

DISPENSE DI IDROGEOLOGIA APPLICATA

PARTE I

A cura di V. Francani e L. Alberti

vincenzo.francani@polimi.it, luca.alberti@polimi.it

Indice

1	SISTEMI IDROLOGICI E IDROGEOLOGICI	2
1.1	PARAMETRI IDROGEOLOGICI	6
1.1.1	Legge di Darcy e carico idraulico	6
1.1.2	Linee equipotenziali	8
1.1.3	Equazione di continuità.....	10
1.1.4	Equazione di Laplace.....	11
1.1.5	Tramissività	11
1.1.6	Porosità.....	11
1.1.7	Coefficiente di immagazzinamento.....	14
1.2	APPLICAZIONI AGLI ACQUIFERI REALI	15
1.2.1	Stima della portata e struttura idrogeologica	15
1.3	TIPOLOGIE DI ACQUIFERI E LORO FUNZIONE	17
2	SEZIONI IDROGEOLOGICHE.....	18
2.1	Struttura della Pianura Milanese	18
2.2	Fase di costruzione delle sezioni.....	21

1 SISTEMI IDROLOGICI E IDROGEOLOGICI

Un sistema idrologico è un sistema dinamico che rappresenta una porzione del ciclo dell'acqua globale (Figura 1).

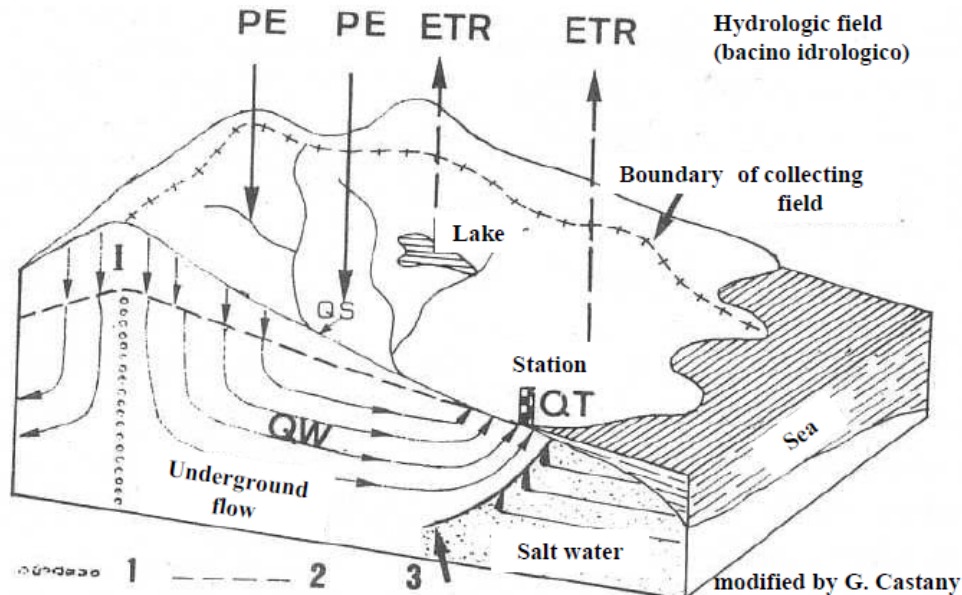


Figura 1 – Schema tipico di un sistema idrologico, in cui compaiono precipitazioni (PE), evapotraspirazione (ETR), deflusso laterale (QS), deflusso sotterraneo (QW), emergenze (QT) (da Castany)

Le sue caratteristiche principali sono :

- un dominio che corrisponde a uno spazio definito in cui ogni parte è integrata idrodinamicamente con le altre;
- essere delimitato da definiti confini fisici o idrologici (Figura 2);
- mostrare i flussi idrici in relazione alle differenze di carico idraulico;
- mostrare le relazioni idrochimiche e idrobiologiche che si svolgono al suo interno;
- descrivere la variazione spaziale dei parametri che lo definiscono con una distribuzione statistica.



Figura 2 – Delimitazione del sistema idrologico (in blu i limiti fisici, in arancione i limiti idrologici, da Castany rielaborato da Alberti)

Un sistema idrogeologico è una parte del sistema idrologico, si colloca nel sottosuolo e il suo dominio è costituito da acque sotterranee.

Vi si distingue: una zona di saturazione, dotata verso l'alto di una frangia capillare, e una zona di non saturazione, che occupa una porzione di terreno a contatto con l'atmosfera (Figura 3).

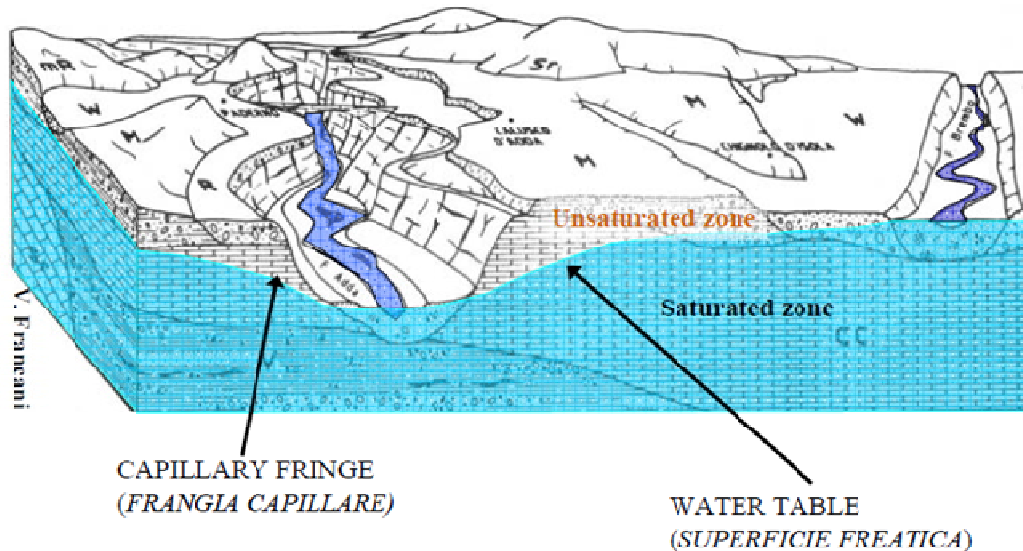


Figura 3 – Sistema idrogeologico all'interno di un sistema idrologico (da Francani)

Il sistema è costituito da uno o più acquiferi, che rappresentano i terreni saturi d'acqua libera di muoversi per gravità (**falda**). Nell'acquifero la falda può a seconda delle condizioni di alimentazione, ridursi a occupare uno spessore di terreno molto ridotto (ad esempio quando non riceve afflussi o quando viene estratta con sistemi di pompaggio), oppure aumentare di volume e di spessore quando riceve una buona alimentazione. Il suo livello superiore quindi oscilla con le stagioni, occupando volumi diversi di terreno acquifero.

Gli acquiferi possono essere separati da terreni impermeabili (**aquiclude**) o da terreni di bassa permeabilità, che consentono una modesta filtrazione (**aquitard**).

L'acquifero a contatto con l'atmosfera è detto "**freatico**", e se la falda che lo satura può liberamente aumentare il suo spessore senza incontrare un tetto di terreni impermeabili (aventi quindi funzione di aquiclude) che le impediscano di risalire ulteriormente, l'acquifero viene definito "**libero**". L'acquifero freatico è quindi un acquifero libero (Figura 4).

Qualora gli aquiclude impediscano alla falda contenuta in essi di aumentare liberamente il suo spessore, la falda va in pressione, nel senso che esercita sulla base dell'aquiclude una pressione che la porterebbe a risalire se non venisse confinata dal terreno impermeabile (Figura 5).

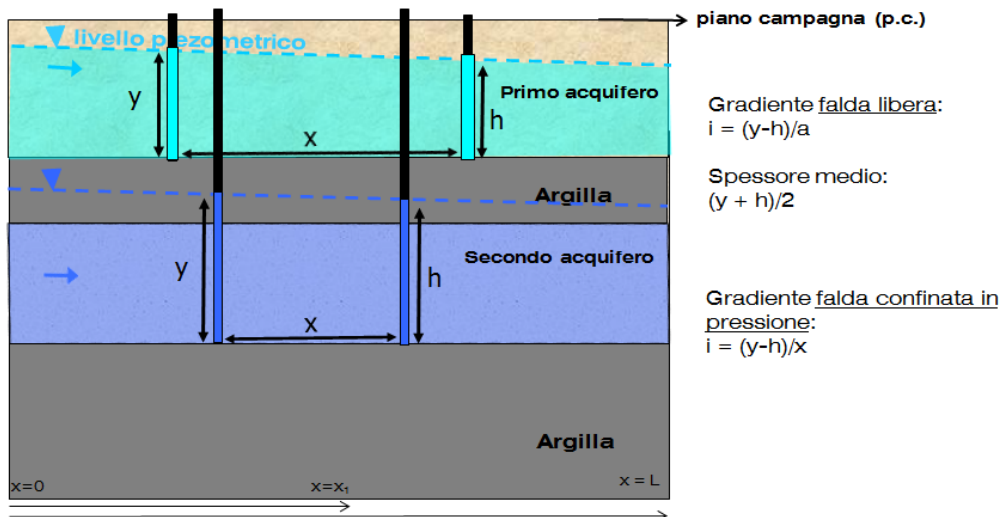


Figura 4 – Modello di acquifero libero

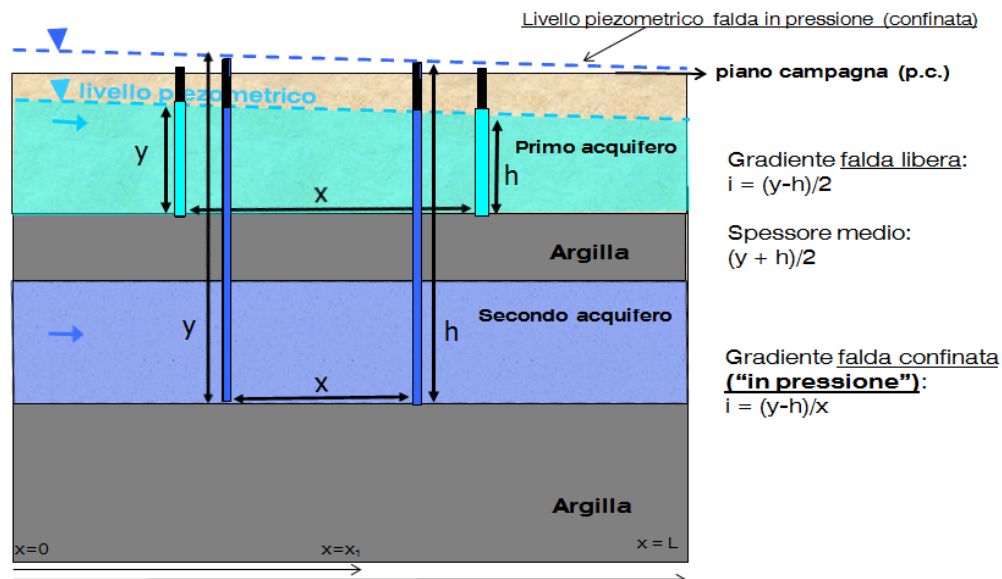


Figura 5 – Modello di acquifero confinato

La falda proprio per queste caratteristiche viene quindi detta **“in pressione”** o **“confinata”**. In tali circostanze, è utile misurare la distribuzione della pressione della falda, cioè la sua piezometria. Questa misurazione si ottiene facilmente praticando dei fori nel tetto dell’acquifero, tramite strumenti di perforazione. L’acqua della falda in pressione risale al di sopra del tetto dell’acquifero nei fori (**piezometri**), che di solito vengono rivestiti con un tubo di metallo o di plastica per evitarne il franamento, e il suo livello si posiziona a una quota che viene misurato calando un sondino nel piezometro .

Conoscendo la quota del piano-campagna e sottraendo la profondità (**soggiacenza**) alla quale viene misurato il **livello piezometrico**, se ne ottiene la quota sul livello del mare.

La **superficie piezometrica** rappresenta la superficie che contiene le quote o livelli piezometrici così misurati (Figura 6.1).

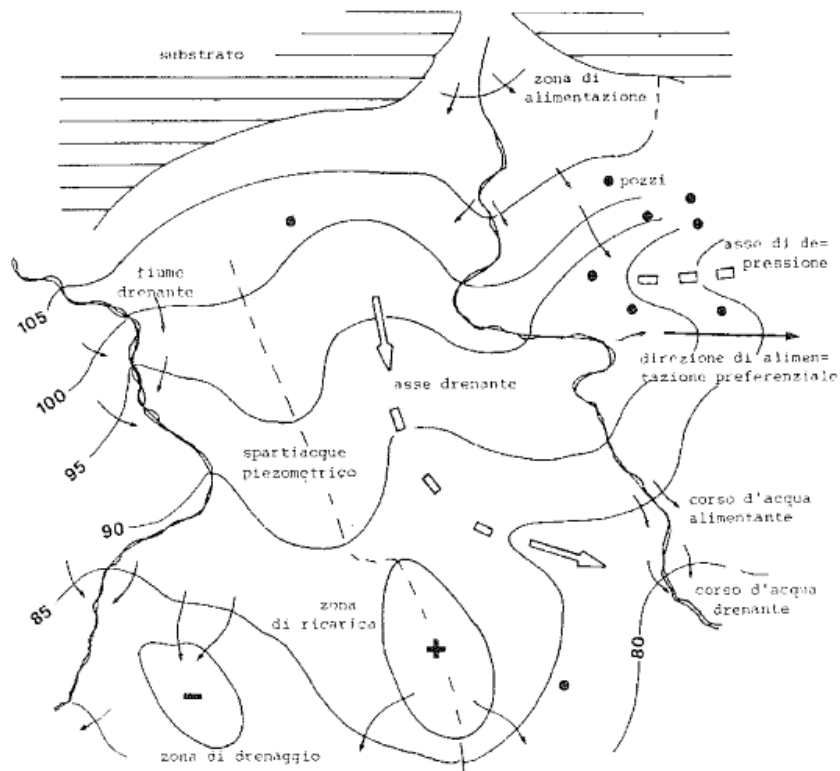


Figura 6.1 – Rappresentazione di superficie piezometrica con linee equipotenziali e direzione prevalente di flusso

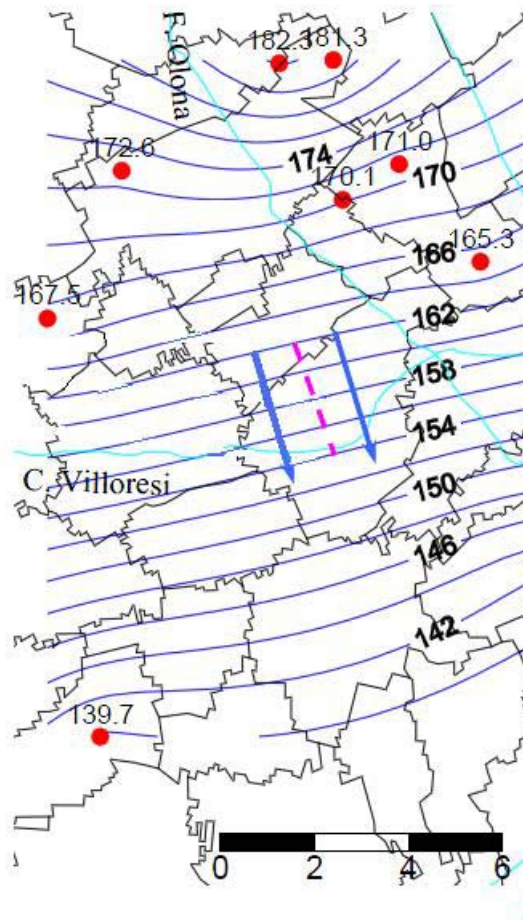


Figura 6.2 – Rappresentazione di superficie piezometrica con individuazione dei tubi di flusso

Un caso particolare di falda in pressione è quello che si verifica quando la pressione dell'acqua (detta anche carico piezometrico) è così elevata che si produce uno zampillo che esce dal terreno. In questo caso la falda è denominata "artesiaiana" (Figura 7).

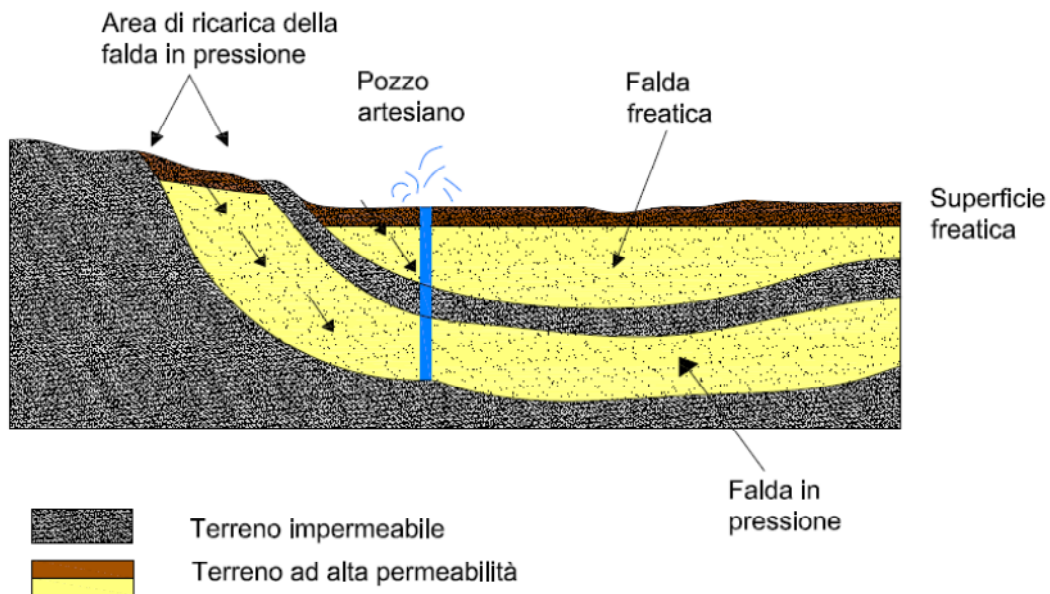


Figura 7 – Esempio di falda artesiaiana con pozzo in fase di zampillo

1.1 PARAMETRI IDROGEOLOGICI

1.1.1 Legge di Darcy e carico idraulico

Di una falda disposta orizzontalmente, si consideri un volume campione dotato di lunghezza $L[m]$, spessore $e[m]$, sezione $A[m^2]$, sottoposto ad una differenza di carico $\Delta H = H - h$, dove H e h rappresentano i valori del carico idraulico nei due estremi del campione (Figura 8).

La **legge di Darcy** consente di calcolare la portata (Q) [m^3/s] che transita attraverso il volume identificato, come funzione del gradiente idraulico (i) $[-]$ e della permeabilità (K) [m/s] quando il sistema si trova in condizioni di moto a regime permanente:

$$q = -KA \frac{(H-h)}{L} = -KAi \quad (1.1)$$

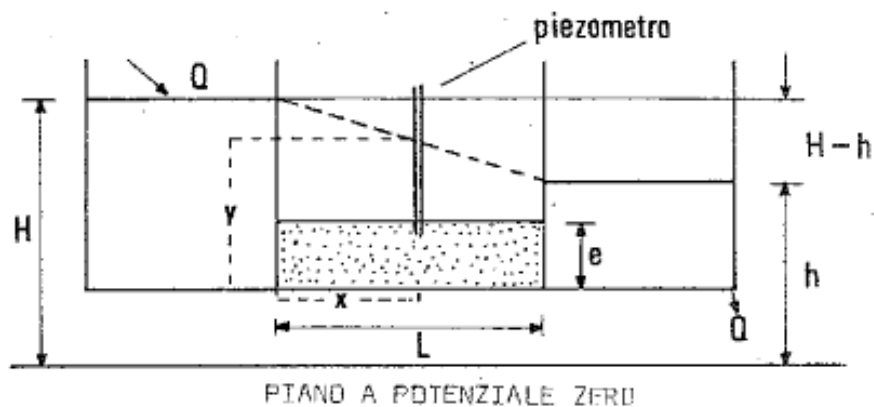


Figura 8 – Volume rappresentativo di falda orizzontale (da Francani, 1985)

Avendo sempre come riferimento la Figura 8, si osserva che un piezometro posto a distanza intermedia tra le due facce del volume rappresentativo, misura un livello piezometrico allineato con la congiungente tra il carico H e il carico h .

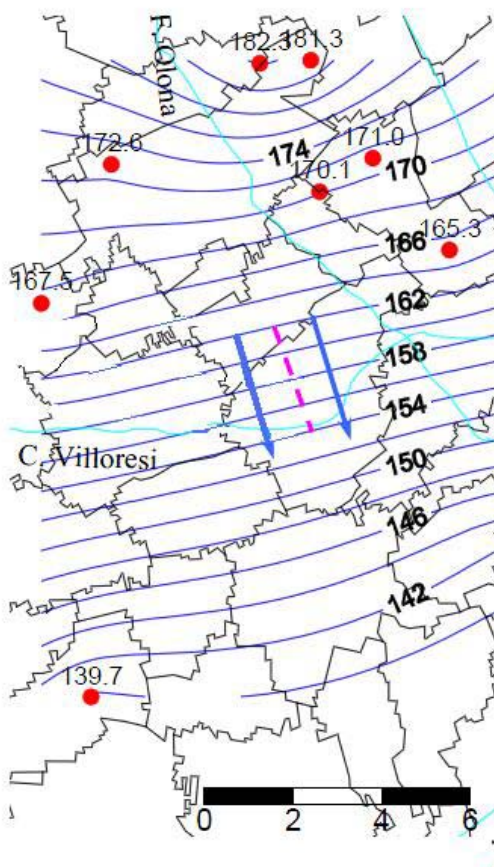
noto un punto di carico idraulico y [m] noto, posto ad una certa distanza x [m] dal punto a carico idrostatico maggiore (H [m]), la caduta di livello piezometrico tra i due punti in questione è data da:

$$\frac{H-y}{x} = \frac{H-h}{L} \rightarrow y = H - \frac{(H-h)x}{L} \quad (1.2)$$

Pertanto, di un acquifero di spessore e permeabilità noti, sarà possibile determinare, in ogni punto, il carico idraulico y , e costruire una carta a linee di livello della superficie piezometrica (**carta delle isopieze**).

ESEMPIO APPLICATIVO

Nel caso di falde **cilindriche**, ossia a linee di flusso parallele, con sezione di flusso costante, è possibile applicare direttamente la relazione di Darcy, per calcolare la portata di un tubo di flusso.



Anzitutto, si calcola il gradiente idraulico, prendendo a riferimento due isopieze qualsiasi: $i = (H_1 - H_2)/L$, dove H_1 [m] è il carico idraulico sull'isopieza di monte, H_2 [m] è il carico sull'isopieza di valle, L [m] è la distanza tra le due isopieze (tratto rosa in figura).

La sezione di flusso si ottiene con $A = e \cdot i$, dove e [m] indica lo spessore saturo e l [m] la larghezza del tubo di flusso, pertanto si ottiene $Q = KiA$ [m^3/s].

Figura 9 – Esempio di carta piezometrica con indicazione di un tubo di flusso (in azzurro) e una linea di flusso (rosa, perpendicolare alle isopieze in ogni punto)

1.1.2 Equipotenziali

Le superfici equipotenziali rappresentano superfici di uguale livello piezometrico (Figura 10).

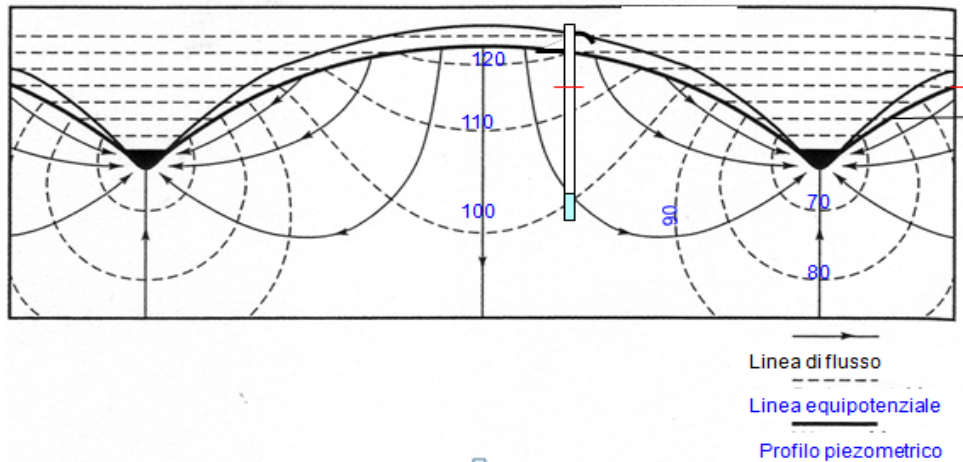


Figura 10 – Rappresentazione di linee equipotenziali

I dati dei piezometri, se finestrati su tratti brevi, permettono di ricostruire l'andamento delle equipotenziali; per ottenere questo importante risultato, è necessario ovviamente di avere a disposizione molti punti di misura. Nella figura si dispone di un piezometro finestrato in corrispondenza dell'equipotenziale 100. Di conseguenza, nel piezometro avremo un livello di 100 m s.l.m.

Sono utili alcune considerazioni sulle equipotenziali al variare delle caratteristiche di permeabilità degli acquiferi.

Dato che ogni componente di q [m/s] è la corrispondente componente di $-gradh$ moltiplicato per K , i due vettori puntano nella stessa direzione. Se il mezzo fosse anisotropo questa assunzione non sarebbe verificata. Una linea piezometrica 2D è definita dalla condizione

$$\Delta h = \frac{\partial h}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial h}{\partial y} \Delta y = 0 \quad (2)$$

La pendenza della tangente ad una linea piezometrica è ottenuta dalla precedente (2):

$$\frac{\partial h}{\partial x} \Delta x = -\frac{\partial h}{\partial y} \Delta y \Rightarrow \frac{\Delta y}{\Delta x} = -\frac{\frac{\partial h}{\partial x}}{\frac{\partial h}{\partial y}} \quad (3)$$

Siccome il prodotto risulta pari a -1, ciò significa che per un mezzo isotropo, il vettore gradiente è perpendicolare alla linea piezometrica ovvero il flusso (Figura 11).

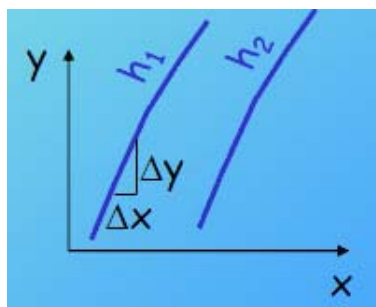


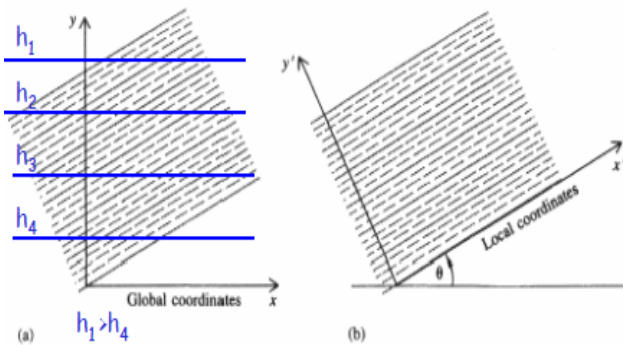
Figura 11 – Perpendicolarità tra vettore gradiente e flusso

Si consideri una sezione di una formazione geologica costituita da alternanze di sabbie e argille, inclinata di un angolo θ rispetto ad un sistema di coordinate globali. Si ipotizzino argille impermeabili e la presenza di un gradiente idraulico orientato verso l'asse y . Il flusso avverrà nella direzione della stratificazione quindi vi sarà una componente del flusso lungo x .

La generalizzazione della legge di Darcy richiede che ogni componente del vettore \mathbf{q} sia linearmente proporzionale a ogni componente del vettore $\mathbf{grad}h$.

$$q_x = -k_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} - k_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} \quad (4.1)$$

$$q_y = -k_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} - k_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \quad (4.2)$$



Nel caso in esame il rapporto tra le portate non è uguale al rapporto tra le h visto precedentemente, ovvero q non punta nella stessa direzione di $\mathbf{grad}h$.

Figura 12 – Disomogeneità tra direzione di \mathbf{q} e $\mathbf{grad}h$

Nel caso 3D si avrà un tensore di permeabilità costituito da una matrice 3x3

$$K = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix}$$

Se le componenti principali del tensore di K non sono allineate con gli assi del sistema di coordinate si avrà:

$$q_x = -k_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} - k_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} - k_{xz} \frac{\partial h}{\partial z} \quad (5.1)$$

$$q_y = -k_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} - k_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} - k_{yz} \frac{\partial h}{\partial z} \quad (5.2)$$

$$q_z = -k_{zx} \frac{\partial h}{\partial x} - k_{zy} \frac{\partial h}{\partial y} - k_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \quad (5.3)$$

1.1.3 Equazione di continuità

Una seconda importante legge nell'ambito della meccanica dei fluidi è la legge di continuità. Si consideri un volume elementare dell'acquifero in un caso stazionario in cui $h [m]$ è indipendente dal tempo. Ipotizzando inoltre che l'acqua sia incomprimibile, non vi siano sorgenti o prelievi, considerando l'asse y si avrà che la portata (m^3/s) sarà

$$q_y \Delta x \Delta z \quad (6.1)$$

La differenza tra faccia destra e faccia sinistra sarà:

$$\left(\frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \Delta y \quad (6.2)$$

Da cui la variazione della portata in y

$$\left(\frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \Delta y (\Delta x \Delta z) = \left(\frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \Delta V \quad (6.3)$$

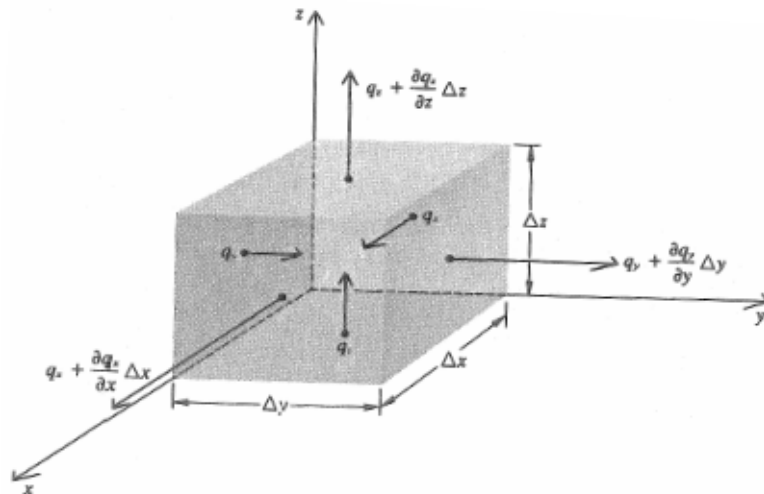


Figura 13 – Rappresentazione di un volume elementare di acquifero

Se si applica il medesimo principio a tutte e tre le facce si ottiene:

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} \right) \Delta V \quad \left(\frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \Delta V \quad \left(\frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \Delta V$$

La conservazione della massa, nel caso stazionario, considerata la somma delle tre componenti, deve essere nulla

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \Delta V = 0 \quad (6.4)$$

Con il termine a sinistra che viene definito divergenza di q :

$$\text{div} \vec{q} = \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \quad (6.5)$$

1.1.4 Equazione di Laplace

Combinando l'equazione di Darcy (1) con l'equazione di continuità (6.4), si ottiene un'equazione alla derivate parziali di secondo ordine:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(-K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(-K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(-K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (7.1)$$

Assunto il mezzo come omogeneo ed isotropo, la permeabilità K risulta indipendente dalla direzione x , y o z , e l'equazione (7.1) assume la forma dell'**equazione di Laplace**:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (7.2)$$

Nel caso non stazionario in cui $h = h(x, y, z, t)$ e in presenza di sorgenti o prelievi l'equazione di Laplace per il caso anisotropo avrà la forma:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(-K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(-K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(-K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) + q_s = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (7.3)$$

In cui q_s è la portata di sorgente o prelievi, mentre il secondo termine dà un'indicazione sull'immagazzinamento.

1.1.5 Trasmissività

Un altro parametro idrogeologico di notevole interesse è la trasmissività T [m^2/s], data dal prodotto tra la permeabilità K e lo spessore saturo dell'acquifero (b):

$$T = Kb \quad (8)$$

La trasmissività regola la portata della falda.

1.1.6 Porosità

La porosità definisce la capacità di immagazzinamento del materiale sub – superficiale. Tutte le rocce e i materiali sciolti contengono dei pori; la percentuale del volume totale di un materiale occupato dai pori prende il nome di porosità. La **porosità totale** si calcola sulla base di tutti i pori, che siano o no collegati tra loro. La **porosità efficace**, invece, rappresenta la porzione di volume dei pori interconnessi rispetto al volume totale del materiale sciolto.

La conoscenza delle porosità efficace consente di valutare correttamente la velocità dell'acqua nei pori del terreno (velocità reale).

Infatti, dalla definizione della porosità efficace, risulta evidente che la percentuale della sezione di flusso A che può essere attraversata dall'acqua libera di muoversi, è data appunto dalla porosità efficace m_e [-]. In un acquifero con sezione di flusso $A = 10.000 \text{ m}^2$, con porosità efficace $m_e = 0,23$, la filtrazione avviene in realtà solamente su una sezione di 2300 m^2 .

Dato che la velocità reale è pari al rapporto fra portata Q [m^3/s], pari al prodotto Aki (secondo la legge di Darcy), e la sezione di flusso reale, pari a $m_e A$, si ha:

$$v_e = \frac{KAi}{Am_e} = \frac{Ki}{m_e} \quad (9)$$

La relazione tra porosità totale, porosità efficace e capacità di ritenzione si rappresenta con il diagramma di Eckis.

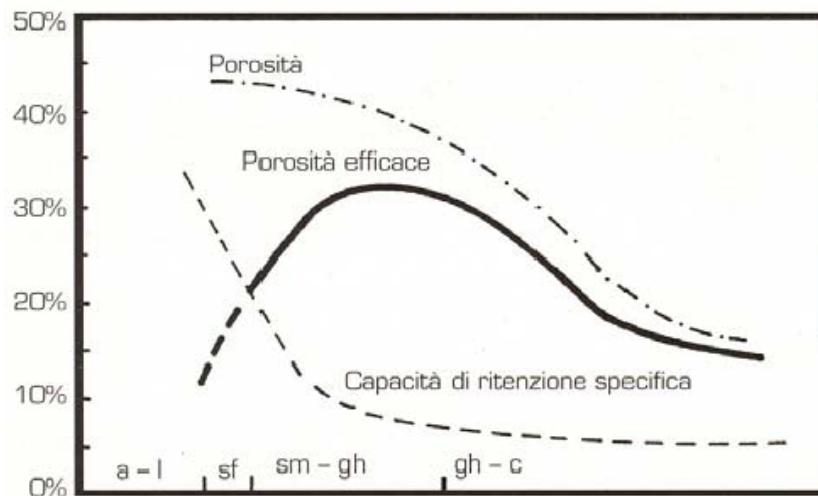


Figura 14 – Diagramma di Eckis

La porosità di un mezzo viene stimata:

- 1) Sulla base della granulometria, individuabile mediante stratigrafie e curve granulometriche;
- 2) Mediante prove con tracciante in campo per la porosità efficace (**porosità cinematica**);
- 3) Mediante prove di pompaggio (il coefficiente di immagazzinamento, per falde libere, è circa uguale alla porosità efficace);
- 4) Prove geofisiche: il **Metodo di Archie**, mette in relazione la resistività del terreno e dell'acqua contenuta nei pori;
- 5) Con misure di laboratorio: il **metodo volumetrico** consente di confrontare il volume del campione saturo e quello essiccato; il **metodo di saturazione e drenaggio**, che consente di valutare il volume di acqua gravimetrica; il **metodo di centrifugazione**, mediante il quale si procede al drenaggio per centrifugazione e non per drenaggio diretto; questa è una metodologia utile per terreni fini.

Di seguito si riportano indicazioni numeriche utili per i valori di porosità (Tabella 1).

Tabella 1 – Valori di porosità efficace (da Castany, 1985)

TIPO DI SERBATOIO	POROSITÀ EFFICACE [%]
Ghiaia grossa	30
Ghiaia media	25
Ghiaia fine	20
Ghiaia + sabbia	15 – 20
Alluvioni	8 – 10
Sabbia grossa	20
Sabbia media	15
Sabbia fine	10
Sabbia molto fine	5
Sabbia grossa + silt	5
Silt	2
Fanghi	0,1
Calcare fessurato	2 – 10
Craie	2 – 5
Arenaria fessurata	2 – 15
Granito fessurato	0,1 – 2
Basalto fessurato	8 – 10
Scisti	0,1 – 2

I valori invece ottenuti su esperimenti di laboratorio sono riportati nella seguente Tabella 2:

Tabella 2 – Valori di porosità efficace, da dati di laboratorio

TIPO DI SERBATOIO	POROSITÀ EFFICACE [%]
Argilla	0,09
Argilla limosa	0,12
Limo argilloso, argilla sabbiosa	0,12
Limo argilloso, limo	0,16
Sabbia argillosa	0,16
Limo con ghiaia fine, argilla e ghiaia, limo terroso	0,16
Sabbia limosa, sabbia molto fine	0,18
Ghiaia con limo	0,20
Sabbia fine	0,20
Ghiaia in matrice sabbiosa, ghiaia in matrice limoso argillosa	0,22
Terreno, sabbia media	0,14
Sabbia grossolana, sabbia con ghiaia, sabbia molto grossa	0,24
Ghiaia in matrice sabbioso – limosa	0,24
Ghiaia in matrice sabbiosa	0,25
Ghiaia	0,28

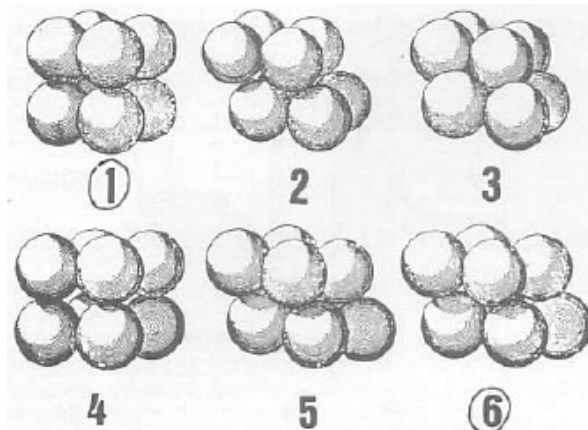


Figura 15 – Esempi di tipologie di aggregazione dei grani del terreno (da Graton e Fraser, in Castany, 1985)

1.1.7 Coefficiente di immagazzinamento

Un altro parametro molto importante di cui tenere conto è il coefficiente di immagazzinamento, che rappresenta la capacità di un acquifero di immagazzinare acqua nei pori tra loro interconnessi. Quando in un acquifero si hanno variazioni del carico idraulico, l'acqua viene accumulata o rilasciata dai pori, per cui si ha un trasferimento di acqua nel tempo. Quando tale trasferimento di massa si arresta il sistema raggiunge un nuovo equilibrio e i livelli piezometrici raggiungono una condizione stazionaria, che, nel caso di **acquiferi liberi** è legato prevalentemente alla **porosità**, mentre nel caso di **acquiferi confinati** è legato alla **variazione di dimensione dei pori** per l'elasticità della matrice solida.

Infatti, quando la pressione dell'acqua nella falda confinata viene ridotta di Δh (Figura 16), i granuli che compongono l'acquifero, non più tenuti lontani dalla pressione, tendono ad avvicinarsi, riducendo il volume disponibile per l'acqua. Una piccola percentuale dell'acqua contenuta nel terreno acquifero viene quindi espulsa. Misurando la portata dell'acqua rilasciata da un prisma di acquifero di base pari a un metro quadrato per una differenza di pressione di un metro, si ottiene il valore di immagazzinamento totale.

È possibile distinguere, infatti, tra **immagazzinamento specifico** (S_s) e **immagazzinamento totale** (S).

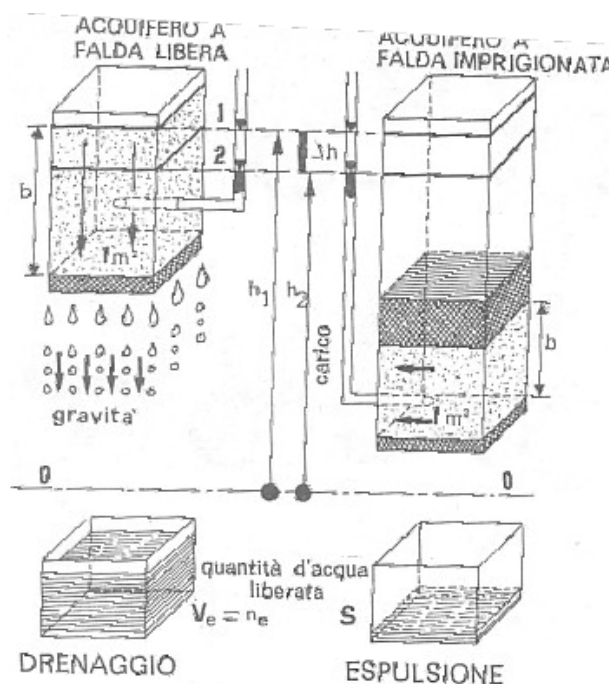


Figura 16 – Descrizione grafica del coefficiente di immagazzinamento

Nelle soluzioni analitiche e numeriche che considerano anche la componente tempo (transitorio), è necessario specificare i parametri che descrivono la capacità del terreno di trasferire acqua:

$$S_s \quad S \quad S_y$$

IMMAGAZZINAMENTO SPECIFICO (S_s – Specific Storage – [1/m])

Rappresenta il rapporto tra il volume di acqua liberato da una porzione di acquifero di base pari a un metro quadro e di spessore di un metro (quindi un metro cubo di acquifero) e la variazione di carico idraulico (Δh) a cui è dovuta la liberazione o l'immagazzinamento stesso:

$$S_s = \frac{V_w}{V_a \Delta H} \quad (10)$$

COEFFICIENTE DI IMMAGAZZINAMENTO (S – Storage coefficient – [-])

Si ottiene dal prodotto tra S_s e lo spessore dell'acquifero ed esprime il quantitativo di acqua rilasciato da una porzione di acquifero avente base di un metro quadro per una variazione di un metro del carico idraulico.

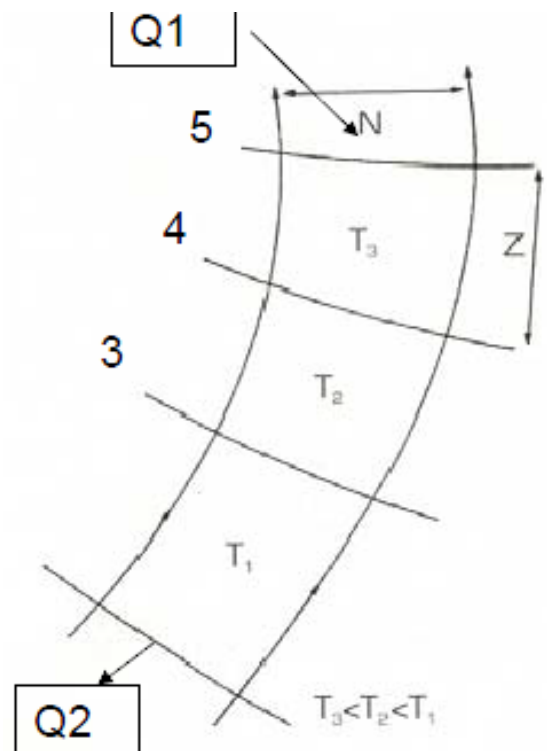
In generale, i valori del coefficiente di immagazzinamento sono **molto inferiori** (ad esempio 0,0003) rispetto a quelli della porosità efficace.

1.2 APPLICAZIONI AGLI ACQUIFERI REALI

1.2.1 Stima della portata e struttura idrogeologica

Richiamando la Legge di Darcy (1) e la definizione di trasmissività (15), definendo l la larghezza della sezione ed e lo spessore dell'acquifero, si ha che $Q = K(e)l i = Tli$; detto **tubo di flusso** la fascia delimitata da due linee di flusso contigue, all'interno delle quali la portata, a meno di prelievi o alimentazioni, rimane costante, si ha che $Q_i = NT_i \frac{1}{Z_i}$.

Con riferimento alla figura a fianco, pertanto, se $Q_1 = Q_2$, a gradiente maggiore corrisponderà trasmissività più bassa, per cui $T_3 < T_2 < T_1$. In generale, conoscendo le portate dei vari tubi di flusso, è possibile calcolare indirettamente la trasmissività a partire dall'analisi della carta piezometrica.



Si consideri una falda in pressione con due strati a differenti permeabilità. Si consideri il tubo di flusso, delimitato da un carico di monte (H) e da uno di valle (h); un punto intermedio, in cui il carico idraulico vale y , separa due sezioni del volume, una con permeabilità k_1 , l'altra con permeabilità k_2 . Se il tubo di flusso è lungo complessivamente L , sia x_1 la lunghezza della sezione con permeabilità k_1 , x_2 quando si ha k_2 : $L = x_1 + x_2$. Lo spessore dell'acquifero sia uniforme, pari a w .

Per calcolare il valore della portata Q che transita nel tubo di flusso è necessario considerare due differenti casi:

PRIMO CASO: $K_1 = K_2 = K$

In questo caso vale la legge di Darcy, per cui si ha che

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{Calcolo della cadente piezometrica : } i = \frac{H-h}{L} \\ \text{Calcolo della portata : } Q = Twi = Tw \frac{H-h}{L} \end{array} \right.$$

SECONDO CASO: $K_1 \neq K_2$

In questo caso non è più possibile applicare direttamente la legge di Darcy. Occorre, infatti, suddividere il problema agendo separatamente sulle due diverse zone.

Nella zona in cui si ha K_1 , si calcola: $y = H - \frac{Qx_1}{T_1w}$;

Nella zona in cui invece si ha K_2 , vale: $y = h + \frac{Qx_2}{T_2w}$.

Sostituendo l'espressione di y nella seconda formula, si ha: $H - \frac{Qx_1}{T_1w} = h + \frac{Qx_2}{T_2w} \Rightarrow Q = \frac{(H-h)w}{\frac{x_1}{T_1} + \frac{x_2}{T_2}}$.

ESERCIZIO

Una falda in pressione a filetti paralleli passa da un deposito alluvionale antico rissiano a permeabilità mediocre a un deposito alluvionale recente a permeabilità medio – alta senza cambiare forma (Figura 17).

Calcolare la portata che attraversa un tubo di flusso lungo 200 m e largo 500 m, sapendo che il livello piezometrico 100 m a monte del limite fra i due depositi risulta di 150 m s.l.m. E di 125 m s.l.m. 100 m a valle dello stesso. La trasmissività del deposito antico è di 0,005 m²/s e quella del deposito recente würmiano di 0,02 m²/s.

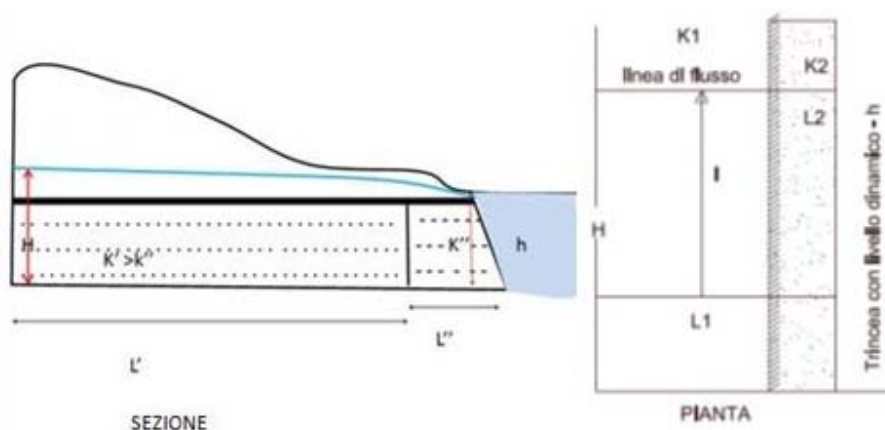


Figura 17 – Falda in pressione a filetti paralleli

1.3 TIPOLOGIE DI ACQUIFERI E LORO FUNZIONE

Le acque pervengono al sottosuolo dall'infiltrazione di precipitazioni atmosferiche.

Sono queste le acque denominate **vadose**, per contrapporle a quelle di condensazione di gas magmatici o riscaldate dal contatto con terreni che sono posti in prossimità di condotti o di serbatoi magmatici, dette **iuvenili**.

La funzione degli acquiferi, nei quali si accumulano le riserve idriche sotterranee, è di raccogliere e lasciare defluire le acque.

Nelle discontinuità delle rocce e delle terre, esiste un sistema di vasi comunicanti molto irregolare e complesso, fatto di fenditure nelle rocce e di minuscoli canali nelle terre.

In condizione di quiete, l'acqua del sottosuolo tende a saturare questo sistema di vasi comunicanti, portandosi ovunque allo stesso livello: se esiste un serbatoio o un condotto vuoto, in cui il livello dell'acqua è inferiore a quello dei vuoti che costituiscono il resto del sistema, verso di esso avverrà un flusso idrico, che tenderà a equilibrare il suo livello con quello degli altri serbatoi. In generale questi movimenti sono molto lenti, in quanto le differenze di pressione che originano i moti e li dirigono sono molto piccole. Come appare evidente, sono quindi la distribuzione della pressione e del carico idraulico all'interno dell'acquifero (cioè del sistema di vasi comunicanti saturo d'acqua), e in particolare il livello piezometrico nei diversi punti dell'acquifero, che determinano direzione, velocità e modalità del flusso idrico sotterraneo; sono però i vuoti, e in modo particolare il loro modo di unirsi per dare luogo a un sistema intercomunicante, la loro forma e le loro dimensioni, che regolano gli effetti delle differenze di livello piezometrico.

A causa delle differenze molto rilevanti che intercorrono fra il comportamento delle acque nelle terre sciolte e nelle rocce, conviene iniziare questo studio separando fin dall'inizio la trattazione della circolazione idrica nei terreni sciolti, che presentano la caratteristica di possedere un sistema di canali e vuoti intergranulari (**permeabilità intergranulare**), e quella nelle rocce, le cui discontinuità (**fessure**) sono in genere di dimensioni maggiori, pur avendo in alcuni casi una permeabilità intergranulare non trascurabile.

2 SEZIONI IDROGEOLOGICHE

Al fine di presentare la distribuzione e la forma degli acquiferi, aquitard e aquicludes , nonché dell'andamento dei livelli piezometrici, si utilizzano le sezioni idrogeologiche, che riportano questi elementi.

Le sezioni sono basate spesso sulla correlazione delle stratigrafie dei pozzi esistenti nella zona in studio, raccolte presso gli Enti (uffici tecnici comunali, regionali e provinciali, società che hanno eseguito le perforazioni), come mostrano le sezioni di seguito riportate.

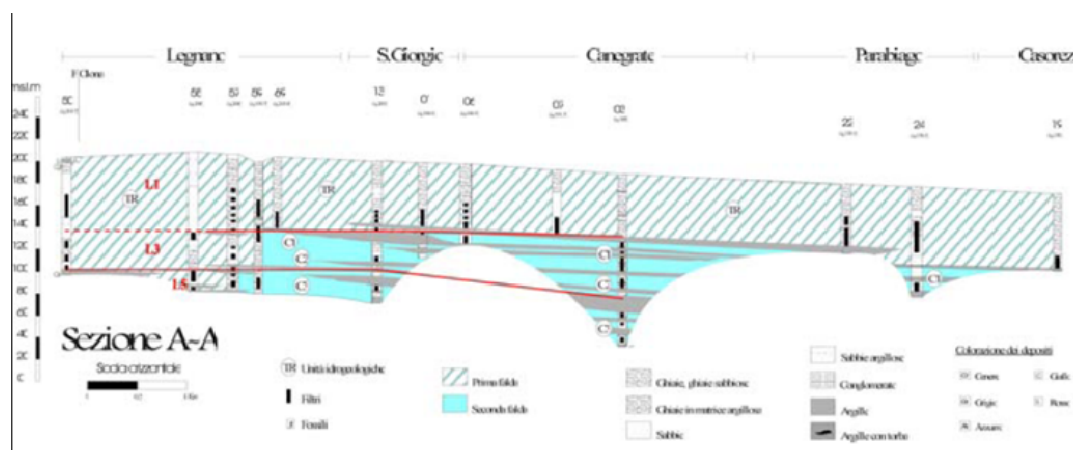


Figura 18 Sezione idrogeologica Legnano- Casorezza

2.1 STRUTTURA DELLA PIANURA MILANESE

Si può sintetizzare la storia geologica della pianura Padana dal Terziario a oggi, seguendo l'impostazione adottata nei fogli geologici al 100.000 del Ministero competente. Oggi è in corso un'accurata revisione che si traduce anche nell'introduzione di nuove unità (alloformazioni), destinata ad apportare un rilevante contributo tecnico-scientifico. Si rimanda quindi ai testi specializzati per le opportune informazioni.

Fase di **ritiro del mare** e della sedimentazione di depositi continentali fluvio-lacustri, lagunari, deltizi e di pianura costiera (**Pliocene superiore-Pleistocene inferiore**) su parte della pianura.

Fase delle **avanzate e ritiri dei ghiacciai**, comprendente le glaciazioni note in letteratura come Gunz, Mindel, Riss e Wurm, che caratterizza il **Pleistocene**.

Fase **postglaciale**, di sedimentazione alluvionale e di modellazione, nell'**Olocene** fino ai nostri giorni.

Gli eventi descritti si sono accompagnati con movimenti del suolo (neotettonica) che, già nel Pliocene superiore portarono a un sollevamento della pianura piemontese occidentale , il quale si estese gradualmente (i sollevamenti sono dell'ordine del mm/anno) al resto della pianura, procedendo da Ovest a Est.

Così in Lombardia dal Pavese fino nel Bresciano abbiamo riscontri di depositi continentali nel Pleistocene inferiore; nelle altre aree della Lombardia e nelle altre Regioni il sollevamento fu meno accentuato, e anzi oggi vediamo prevalere la tendenza all'abbassamento dei livelli del suolo.

In Emilia il sollevamento risultò appena accennato, e la visibilità di depositi alluvionali antichi si limita tra Piacenza e Bologna alle propaggini dell'Appennino a Ovest della via Emilia come mostrato in Figura 19.

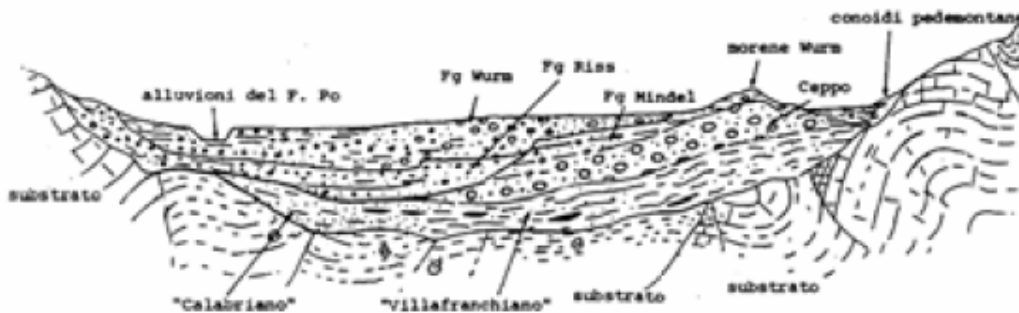


Figura 19 Sezione geologica schematica della pianura lombarda

Nel corso della prima fase di formazione della pianura, probabilmente per la scarsa pendenza dei terreni, si manifesta una predominanza di sedimenti fini, anche se non mancano intercalazioni di ghiaie e sabbie dotate di buona permeabilità. La formazione prevalente in questa fase è quella delle Argille grige con fossili continentali, conosciuta anche come "Villafranchiano", che a Milano si riscontra intorno a 100 m di profondità, ma risale in quota verso i bordi prealpini e procedendo verso il Piemonte. Gli affioramenti di questa unità sono scarsi lungo i bordi prealpini lombardi, ma sono estesi in Piemonte. Sono frequenti in questa unità anche le torbe. Complessivamente lo spessore dell'unità raggiunge anche i 100 m, ma l'erosione della parte superiore, spesso impedisce di apprezzarne il reale spessore.

Anche la base presenta un andamento irregolare, in quanto spesso poggia sul substrato roccioso pre-pleistocenico, come spesso in Brianza, o sui depositi marini quaternari, o sui sedimenti terziari come mostrato nella sezione seguente (talora sabbie e arenarie, talora argille).

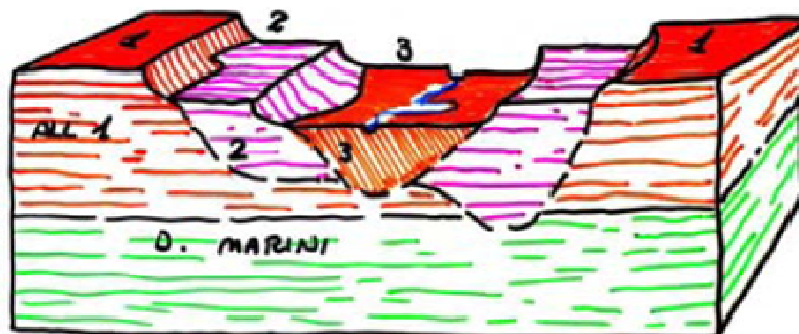


Figura 20 Struttura idrogeologica della Pianura Milanese

Il suo interesse pratico è rilevante, non tanto per le non elevate riserve idriche contenute, quanto per la qualità delle acque sotterranee che raramente presentano fenomeni di contaminazione industriale o agricola, per la frequenza e lo spessore delle bancate limoso-argillose che ne costituiscono buona parte.

L'unità "villafranchiana", come spesso viene denominata in letteratura, presenta una consistente inclinazione lungo i bordi montani, essendo stata assoggettata alla neotettonica dopo la fine della sua deposizione, quando questi movimenti portarono a un sensibile sollevamento dei terreni: questa inclinazione si attenua procedendo verso il centro della pianura, ma rimane pur sempre superiore a quella del piano-campagna.

Una successione di ghiaie e sabbie, ora quasi totalmente cementata a formare un conglomerato, fa seguito alla deposizione dell'unità "villafranchiana". I corsi d'acqua che portarono questi sedimenti hanno eroso la precedente unità, scavando alvei anche molto profondi, in specie nelle aree adiacenti ai rilievi (ad esempio nella Brianza settentrionale), dove si riscontrano rilevanti spessori di conglomerati.

Questa seconda unità è denominata **Ceppo Lombardo**, o Ceppo dell'Adda, ed è presente nel bacino del Lambro e dell'Adda, mentre non compare se non raramente più a Ovest, dove è sostituita da una successione di ghiaie e sabbie con molte bancate limose. Il Ceppo risulta anch'esso inclinato verso il centro della pianura in modo marcato, e raggiunge uno spessore di circa 80 metri.

Alla base sono frequenti i livelli non cementati, che danno un buon apporto d'acqua (acquifero sotto il Ceppo), ai quali si può attribuire uno spessore anche superiore ai dieci m in alcuni casi.

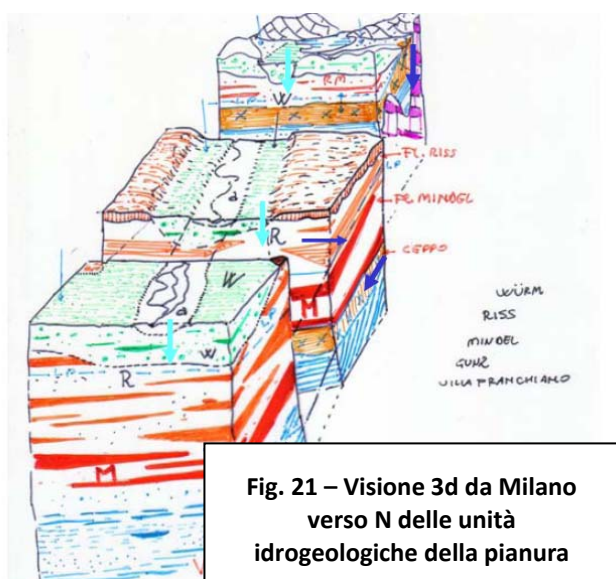
Nella parte restante della Pianura, non troviamo unità simili in Piemonte, mentre nella pianura Brescia e Bergamasca i conglomerati sono presenti e coprono un rilevante spessore in tutta la parte alta e media della pianura, almeno fino alla linea dei fontanili. Più a valle, compaiono in loro sostituzione materiali più fini e meno cementati, intercalati a sabbie, limi e limi argillosi.

Con l'inizio delle glaciazioni, si ebbe l'avanzata dei ghiacciai che portarono all'interno della pianura i loro depositi che, quando assumono l'aspetto di colline, vengono chiamati "morene".

Da questi apparati glaciali uscivano fiumane che trasportavano e sedimentavano coltri alluvionali di grande estensione, che costituiscono ora la parte sommitale dei sedimenti della pianura. Questi sedimenti occupano oggi circa 100 m di spessore complessivo.

E' importante osservare che, a ogni fase di sedimentazione, corrispose una successiva fase di erosione. Avvenne così che solo parte dei sedimenti più antichi rimane a testimoniare le pianure più antiche di quelle attuali, formando pianure disposte su livelli più alti di quelli attuali.

Troviamo tracce delle antiche pianure alluvionali sotto forma di "terrazzi" che si trovano nella parte alta della pianura. Essi sono circondati da scarpate che li pongono in rilievo rispetto ai sedimenti alluvionali più recenti, che sormontano di una o più decine di metri.



I depositi delle antiche pianure (Fig. 21) sono ricoperti da una spessa coltre di limo e argilla che rappresenta il prodotto di alterazione dei sedimenti che le costituiscono: predominano i sedimenti di colore rosso violaceo per i terrazzi più antichi (in letteratura :mendeliani ed infigura in rosso) , di colore ocre per quelli intermedi (rissiani) , marroncini o grigi per quelli più recenti (wurmiani, in figura verdi).

Queste coltri di alterazione possono avere anche uno spessore di dieci metri (per i terreni del Mindel, o Diluvium antico), di 5 per quelli del Riss (Diluvium medio) e di uno-due per il Wurm (Diluvium recente).

Con la giaciazione wurmiana ebbe termine il Pleistocene e iniziò l'Olocene, che non ha dato luogo a fenomeni altrettanto imponenti.

Quindi i depositi del Diluvium recente sono quelli che oggi formano la maggior parte della pianura, in quanto sono stati oggetto di erosione solamente dai corsi d'acqua attuali, che vi hanno inciso i loro alvei formando i terrazzi più recenti.

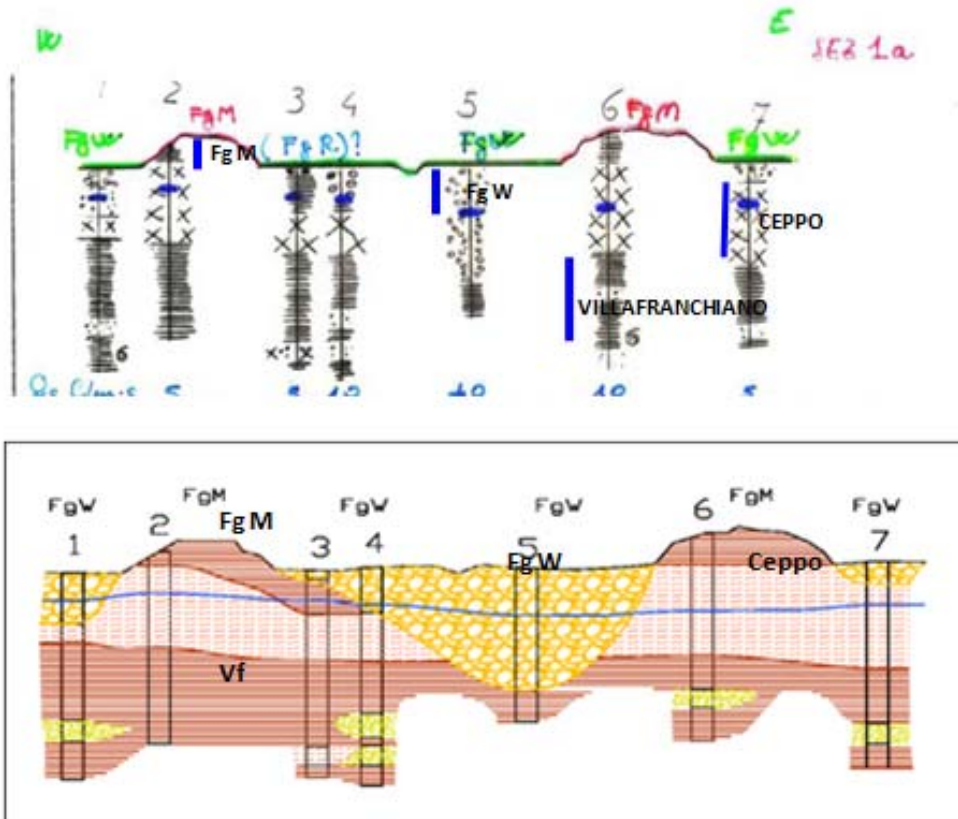
La complessa struttura descritta, conferisce qualche difficoltà di interpretazione alle sezioni geologiche e idrogeologiche di pianura.

2.2 FASE DI COSTRUZIONE DELLE SEZIONI

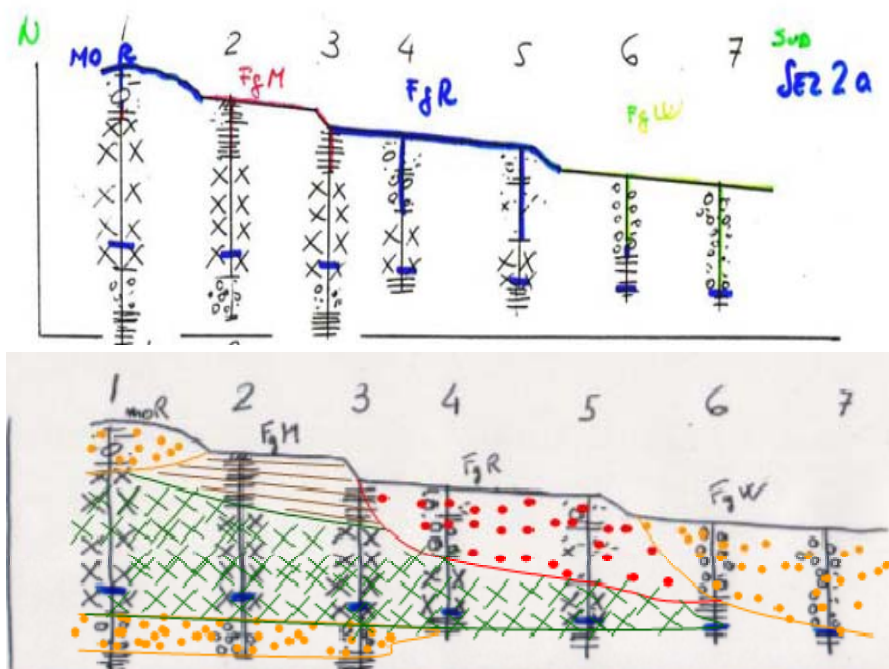
Le sezioni possono essere costruite seguendo solitamente il seguente iter:

- profilo topografico, seguito dall'analisi delle stratigrafie e della loro rappresentazione sul profilo.
- Identificazione delle principali unità idrogeologiche sulla base dei caratteri litologici grossolani, sulla permeabilità, sugli spessori e la geometria dei materiali
- Correlazione fra le stratigrafie basandosi sull'immersione dei depositi, sulla loro alternanza e sugli affioramenti dei terrazzi
- Identificazione degli acquiferi: ubicazione dei pozzi e linee di prospezione geofisica, reperimento dei dati bibliografici, tracciamento delle linee delle sezioni in base alla scala orizzontale e verticale scelta.

Si riporta a titolo di esempio la prima fase di costruzione di due sezioni idrogeologiche. Nella prima, che ricostruisce l'attribuzione dei diversi tipi di terreno alle unità idrogeologiche si nota che: al fluvioglaciale Wurm corrispondono ghiaie (circoletti); al Fg Mindel argille; al Ceppo Lombardo conglomerati (crocette); al Villafranchiano argille con livelli di sabbia. L'interpretazione della prima sezione si ottiene con la correlazione delle unità così distinte:

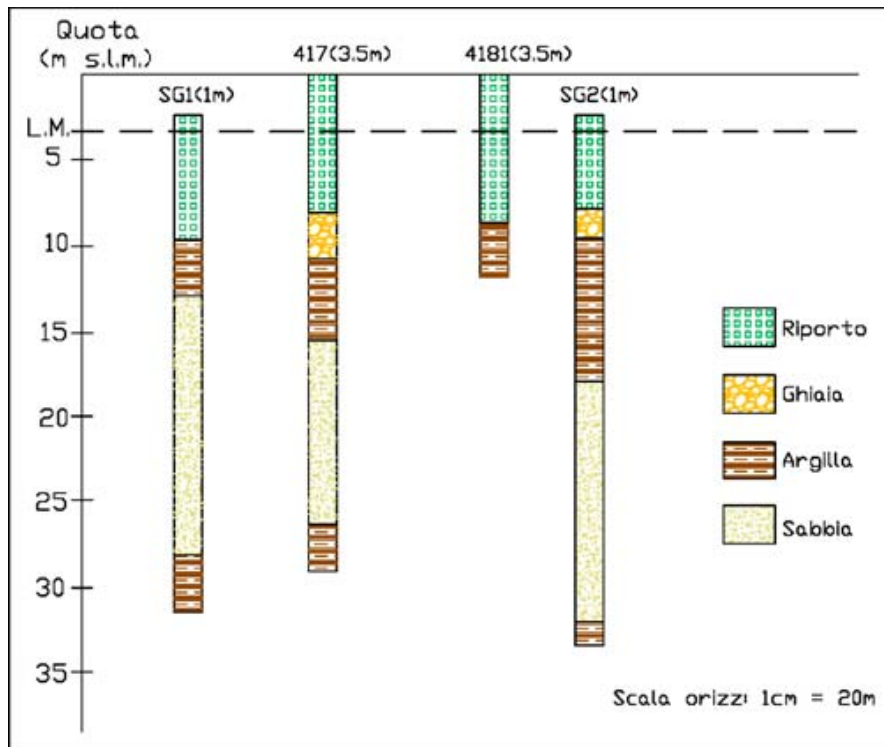


Per la seconda sezione proposta di seguito, si faccia riferimento alla legenda della precedente.



ESERCIZIO

A partire dalle stratigrafie fornite, ricostruire la sezione idrogeologica.

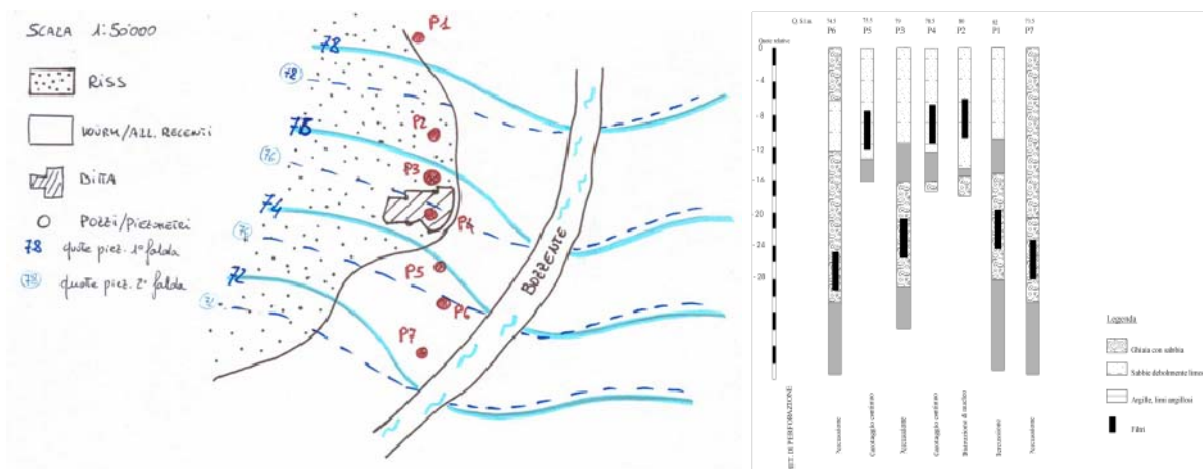


ESERCIZIO

Nel comune di Cerro al Bozzente è stato comunicato all'ARPA il verificarsi di un incidente presso una ditta metallurgica. Presso quest'ultima si è avuto lo sversamento accidentale di **10000** litri di un solvente clorurato: si tratta di Tricloroetilene (**1460 kg/m³**)

Nella mappa seguente viene riportata la piezometria redatta dai consulenti tecnici della ditta che hanno compiuto misure piezometriche in una rete di pozzi aventi profondità variabile tra i 6 e i 28 m. In allegato vengono fornite anche le stratigrafie di alcuni pozzi presenti nell'area.

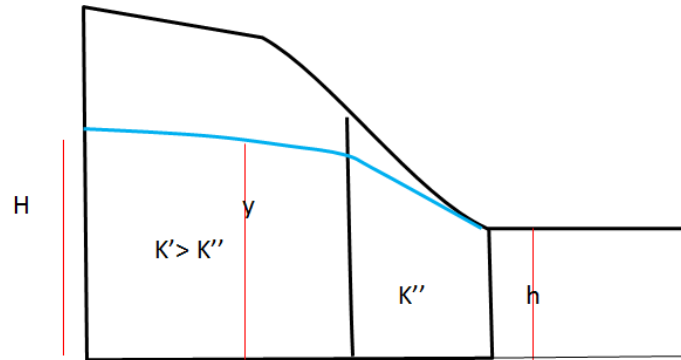
Ricostruire e descrivere brevemente il modello concettuale dell'area pertinente al sito in esame in modo da poter prevedere in via preliminare lo spostamento dell'inquinante.



ESERCIZIO SULLA PIEZOMETRIA DEGLI ACQUIFERI ETEROGENEI

Scrivere la relazione di Dupuit per un acquifero diviso in due settori a permeabilità diversa, e disegnarne una sezione schematica, analoga a quella per l'acquifero in pressione rappresentato nella figura precedente. La forma della falda è quella a linee di flusso parallele (detta falda cilindrica).

Soluzione: lo schema può essere come quello qui riportato



La relazione può essere trasformata ricorrendo alla sostituzione del valore di b (spessore costante dell'acquifero) dell'acquifero in pressione con il valore medio dello spessore saturo, cioè con $(H+h)/2$.

Quando la falda è in pressione si ha:

$$Q = w (H-h) / [(x'/k'b) + (x''/k''b)];$$

in caso di falda libera la relazione diventa, operando la sostituzione predetta:

$$Q = w (H^2 - h^2) / 2 [(x'/k') + (x''/k'')]$$

Si nota che, quando lo spessore b è costante, la relazione per la falda in pressione si semplifica in:

$$Q = wb (H-h) / [(k''x' + k'x'') / k'k'']$$

DOMANDE E RISPOSTE

Domande sulla portata degli acquiferi eterogenei orizzontali

È possibile, quando un acquifero è disposto orizzontalmente ed è formato da una successione di settori in sequenza, caratterizzati da diversa permeabilità, conoscere la permeabilità complessiva (o "equivalente") dell'acquifero?

si può utilizzare la relazione valida per la falda in pressione:

$$Q = w (H-h) / [(x'/k'b) + (x''/k''b)] = wb (H-h) / [(x'/k') + (x''/k'')]$$

Per rispondere alla domanda, si esamina anzitutto come ricavare la k dalla relazione di Darcy per un acquifero omogeneo. Si vede subito che:

posto che $Q = kwbj$, k si ottiene dalla relazione $k = Q / j wb$, e quindi **per l'acquifero omogeneo**

$$k = QL/wb(H-h)$$

La corrispondente permeabilità dell'acquifero eterogeneo in senso orizzontale può essere data, analogamente a quella dell'acquifero omogeneo, dal rapporto fra la portata Q e il prodotto della sezione di flusso per la cadente piezometrica.

Dalla relazione per l'acquifero eterogeneo si ha la possibilità di calcolare il rapporto:

$$Q / bw (H-h), \text{ che risulta uguale a } 1 / [(x'/k') + (x''/k'')].$$

Dal momento che, in base alla relazione di Darcy, questo rapporto risulta uguale a k/L (infatti L non compare al denominatore dell'espressione $Q/w(H-h)$), per ottenere k equivalente occorre scrivere:

$$k = Q/bwJ = QL / bw(H-h) = L / [(x'/k') + (x''/k'')]$$

Domande sul FLUSSO VERTICALE

Le linee di flusso possono percorrere l'acquifero in direzione verticale. Questo come accade ad esempio quando l'acquifero ha la forma di un prisma retto di lunghezza L con sezione di flusso pari al prodotto b (spessore) per w (larghezza dell'acquifero), in cui il livello piezometrico sia H nella zona di alimentazione e h al recapito. Detta L la lunghezza del prisma, quanto vale in questo caso (piuttosto frequente) il gradiente idraulico?

Dal momento che il gradiente idraulico si calcola dividendo la differenza di potenziale per la distanza percorsa dall'acqua, considerato il fatto che l'acquifero contenuto nel prisma viene ad essere in pressione, si ha:

$$J = (H-h)/L = 100\% = 1$$

Quando le linee di flusso sono verticali, il gradiente J è quindi uguale a 1. In questo caso, come è possibile calcolare la velocità dell'acqua che attraversa il prisma in direzione verticale, applicando la relazione di Darcy?

Se nella relazione di Darcy, in cui b è lo spessore e w la larghezza del prisma, k la permeabilità del terreno, si inserisce il valore di $J = 1$, si ha che :

$$Q = Jkbw \text{ che si può anche scrivere come: } kJ = Q/bw$$

Quindi, dato che la velocità V secondo Darcy è data dal rapporto fra la portata e la sezione di flusso :

$$V = Q/bw$$

Si ha dalla relazione di Darcy: $V = kJ = k$

Nota: La velocità ricavata da questa relazione è detta velocità darciana, perché ottenuta direttamente dalla relazione di Darcy. Vediamo che essa viene calcolata senza tener conto del fatto che una parte della sezione bw è occupata dai granuli del terreno: quindi la sezione reale è

più ristretta di quella inserita in questo calcolo, i cui risultati sono peraltro utili per una prima approssimazione. Quando i problemi da risolvere richiedono maggiore accuratezza, e mirano alla conoscenza delle velocità reali con la quale si sposta il fluido, necessita l'inserimento nei calcoli di altre grandezze.

Domande sul flusso verticale in acquifero eterogeneo

Se l'acquifero in pressione è disposto verticalmente con lunghezza totale L, ed è costituito da due settori di lunghezza x' e x'' , aventi permeabilità k' e k'' , con quale velocità si muove l'acqua che lo attraversa?

Dal caso precedente, si ottiene che la velocità con la quale si muove l'acqua è data dal prodotto della permeabilità per la cadente che, essendo l'acquifero verticale, risulta uguale alla permeabilità perché la cadente è unitaria.

La velocità è data dal rapporto fra la lunghezza L del prisma divisa per il tempo che l'acqua impiega a percorrerlo:

$$V = L/t$$

Il tempo T a sua volta è dato dal rapporto fra la lunghezza x' del primo tratto divisa per la velocità (pari a k') sommata al rapporto lunghezza / velocità del secondo tratto; quindi $t = x'/k' + x''/k''$.

La velocità dell'acqua nel percorrere in verticale il prisma eterogeneo è quindi:

$$V = L / (x'/k' + x''/k'')$$

Dal momento che permeabilità e velocità quando le linee di flusso sono verticali sono equivalenti, la velocità V calcolata con questa relazione per un acquifero eterogeneo è uguale alla permeabilità equivalente verticale dell'acquifero eterogeneo.