

LA GEOLOGIA DEGLI ACQUIFERI PROFONDI

Vincenzo Francani (Tethys srl)

Il sottosuolo a notevoli profondità si presenta complesso, eterogeneo, spesso tettonizzato, e si trova in uno stato fisico difficilmente interpretabile senza rilevazioni dirette. Infatti i carichi litostatici, che spesso raggiungono diversi MPa, variano in modo non prevedibile, come gli sforzi tettonici residui, raramente prevedibili senza idonee prospezioni, che rendono necessarie misure in sondaggi profondi e indagini geofisiche di grande impegno. Possono inoltre essere presenti acque in forte pressione, e gas che ostacolano la perforazione e la sicurezza degli operatori. Per i progetti delle opere civili (gallerie, fondazioni, pozzi di ventilazione) si devono risolvere problemi geologici inusuali in altre condizioni.

La figura 1 mostra inoltre come notevoli impedimenti alla comprensione della struttura geologica derivino dal fatto che la copertura detritica superficiale impedisce di comprendere in modo adeguato la disposizione delle zone di debolezza e di infiltrazione d'acqua in profondità. Con un rilevamento geologico accurato di superficie è solo possibile proporre ipotesi di lavoro che devono essere confermate e meglio dettagliate con indagini supplementari spesso costose o rimandate alla fase di scavo.

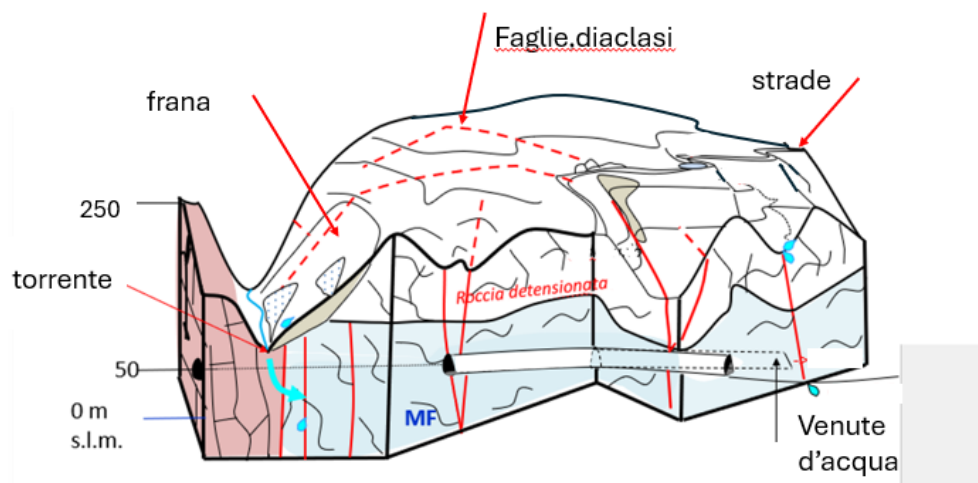


Figura 1 : viene posta in evidenza la difficoltà di determinare sulla base del solo rilevamento di superficie la posizione delle zone di debolezza e le venute d'acqua nella galleria in progetto

Considerato l'interesse dell'argomento, vengono di seguito esposti alcuni capitoli dedicati agli elementi utili per impostare le ricerche in questi casi, e a chiarire alcuni aspetti fondamentali delle indagini geologiche da eseguire sul sottosuolo profondo, iniziando dalla trattazione di casi che riguardano la circolazione idrica e dei gas.

Premessa

Uno degli argomenti di maggiore interesse sono i metodi utilizzati per determinare come avviene la circolazione idrica in un acquifero profondo nelle aree appenniniche, dove si mescolano problemi derivanti dalla presenza di idrocarburi in alcune formazioni appartenenti al Complesso delle Argille Scagliose con quelli della circolazione gas e di acque saline in serpentiniti, oficalci e altre formazioni (Flysch, diaspri e calcari selciferi, calcari tipo Biancone ecc.).

In questo scritto viene fornito un inquadramento generale che inizia a mettere a fuoco le necessità e gli obiettivi delle varie tipologie di indagine che possono fornire ai progettisti le conoscenze fondamentali sulla circolazione dei fluidi.

Per meglio chiarire gli aspetti essenziali di questi problemi ed esporre le soluzioni adottate, si vuole passare da un caso semplificato derivante dalle esperienze fatte dal Politecnico di Milano (Fondazione Lerici) nell'immediato dopoguerra e negli anni successivi fino al 1975 circa.

L'acquifero profondo oggetto di studio si trova nella zona del Passo del Bracco fra Sestri Levante, La Spezia e Varese Ligure. Esso è costituito da acque di formazione delle Argille Scagliose, molto saline, derivanti da processi di decomposizione di sostanze organiche, di permeabilità oscillante fra 0,01 e 0,001 m/giorno, spesso accompagnate da gas metano. Le Argille hanno uno spessore di circa 300 m, a cui si sovrappongono circa 150 m di oficalci, serpentiniti e 50 m di depositi terziari e più recenti poco permeabili.

I carichi litostatici sono determinati da rocce con densità (kg/m^3) variabili fra 2,5 nelle argilliti a 2.6 m oficalci e serpentiniti fratturati e 2.5 nelle formazioni terziarie. Molte faglie percorrono oficalci e argilliti, mediamente una ogni 25 m, orientate sia NS sia EO. Il bacino ha una superficie di 25 km^2 e non risulta alimentato né lateralmente né da infiltrazione, anche per la scarsità di faglie nelle formazioni terziarie di copertura.

Il sistema è quindi un classico esempio di bacino idrogeologico chiuso, in cui la dinamica dei fluidi non è governata da una ricarica meteorica superficiale, ma da processi di compattazione, decompressione litostatica e migrazione attraverso discontinuità strutturali (faglie, diaclasi).

Poiché il sistema non è alimentato, non possiamo parlare di una "falda" nel senso classico, ma di un acquifero con fluidi in regime di sovrappressione dei pori (pore pressure), evoluto in equilibrio con il carico litostatico e la produzione di gas.

1. DETERMINAZIONE DEI PARAMETRI IDROGEOLOGICI E FISICI DEL MEZZO

In questo contesto di argilliti (bassa permeabilità) e faglie frequenti, la circolazione non segue la legge di Darcy macroscopica, ma secondo la letteratura è dominata da flussi preferenziali. In particolare, il flusso è guidato dal gradiente di pressione indotto dal carico litostatico.

Nelle argille, la compattazione espelle l'acqua di formazione ("connata") ricca di metano. Le faglie agiscono come condotti che collegano la matrice argillosa (sorgente) con il serbatoio superiore (oficalci e serpentiniti fratturate).

Poiché il bacino è isolato, il livello piezometrico (o meglio, la pressione idraulica equivalente) si stabilizzerà a al valore che equilibra la pressione dei pori in profondità con la pressione di confinamento delle rocce sovrastanti.

Per determinare a che quota si stabilizza il livello piezometrico, si è utilizzata l'equazione dell'equilibrio delle tensioni efficaci:

$$\sigma' = \sigma_{tot} - \alpha P$$

Dove:

σ' è la tensione efficace (che definisce la stabilità della roccia).

σ_{tot} è il carico litostatico (calcolabile sommando i pesi delle colonne di roccia).

P è la pressione del fluido

α un coefficiente adimensionale (coefficiente di Biot), di cui approfondiremo in seguito le caratteristiche

La stabilizzazione avviene quando la pressione del fluido nelle faglie raggiunge un valore tale per cui il gradiente di pressione non è più sufficiente a vincere la resistenza idraulica della matrice (che è molto bassa). A questo punto, il sistema raggiunge una condizione di stato stazionario dove la pressione dei pori è determinata dalla profondità media di estensione del sistema e dalla densità dei fluidi (acqua salina + gas metano, che riduce la densità media rispetto all'acqua dolce).

Per quantificare questo fenomeno in un sistema così complesso, si integrano generalmente i seguenti approcci:

1. **Test di Pressione (Piezometria Elettronica):** trasduttori di pressione in pozzi che intersecano sia le faglie (per misurare la pressione nel sistema fratturato) sia la matrice argillosa (per misurare la pressione di poro vera). Si tende a misurare, diversamente da quanto avviene per gli acquiferi superficiali, tanto il gradiente verticale quanto quello orizzontale.
2. **Modellazione Numerica (FEM/FDM):** Utilizzo di codici agli elementi finiti (come *Modflow* con pacchetti specifici per il trasporto o software geomeccanici come *FLAC3D*) inserendo il coefficiente di Biot come parametro di input. Questo permetterà di simulare il comportamento del fluido nelle faglie.
3. **Analisi Isotopica e Geochimica:** l'analisi degli isotopi stabili permetterà di confermare se l'acqua è realmente connata o se c'è stata infiltrazione storica.
4. **Analisi dei Lineamenti tettonici :** Spesso è molto utile creare una mappa dettagliata delle faglie., o predisporre una carta della densità di fratturazione . La stabilità piezometrica sarà meno pronunciata dove la densità delle faglie è maggiore, in quanto le variazioni laterali e temporali dei gradienti verticali risultano spesso molto elevate e il flusso è tendenzialmente verso l'alto.

Il livello piezometrico, in questo specifico scenario, è probabile che si attesti su un valore artesianico (o sovrappressione). Dato che non c'è ricarica esterna, qualsiasi prelievo dal sistema artificiale e serpentini causerebbe un calo di pressione che, nel tempo, richiamerebbe fluidi dalla matrice argillosa, portando con sé variazioni nella salinità e nel contenuto di gas metano.

Per individuare l'andamento di questo livello, si è determinata quindi la pressione litostatica totale (PL) che grava sul fondo del sistema (alla base delle argilliti), sommando il peso della eterogenea colonna di roccia sovrastante.

Il principio fondamentale è che la pressione esercitata dal peso della roccia è data da:

$$P = \rho g h$$

Dove:

ρ densità in kg/mc g accelerazione di gravità = $9,8 \text{ m/s}^2$ h = altezza della colonna di roccia di densità ρ in m

Tabella di Calcolo della Pressione Litostatica

Considerando i valori forniti e convertendo le densità da a ():

Unità litologica	Spessore (m)	Densità (kg/m ³)	Contributo di Pressione (MPa)
Sedimenti sup.	50 m	2500	1.23 MPa
Oficalci e serpentiniti	150 m	2600	3.83 MPa
Argilliti	300 m	2500	7.36 MPa
Totale	500 m	-	12.42 MPa

Il valore di PL = 12.42 MPa rappresenta lo sforzo verticale totale che la colonna di rocce esercita alla base del sistema.

Per comprendere le modalità della circolazione idrica, si è confrontato questo valore con la pressione del fluido:

1. Condizione Idrostatica: Se l'acquifero fosse collegato alla superficie, la pressione sarebbe dettata solo dalla colonna d'acqua (per 500m).
2. Condizione Sovrapressionata: Nel caso in esame, dato che il sistema è chiuso e contiene gas, è molto probabile che l'acquifero sia in pressione.
3. Il Limite di Rottura: La circolazione attraverso le faglie avverrà se la pressione dei fluidi supera la tensione efficace minima necessaria a mantenere chiusa la frattura.

Con una pressione litostatica di 12.42 MPa, se la pressione dei fluidi interna al sistema (aumentata dalla produzione di metano) si avvicina significativamente a questo valore (ad esempio superando gli 8-9 MPa), le faglie diventeranno attive come condotti preferenziali di risalita. Nel caso specifico, si è verificato che la pressione dei fluidi è però molto inferiore a questo valore.

2. EFFETTI DELLA PRESENZA DEL GAS

Anche se la pressione del gas non è elevata (quindi non siamo in presenza di un giacimento gassoso in sovrappressione critica), la presenza di metano in un sistema argilloso a bassa permeabilità cambia radicalmente le regole del gioco.

Anche una "bassa" quantità di gas agisce infatti come un catalizzatore del flusso, non perché spinga violentemente, ma perché altera le proprietà fisiche del fluido circolante. Ecco come il gas modifica il meccanismo:

1. Effetto di Galleggiamento (Buoyancy)

Il gas ha una densità estremamente inferiore rispetto all'acqua salina. Anche a basse pressioni, questa differenza di densità crea una forza di galleggiamento verso l'alto. Se abbiamo una frazione di gas miscelata nell'acqua, la densità media del fluido diminuisce:

Questa riduzione di densità genera un gradiente di galleggiamento che favorisce la risalita verso le faglie, agendo come una pompa naturale che "aiuta" l'acqua a risalire attraverso le discontinuità (le faglie), anche se il carico piezometrico complessivo non è altissimo.

L'acqua è quasi incompressibile, ma il gas è altamente comprimibile. L'aggiunta di metano conferisce al sistema una compressibilità totale molto più alta.

Il sistema diventa un "ammortizzatore". Se subisce una variazione di carico (es. piccole deformazioni tettoniche), la pressione del fluido non schizza alle stelle immediatamente, perché il gas si comprime/espande, assorbendo parte dell'energia. La stabilizzazione piezometrica in presenza di gas è risultata pertanto in questo caso meno sensibile a variazioni di carico esterno rispetto a un acquifero puramente acquoso, rendendo il livello più "pigro" o smorzato nel tempo.

3. Conseguenze sulla permeabilità

In un mezzo poroso, l'acqua e il gas competono per lo spazio nei pori (capillari). Anche con poco gas, le bolle di metano possono creare un "blocco capillare" (o *Jamin effect*), ostacolando il flusso d'acqua, ma contemporaneamente il gas può fluire attraverso le faglie (che hanno aperture maggiori e non presentano le stesse barriere capillari dei pori microscopici delle argilliti).

Le faglie diventano "camini" preferenziali per il gas (gas chimneys). Il gas si separa dalla matrice argillosa, migra nelle faglie e risale verso i falci e serpentiniti fratturate, lasciando l'acqua "indietro".

4. Il ruolo delle faglie e importanza del coefficiente di Biot

Le faglie, che si comportano come si è detto alla stregua di camini per la circolazione dei fluidi, hanno un effetto diverso sulla piezometria secondo che presentino asperità, irregolarità e interruzioni, o siano invece ben aperte e continue. Questo effetto è rappresentato dal coefficiente di Biot, la cui determinazione gioca quindi un ruolo importante. Quando il gas si accumula localmente vicino a una faglia, la pressione

locale del fluido aumenta leggermente. Dato che il mezzo ha una risposta meccanica significativa (, questa piccola sovrappressione indotta dal gas è sufficiente a mantenere le faglie "aperte" (o più permeabili), favorendo la connettività idraulica tra le argilliti profonde e i oficalci e serpentiniti sovrastanti.

Il coefficiente di Biot, indicato come α , misura quanto la pressione dei pori contribuisce alla deformazione totale di una roccia porosa saturata.

Matematicamente:

$$\alpha = 1 - \frac{K_{\text{bulk}}}{K_{\text{solid}}}$$

dove:

K_{bulk} = modulo di compressibilità drenata della roccia (scheletro poroso, con pori vuoti)

K_{solid} = modulo della matrice solida (minerale)

Interpretazione fisica

- $\alpha = 1$ → lo scheletro è molto cedevole e tutta la pressione di poro contribuisce allo sforzo efficace (roccia molto fratturata o molto porosa).
- $\alpha = 0$ → roccia "perfetta" non porosa e non fratturata → la pressione dei pori non ha alcun effetto.

In pratica le rocce reali hanno $0.2 < \alpha < 1.0$.

Tabella dei valori tipici del coefficiente di Biot (α)

I valori sono indicativi e variano in base a porosità, fratturazione e mineralogia. La qualità della roccia (RQD) viene usata come proxy del grado di fratturazione.

- RQD 0–25% → Roccia molto fratturata
- RQD 25–50% → Roccia fratturata
- RQD 50–75% → Roccia discretamente massiva
- RQD 75–100% → Roccia massiva

Coefficiente di Biot (α) per diversi tipi litologici e stati di fratturazione

Tipo di roccia	RQD / Fratturazione	α tipico	Note geomeccaniche
Granito	75–100% (massivo)	0.2–0.3	Bassa porosità (<1%), struttura rigida

	50–75%	0.3–0.5	Microfratture aumentano la compliance
	25–50%	0.5–0.7	Fratture dominano la risposta idro-meccanica
	0–25% (fortemente fratturato)	0.7–0.9	RQD basso → α quasi idrostatico
Gneiss / Scisti cristallini	75–100%	0.3–0.4	Tessitura anisotropa, porosità molto bassa
	50–75%	0.4–0.6	Anisotropia induce più deformabilità
	25–50%	0.6–0.8	Fratture + clivaggio aumentano molto α
	0–25%	0.8–0.95	Rocce molto aperte e cedevoli
Arenaria compatta	75–100%	0.2–0.4	Dipende dalla cementazione (quarzosa → più bassa)
	50–75%	0.4–0.6	Porosità 10–15%, rigidità medi

Nel caso specifico, considerato lo stato di fratturazione della roccia e la sua qualità stimata dai campioni estratti dai pozzi e dagli affioramenti, il coefficiente di Biot è stato valutato fra 0,5 e 0,7.

5. Conseguenze della presenza di gas sul livello piezometrico

Se il sistema fosse solo acqua, avremmo un livello piezometrico dettato dalla colonna idrostatica. Con la presenza di gas (anche moderato):

1. **Livello Piezometrico Apparente:** Il livello che misureremmo in un pozzo che interseca le faglie risulterebbe più alto (o più basso, a seconda della posizione della colonna di gas) rispetto alla quota reale della falda, a causa della differenza di peso specifico della colonna di fluido ("effetto manometro").
2. **Stabilità:** Il sistema è in un equilibrio precario: il metano vuole risalire, ma è intrappolato nelle argille. Le faglie fungono da valvole di sfogo a bassa capacità.

In questo scenario, il gas non "spinge" l'intero sistema, ma fluisce al suo interno. Il livello piezometrico non è un valore statico, ma un valore che fluttua leggermente in base alla quantità di gas che riesce a segregarsi nelle faglie.

Calcolare l'errore sistematico introdotto dal gas è fondamentale per non interpretare erroneamente i dati piezometrici. Quando abbiamo una colonna di gas all'interno del tubo del piezometro, misuriamo una pressione inferiore a quella che esisterebbe se il tubo fosse riempito solo d'acqua.

In termini fisici, il piezometro si comporta come un manometro a colonna di fluido, dove la "colonna" è composta da una miscela eterogenea.

6.L'effetto "manometro a gas"

Poiché la densità d_h del metano è trascurabile rispetto a quella dell'acqua, la presenza di una colonna di gas nel piezometro "nasconde" parte della pressione idrostatica reale.

Se indichiamo con h_g l'altezza (in metri) della colonna di gas intrappolata nel piezometro, l'errore di misura D_h in metri sul livello piezometrico rispetto alla realtà è approssimabile con:

$$D_h \text{ circa} = h_g (1 - d_g/d_a)$$

Dato che d_g è moltissimo inferiore a d_a , il rapporto tende a zero, quindi l'errore D_h risulta uguale a h_g .

Quindi ogni metro di gas presente nel piezometro causa un errore di circa un metro sul livello piezometrico misurato.

- **Esempio:** Se il sensore di livello legge un'acqua a -50 metri dalla superficie, ma la colonna di gas è alta 20 metri e spinge verso il basso il livello dell'acqua nel tubo, la pressione reale alla base del piezometro corrisponde a un livello d'acqua di -30 metri (ovvero 20 metri più in alto rispetto a quanto misurato).

Pertanto la presenza di gas comporta una sottostima della piezometria effettiva dell'acquifero.

Per ottenere la piezometria reale, si deve procedere in questo modo:

1. Misurare la colonna di gas: installare un sensore di pressione in testa al pozzo (o utilizzare una sonda che misuri la densità del fluido) per capire quanto spazio occupa il gas.
2. Applicare la correzione: sommare l'altezza della colonna di gas (h_g) al valore misurato dal piezometro

Se la pressione del gas nel sistema è molto alta, la sua densità aumenta e il calcolo diventa leggermente più complesso ma, per pressioni moderate, la formula è sufficientemente approssimata.

Se la pressione del gas è bassa, l'effetto dinamico (spinta, galleggiamento massiccio, sovrappressione) viene meno. In questo contesto, il metano smette di essere il "motore" del sistema e diventa un elemento di disturbo passivo. Infatti, in condizioni di bassa pressione, il metano non forma colonne di gas o bolle grandi, ma rimane confinato in due modi: disciolto nell'acqua o come micro-bolle intrappolate (saturazione residua).

ESEMPIO DI ANALISI DELLA CURVA DI ESAURIMENTO DI UNA SORGENTE IN UN ACQUIFERO PROFONDO

1. Introduzione

La curva di esaurimento rappresenta la risposta idrodinamica di un acquifero in assenza di ricarica ; nel caso in cui un acquifero profondo in rocce fratturate trova un recapito al quale affluisce le sue portate , che può essere una sorgente o un fronte di scavo , il deflusso non avviene attraverso i vuoti della porosità primaria , ma attraverso la rete di fratture, diaclasi, piani di foliazione.

L'obiettivo di questo esempio è quello di analizzare come alcune proprietà di tale rete (esempio il grado di interconnessione) condizioni la morfologia della curva di esaurimento e i parametri di svuotamento della sorgente, e quali siano i metodi per ricavare dalla curva di esaurimento importanti indicazioni per la ricostruzione del modello concettuale dell'acquifero.

Ad esempio la rassegna degli studi compiuti dai primi anni del secolo scorso a oggi sulle curve di esaurimento rivela una tendenza sempre più marcata nel tempo a considerare gli effetti dell'interconnessione fra le diverse fratture e fra i sistemi di fratture più permeabili e la matrice roccia. Infatti la permeabilità è notoriamente funzione della densità e, soprattutto, della connettività delle fratture, perché un sistema poco connesso comporta percorsi di flusso tortuosi e strozzature idrauliche, mentre un sistema altamente connesso crea un drenaggio efficiente che accelera la risposta della sorgente.

2. Rassegna delle modalità di analisi della curva di esaurimento

Boussinesq , J. nella seconda età del XIX secolo produsse con la sua attività un importante progresso nella scienza delle costruzioni e nell'idraulica. Oltre a importanti relazioni per la stabilità delle fondazioni, si dedicò anche all'esame delle variazioni piezometriche in seguito al drenaggio. In una pubblicazione del 1877 *Essai sur la théorie des eaux courantes*, Paris: Imprimerie Nationale (Mémoires de l'Académie des Sciences), Tome XXIII presenta in una forma generale (monodimensionale semplificata):

$$Q(t) \sim \frac{1}{(t + t_0)^n}$$

una legge che controlla sistemi porosi o fratturati diffusi , ottima base e teorica per modelli successivi non lineari

Tuttavia il riferimento storico più usato è la **legge esponenziale di recessione** (in realtà formalizzata da **Maillet**, in **Maillet, E. (1905)** - poi adottata e sistematizzata da Mangin - in *Maillet E (1905) Essais d'hydraulique souterraine et fluviale* Paris: Librairie Scientifique A. Hermann, 218 pp

$$Q(t) = Q_0 e^{-\alpha t}$$

- $Q(t)$: portata al tempo t
- Q_0 : portata iniziale al picco di esaurimento

- α : coefficiente di esaurimento

La relazione vale in caso di serbatoio equivalente, risposta lineare e drenaggio controllato da condotti ben connessi

Mangin, A. (1975) *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*

Thèse de Doctorat, Université de Dijon; editore: CNRS – Laboratoire souterrain de Moulins, raffina Maillet introducendo una **scomposizione della curva di recessione**:

- $Q(t) = Q_c + Q_i + Q_d$

oppure :

$$Q(t) = \sum_i Q_{0,i} e^{-\alpha_i t}$$

In questa relazione compaiono i coefficienti di esaurimento dei condotti, l'infiltrazione diffusa e le riserve profonde

- condotti (Q_c) → esponenziale rapido
- infiltrazione diffusa (Q_i) → più lenta
- riserva profonda (Q_d) → molto lenta

Mangin introdusse anche il coefficiente di eterogeneità e distinzione tra sistemi carsici evoluti e immaturi

Tison, L. (1960–1963 circa) in *Étude des courbes de tarissement des sources e altre pubblicazioni*

Publication: Bulletin de la Société Géologique de Belgique, introduce una formulazione che tiene conto di drenaggio non lineare e di una riserva variabile

$$Q(t) = \frac{Q_0}{(1 + \beta t)^n}$$

Questa relazione è più realistica nei sistemi fratturati complessi

Paloc, H. (1967–1972 circa) *Étude hydrologique des sources karstiques – analyse des courbes de récession*

Pubblicazioni in: *Annales de Spéléologie e Comptes Rendus Académie des Sc*

lavora sull'analisi delle curve di esaurimento, con identificazione di più domini idraulici e ha un approccio basato sulla decomposizione della curva in segmenti con un coefficiente di recessione variabile nel tempo: il sistema cambia regime durante l'esaurimento

Firkasiewicz, J. (anni '60–'70) in *On the recession of spring discharge in fissured and karst aquifers*

(Firkasiewicz è il nome corretto, mentre in letteratura compare talora Forkasiewicz) introduce modelli con transizioni tra regimi a comportamento non lineare esplicito

$$Q(t) = at^{-n} + be^{-\alpha t}$$

Combinazione di una parte diffusa (potenza) e una parte concentrata (esponenziale). E' molto utile in sistemi carsici complessi. Altre importanti pubblicazioni sono di seguito citate.

Modello di Drogue (1972): L'approccio statistico

Claude Drogue propose una formula per acquiferi fratturati dove l'interconnessione è così complessa da seguire una legge di potenza piuttosto che una semplice esponenziale. **La Formula:**

Qui, il parametro è direttamente legato al **grado di fratturazione e interconnessione**. Se è elevato, il sistema è molto interconnesso e si svuota rapidamente.

Barnes, B.S. (1939)

The structure of discharge-recession curves
Transactions, American Geophysical Union

Brutsaert, W. & Nieber, J.L. (1977)

Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau
Water Resources Research

Fiorillo, F. (2014)

The recession of spring hydrographs, focused on karst aquifers
Water Resources Management

3. Il modello di Kovács (2003): Integrazione Matrice-Frattura

Kovács ha raffinato il calcolo per i sistemi "Double Porosity", in quanto il suo modello comporta l'assunzione che l'acqua si muova dalla matrice (discontinuità chiuse) alle fratture (discontinuità aperte) o viceversa con una velocità che dipende da un coefficiente di trasferimento idraulico.

Tabella Comparativa delle relazioni comunemente utilizzate

Autore	Anno	Tipo di Acquifero	Tema centrale
Maillet	1905	Omogeneo	Serbatoio lineare singolo
Tison	1951	Eterogeneo	Sovrapposizione di più regimi
Mangin	1975	Carsico	Influenza dell'epicarso (zona superficiale)
Drogue	1972	Fratturato	Geometria statistica del network di fratture

Autore	Anno	Tipo di Acquifero	Tema centrale
Kovács	2003	Fratturato/Matrice	Scambio idraulico tra blocchi e discontinuità

Il passaggio da Maillet a modelli come quello di Mangin o Kovács rappresenta il tentativo di mappare matematicamente l'interconnessione.

Mentre Maillet "vede" l'ammasso roccioso come una spugna uniforme, i modelli post-1970 la vedono come un sistema di fratture immerse in un materiale poroso (matrice). Il condizionamento della curva di esaurimento è dato proprio dal "collo di bottiglia" che si crea quando l'acqua deve passare dalle micro-discontinuità (scarsamente connesse) ai grandi collettori tettonici (altamente connessi).

Il lavoro di Attila Kovács (2003) ha un approccio che integra la geometria frattale e la fisica dei mezzi a doppia porosità per spiegare come la matrice rocciosa e la rete di discontinuità interagiscano durante l'esaurimento.

Prima di Kovács, si tendeva a considerare l'acquifero o come un mezzo poroso (tipo sabbia) o come un sistema di tubi (carsismo puro). Kovács formalizza il fatto che in una roccia fratturata coesistono due domini:

1. **Il Dominio delle Fratture** : Alta permeabilità, bassa capacità di immagazzinamento. È l'autostrada dell'acqua.
2. **Il Dominio della Matrice** : Bassa permeabilità, alta capacità di immagazzinamento. È il serbatoio che contiene il volume principale.

La forma della curva di esaurimento dipende dal modo in cui l'acqua "travasa" dalla matrice alle fratture. Se l'interconnessione è scarsa, la matrice non riesce a rilasciare l'acqua velocemente, e la sorgente decade rapidamente dopo aver svuotato le sole fratture.

3.1. La funzione di trasferimento di Kovács

Kovács introduce una funzione di trasferimento che descrive il flusso di scambio tra i blocchi di matrice e le fratture. La curva di esaurimento globale non è più una retta su grafico semilogaritmico, ma una curva complessa che riflette la distribuzione dimensionale dei blocchi di roccia definiti dalle discontinuità.

Kovács propone l'idea che il coefficiente di esaurimento di Maillet non sia costante, ma vari in funzione della geometria della rete di discontinuità permeabili

3.2 La "Matrice di Kovács" e la Distribuzione delle Fratture

L'innovazione di Kovács (2003) sta nell'aver applicato la distribuzione stocastica delle proprietà idrogeologiche dell'acquifero. Si parla di "matrice di Kovács", perchè l'analisi richiede l'esame simultaneo di più parametri (portata, coefficiente di esaurimento, porosità) Egli suggerisce che la rete di discontinuità non sia regolare ed omogenea, ma segua una legge di potenza.

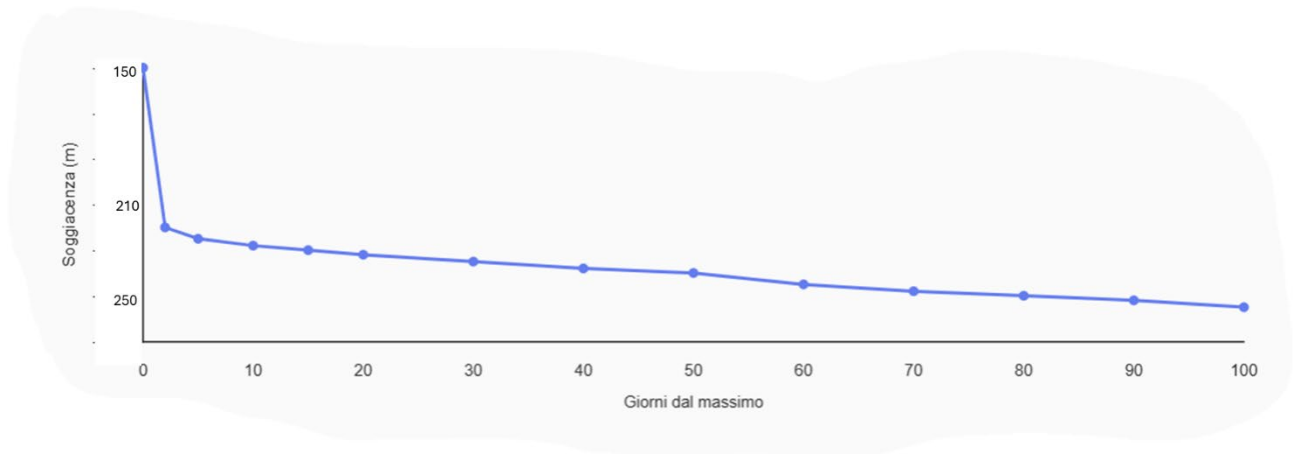
Se analizziamo la curva di esaurimento con il metodo di Kovács, possiamo ricavare che se la curva di esaurimento ha un coefficiente che cambia lentamente, la rete presenta una buona distribuzione; se invece la curva ha "salti" bruschi, significa che esistono compartimenti stagni che si collegano al sistema di scarica solo quando il livello idrico raggiunge determinate soglie critiche.

Il modello di Kovács chiarisce che il condizionamento della curva di esaurimento è un fenomeno di scambio di massa. La velocità con cui una sorgente si esaurisce è governata dal "collo di bottiglia" rappresentato dall'interfaccia tra matrice e frattura. Più le discontinuità sono interconnesse, più questa interfaccia è ampia, più la curva di esaurimento sarà dominata dal regime delle fratture piuttosto che da quello della matrice.

Da queste considerazioni è derivata una notevole agevolazione dell'analisi delle curve di esaurimento che permette di riconoscere meglio le componenti della struttura geologica.

Per meglio descrivere il procedimento di interpretazione della recessione seguendo i concetti finora espressi e in particolare dell'innovazione di Kovács, si può presentare l'esempio dello studio della curva di esaurimento di un acquifero profondo in roccia fratturata, ricavandolo dallo studio citato per l'area appenninica, dove un piezometro PZ25 ha fornito una curva di esaurimento nel momento in cui una galleria ha intercettato l'acquifero lungo il fronte di scavo. Descriviamo quindi l'analisi di questa curva seguendo un procedimento che parte dall'impostazione di Maillet e si avvale dell'approfondimento di Kovács.

La prima fase dell'analisi consiste nella suddivisione (a vista o matematica) in tratti a diverso coefficiente di esaurimento. Quello rappresentato è quindi un caso di acquifero confinato sovrapressurizzato multiscala, che deve essere trattato allo scopo di ricavarne indicazioni sulla struttura idrogeologica a partire da una accurata rilevazione degli elementi geologici disponibili, quali struttura geologica del bacino alimentante l'acquifero, litologia, tettonica, geostrutture (es. distanza caratteristica tra le discontinuità).



Dall'esame della figura si riconoscono:

0 → ~2 giorni: crollo molto rapido (da ~150 m a ~210 m)

~2 → ~15 giorni: discesa ancora significativa ma molto meno ripida

~15 → 100 giorni: andamento quasi lineare (in semilog sarebbe una retta lenta)

Questo indica chiaramente tre domini di drenaggio.

Tratto 1 – Recessione rapida in Intervallo temporale: 0 – 2 giorni da soggiacenza 150 a 210 m con fortissima pendenza della curva e dominanza di svuotamento rapido, interpretabile come rilascio da condotti o fratture altamente aperte mista a risposta elastica (pressione).

Tratto 2 – Recessione intermedia: 2-15 giorni da 210 m a 225 di soggiacenza, curva ancora inclinata ma molto più smorzata rappresentativa di drenaggio da fratture secondarie, transizione tra macro e micro struttura

Tratto 3 – Recessione lenta ; 15 – 100 giorni con soggiacenza da 225 m a 252 m , andamento quasi rettilineo e moto lento del rilascio, molt probamente dalle microfratture

Tabella riassuntiva (tratti Kovács)

Tratto	Intervallo (giorni)	Δh (m)	Tipo regime
1	0 – 2	~60 m	Recessione rapidissima
2	2 – 15	~15 m	Recessione intermedia
3	15 – 100	~27 m	Recessione lenta

Formula utilizzata (Kovács)

$$\alpha = \frac{1}{\Delta t} \ln \left(\frac{h_1 - h_\infty}{h_2 - h_\infty} \right)$$

dove:

- $h_\infty \approx 250$ m (asintoto visibile – linea tratteggiata)
- h_1, h_2 = livelli ai tempi iniziale e finale del tratto
- Δt = intervallo temporale

TRATTO 1 (0–2 giorni)

Dati letti dalla curva:

- $h_1 = 150$ m (giorno 0)
- $h_2 = 210$ m (giorno 2)
- $\Delta t = 2$ giorni

$$\alpha_1 = \frac{1}{2} \ln \left(\frac{250 - 150}{250 - 210} \right) = \frac{1}{2} \ln \left(\frac{100}{40} \right)$$

$$\alpha_1 = \frac{1}{2} \cdot 0.916 = 0.458$$

$$\alpha_1 \approx 0.46 \text{ giorno}^{-1}$$

TRATTO 2 (2–15 giorni)

Dati:

- $h_1 = 210 \text{ m}$
- $h_2 = 225 \text{ m}$
- $\Delta t = 13 \text{ giorni}$

$$\alpha_2 = \frac{1}{13} \ln \left(\frac{250 - 210}{250 - 225} \right) = \frac{1}{13} \ln \left(\frac{40}{25} \right)$$

$$\alpha_2 = \frac{1}{13} \cdot 0.470 = 0.036$$

$$\alpha_2 \approx 0.036 \text{ giorno}^{-1}$$

TRATTO 3 (15–100 giorni)

Qui serve attenzione: vicino a h_∞ (altezza piezometrica asintotica) la formula diventa instabile.

Uso punti robusti:

- $h_1 = 225 \text{ m}$ (giorno 15)
- $h_2 \approx 248 \text{ m}$ (giorno ~80)
- $\Delta t = 65 \text{ giorni}$

$$\alpha_3 = \frac{1}{65} \ln \left(\frac{250 - 225}{250 - 248} \right) = \frac{1}{65} \ln \left(\frac{25}{2} \right)$$

$$\alpha_3 = \frac{1}{65} \cdot 2.525 = 0.039$$

usando l'intero intervallo fino a 100 giorni il valore medio si abbassa leggermente:

$$\alpha_3 \approx 0.03 - 0.04 \text{ giorno}^{-1}$$

RISULTATO FINALE

Engeology.eu 13 maggio 2026

Tratto	Intervallo (giorni)	α (giorni ⁻¹)	Intensità drenaggio
1	0 – 2	0.46	Molto rapido
2	2 – 15	0.036	Intermedio
3	15 – 100	0.03–0.04	Lento

$\alpha_1 \gg \alpha_2 \approx \alpha_3 \rightarrow$ forte discontinuità tra regime iniziale e resto

cio' significa che il primo tratto è dominato da pressione/fratture principali e gli altri due da flusso diffuso e rilassamento

Il fatto che:

$$\alpha_2 \approx \alpha_3$$

indica che non c'è una separazione netta tra fratture secondarie e matrice, e che il sistema è probabilmente **fratturato diffusamente e anisotropo**

Considerato il fatto che le fratture principali danno luogo alla prima fase e, in base al rilevamento geologico rivelano una lunghezza caratteristica L1 pari a 200 m , e gli altri tratti hanno fratture con L2 30 m e L3 25 m rispettivamente, posso calcolare la diffusività e il volume percentuale rilasciato in ogni intervallo.

Si calcola la diffusività idraulica dalla nota relazione

$$D = L^2 \cdot \alpha$$

Tratto	L (m)	α (g ⁻¹)	D (m ² /g)
Veloce	200	0.458	18 320
Intermedio	30	0.036	32.4
Lento	25	0.030	18.8

Possiamo poi calcolare il contributo volumetrico percentuale dei diversi serbatoi si ricava dal volume asintotico :

$$V_i \propto (h_i - h_\infty)$$

cioè: il “contenuto drenabile” è proporzionale all’eccesso rispetto al livello asintotico:

$$h_{\infty} = 250 \text{ m}$$

All’inizio abbiamo:

$$h(0) = 150 \rightarrow \Delta h_0 = 100$$

Nel tratto 1 (0–2 giorni) si passa da 150 a 210 m e il volume rilasciato risulta :

$$V_1 \propto 100 - 40 = 60$$

Tratto 2 (2–15 giorni), si passa da 210 a 225 m di soggiacenza , quindi $V_2 \propto 40 - 25 = 15$

Tratto 3 da 25 m a zero , quindi il volume rilasciato $V_3 \propto 25$

Volume totale:

$$V_{tot} = 60 + 15 + 25 = 100$$

Tratto	L (m)	α (g ⁻¹)	D (m ² /g)	Volume (%)
Veloce	200	0.458	18 320	60%
Intermedio	30	0.036	32.4	15%
Lento	25	0.030	18.8	25%

Si nota che il 60% del volume viene rilasciato subito. Si conclude quindi che il sistema principale (L = 200 m) domina completamente. Questo non può significare solo permeabilità alta, perché si deve tenero conto del rilascio di pressione conseguente alla riduzione della pressione dei pori (poroelasticità)

I domini di vuoti secondari contengono ancora ~40% del volume, con il 15% nelle fratture medie e il 25% nella microstruttura/matrice; quindi il sistema non è a singolo serbatoio, ma è a multi-porosità .

Conclusioni

Lo studio degli acquiferi profondi, in particolare in contesti tettonizzati, evidenzia una complessità strutturale che rende insufficienti i classici modelli idrogeologici superficiali. L'interazione tra carichi litostatici elevati, sforzi tettonici residui e la presenza di fluidi multifase (acque saline e gas metano)

determina un regime di circolazione governato non solo dalla gravità, ma prevalentemente dai gradienti di pressione e dalla deformabilità meccanica del mezzo.

L'analisi del caso pratico dimostra che in acquiferi confinati a bassa permeabilità, il comportamento dei fluidi è intrinsecamente legato alla tensione efficace. Il coefficiente di Biot emerge come parametro critico per valutare quanto la pressione dei pori contribuisca alla deformazione della roccia; nel caso in esame, valori compresi tra e indicano una roccia con una significativa risposta idro-meccanica.

La presenza di gas metano agisce come catalizzatore del flusso attraverso l'effetto di galleggiamento (buoyancy) e l'incremento della compressibilità totale del sistema. Questo fenomeno può indurre errori sistematici nella misurazione della piezometria reale, poiché ogni metro di colonna di gas nel piezometro maschera circa un metro di carico idraulico effettivo.

Il fulcro della caratterizzazione avanzata risiede nell'applicazione del metodo di Kovács (2003), che supera il limite dei modelli a singolo serbatoio lineare (come Maillet) introducendo il concetto di "doppia porosità" stocastica. Kovács formalizza l'interazione tra il dominio delle fratture (alta permeabilità, bassa capacità di immagazzinamento) e il dominio della matrice (bassa permeabilità, alta capacità di immagazzinamento). La curva di esaurimento non è più interpretata come una singola retta, ma come una funzione di trasferimento che descrive il "travaso" di massa tra questi due domini.

Il metodo prevede la scomposizione della curva di recessione in diversi tratti caratterizzati da differenti coefficienti di esaurimento (analisi mutiscala). Questo permette di mappare matematicamente l'interconnessione delle fratture.

Attraverso la diffusività idraulica, e la lunghezza caratteristica (o spaziatura media) delle discontinuità, è possibile quantificare la capacità del sistema di trasmettere variazioni di pressione e massa.

L'applicazione pratica del metodo sulla curva di esaurimento del Pz25 ha rivelato una struttura a tre domini di drenaggio:

1. Regime rapido (0–2 giorni): questo tratto è dominato dalla risposta elastica (pressione) e dallo svuotamento delle fratture principali. La curva in questo tratto rappresenta il 60% del volume totale rilasciato, indicando che il sistema è governato inizialmente da fenomeni di poroelasticità.
2. Regime intermedio e lento (2–100 giorni): I coefficienti di esaurimento descrivono il drenaggio dalle fratture secondarie e dalla matrice. La somiglianza tra questi valori suggerisce una mancanza di separazione netta tra micro-fratturazione e matrice, tipica di un sistema fratturato diffusamente e anisotropo.

In conclusione, la ricerca dimostra che la stabilità piezometrica in acquiferi profondi è un equilibrio precario tra carichi litostatici e pressioni interne. Il metodo Kovács si conferma uno strumento di base per ricostruire il modello concettuale dell'acquifero, permettendo di distinguere tra il rilascio di volume dovuto a conduttività idraulica reale e quello derivante dalla risposta meccanica del serbatoio. Per la progettazione di opere in sottterraneo, è fondamentale integrare queste analisi con modellazioni numeriche (FEM/FDM) che includano esplicitamente il coefficiente di Biot e la densità di fratturazione per garantire la sicurezza e la durabilità dell'opera