristiche del primo che riduce il livello della piezometrica come se attingesse acqua. In realtà non si tratta di acqua sottratta al primo pozzo ma di acqua che non può affluire dalla falda a causa del limite. Tutti questi casi sono calcolabili con la formula di Theis.

Fig. A
zona di ricarica

$$\Delta_{Pz} = \Delta_R + \Delta_P$$

(dove Δ_R è negativa)



Principio di sovrapposizione

Fig.B
due pozzi

$$\Delta_{Pz} = \Delta_{P1} + \Delta_{P2}$$

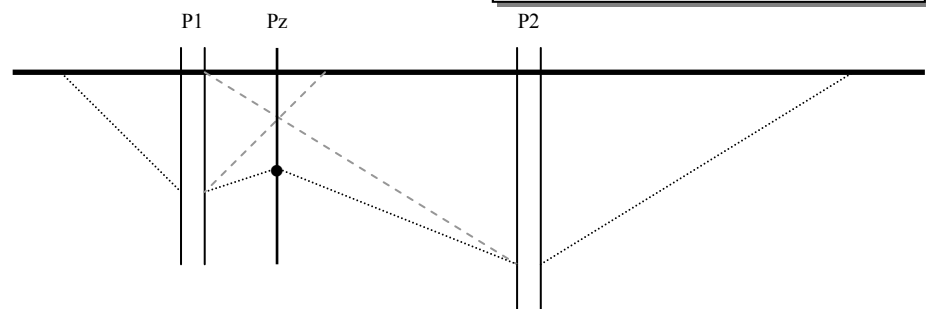
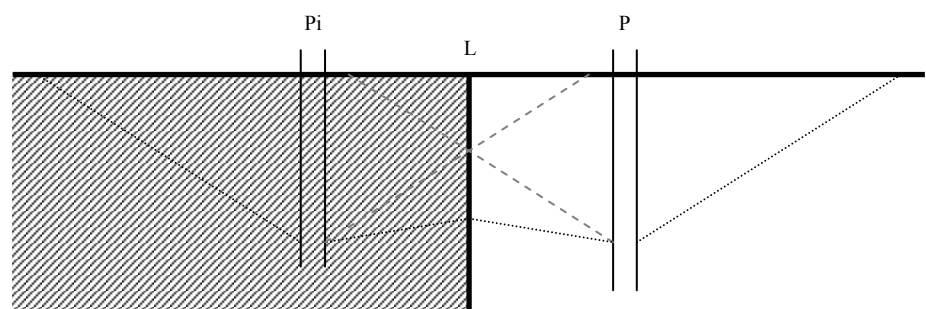


Fig.C
Limite acquifero

$$\Delta_{Pz} = \Delta_{Pi} + \Delta_P$$



Principio di specularità

Legenda: R = ricarica, Pz = piezometro, P = pozzo, Pi = pozzo immagine, L = limite dell'acquifero.

PROVA DI RISALITA: può essere utilizzato un unico ciclo della prova a gradini per ottenere rapidamente il valore della trasmissività T direttamente dal pozzo, senza usare piezometri. Si ricorre alla formula di Theis:

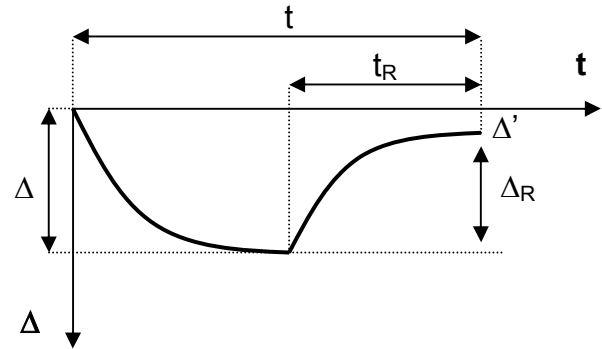
$$\Delta' = \Delta - \Delta_R$$

dove : $\Delta = (0,183Q / T) \log (2,25T t / X^2 S)$
 $\Delta_R = (0,183Q / T) \log (2,25T t_R / X^2 S)$

quindi:

$$\Delta' = (0,183Q / T) \log (t / t_R)$$

Risolvendo in T si ottiene la trasmissività a partire dai valori di tempo e abbassamento del ciclo pompaggio / risalita.



RIEPILOGO PROVE DI EMUNGIMENTO

<u>PROVA</u>	<u>PORTATA</u>	<u>DETERMINAZIONE</u>
“di portata”	crescente continua	Q_{lim} = portata corrispondente al massimo abbassamento (livello filtri)
“a scalini”	crescente a intervalli costanti	Q_{ES} = portata di esercizio Curva Caratteristica Δ/Q = abbassamento specifico Q/Δ = portata specifica Informazioni sull’acquifero
“a portata costante”	costante	Andamento piezometrica al variare di tempo e distanza anche a lungo termine T = Trasmissività S = coefficiente di immagazzinamento Informazioni sui limiti dell’acquifero
“di risalita”		Trasmissività ottenuta da un solo ciclo effettuato nel pozzo senza usare piezometri

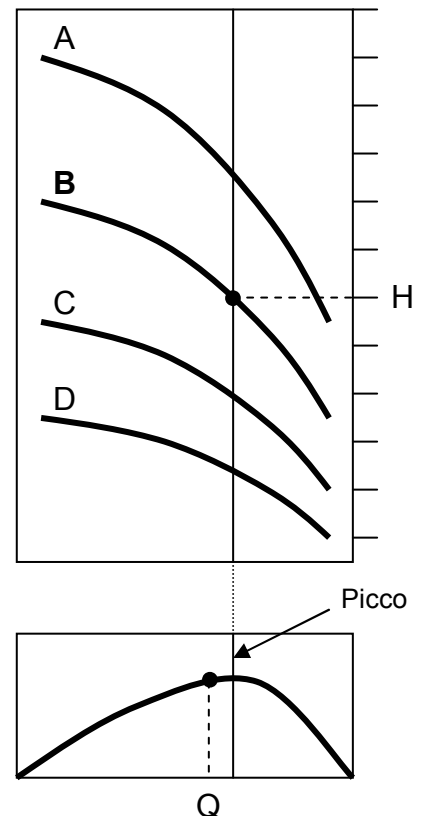
POZZI - 2: DIMENSIONAMENTO DELL'OPERA

DIAMETRO: fin ora si è lavorato su un pozzo già esistente. Si è visto come il diametro influisce in modo trascurabile sullo sfruttamento del pozzo e quindi può essere anche piccolo, purché sufficiente ad alloggiare la pompa. Per determinare il diametro della costruzione si deve quindi partire dalla portata desiderata a priori e scegliere una pompa in grado di erogare tale portata alla necessaria *prevalenza*.

PREVALENZA: è la distanza (H) tra il livello dinamico e l'altezza a cui l'acqua deve risalire (es. a bocca del pozzo o una cisterna).

LIVELLO DINAMICO: stiamo ancora progettando il pozzo, quindi non abbiamo ancora fatto le prove di emungimento. Per le ragioni già viste, a priori si valuterà il livello dinamico ad una quota inferiore a 1/3 dello spessore dell'acquifero (oppure pari al 15-20%)

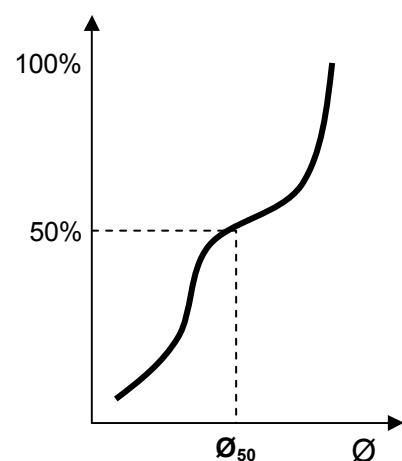
POMPA: supponiamo di aver scelto una determinata marca di pompe (per non fare pubblicità supponiamo che sia la francese "Pompadour") e di avere il relativo catalogo. Dati Q ed H si consulterà il grafico della pompa che più si avvicina alla Q voluta. In corrispondenza del picco di portata (vedere facsimile in figura) si cerca la curva intercettata alla H desiderata. Quella curva corrisponde ad una determinata pompa (diciamo il "modello B"). La Pompadour-B è la pompa che fa per noi. Il catalogo riporterà tutte le sue caratteristiche tecniche, compreso il diametro. Il diametro del pozzo dovrà essere tale da poter alloggiare questa pompa.



FILTRO: in base al diametro della pompa e alla Q desiderata bisogna ora parametrizzare il filtro. Anche le case costruttrici dei filtri (supponiamo la statunitense "Colabroders") hanno dei cataloghi con tutte le caratteristiche che ci interessano.

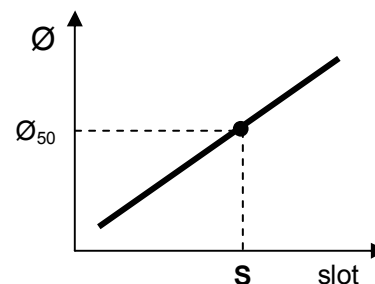
Dopo lo scavo del pozzo sarà stata eseguita l'analisi granulometrica dei campioni prelevati nella sezione in cui si intende filtrare (lo strato permeabile). Avremo dunque una *curva di distribuzione cumulata* sulla quale potremo leggere il diametro ϕ corrispondente al 50% della distribuzione granulometrica.

SLOT: è in un certo senso il "passo del setaccio" del filtro (come se indicasse quanti buchi per cm^2 ovvero quanto sono larghi). Su un apposito grafico della Colabroders si andrà a cercare lo slot corrispondente al ϕ_{50} . Per avere un buon drenaggio è necessario infatti che il filtro non rimanga intasato ma anche che



le particelle fini possano attraversarlo, migliorando la permeabilità del terreno intorno al filtro.

LUNGHEZZA: su una tabella della Colabroders si potrà determinare quanti litri al secondo si possono captare per metro lineare da un filtro con quello slot e quel diametro (il diametro pompa). In pratica quanto lungo deve essere il cilindro del filtro per consentire l'emungimento della portata desiderata.



In conclusione, a partire dalla portata desiderata e dalla prevalenza, abbiamo stabilito il diametro minimo del pozzo, il tipo di pompa necessario, il tipo di filtro e la lunghezza della sezione filtrante.

Ø pompa	Slot					
	x	x	x	x	x	x
y	v	v	v	v	v	v
y	v	v	v	v	v	v
y	v	v	v	v	v	v
y	v	v	v	v	v	v
y	v	v	v	v	v	v
y	v	v	v	v	v	v

V = litri/sec per ogni metro di tubo-filtro

CONVERSIONI:

Volume: $1 \text{ m}^3 \text{ d'acqua} = 1000 \text{ litri}$

Portata: $1 \text{ m}^3 / \text{h} = 1000/360 = 2,28 \text{ litri / sec}$
 $1 \text{ m}^3 / \text{h} = 1000/60 = 16,67 \text{ litri / min}$

Questo testo è la stampa del file "IDROG.pdf" prelevato GRATUITAMENTE dal sito WEB:

Geologia 2000

<http://web.tiscali.it/G2000>

Questo testo e il suo file sorgente non possono essere utilizzati a scopo di lucro, cioè non possono essere venduti né ceduti attraverso attività pubblicitarie di qualsiasi tipo senza esplicito consenso dell'autore. In ogni caso la diffusione deve rispettare l'integrità del testo e la citazione chiara e completa di autore e provenienza.