

# TIPO E COMPORTAMENTO DELLE SORGENTI: ALCUNI ESEMPI LOMBARDI

A cura di P. Gattinoni  
[paola.gattinoni@polimi.it](mailto:paola.gattinoni@polimi.it)

DISPENSA ESTRATTA DAL CORSO DI FORMAZIONE PERMANENTE “STUDI IDROGEOLOGICI PER LA  
GESTIONE DELLE RISORSE IDRICHE SOTTERRANEE ALLA LUCE DEGLI STRUMENTI NORMATIVI”  
TENUTO A MILANO DAL 16 AL 19 NOVEMBRE 2009

## Indice

1	DEFINIZIONI.....	2
2	STUDIO IDROGEOLOGICO PER LA VALUTAZIONE DELLA POTENZIALITÀ DELL'ACQUIFERO .....	3
3	REGIME SORGIVO.....	3
4	RINNOVAMENTO E REGOLAZIONE DELLE RISERVE IDRICHE .....	4
5	ESEMPI DI SORGENTI IN LOMBARDIA.....	5
6	L'ESEMPIO DELLA SORGENTE NOSSANA.....	6
7	BIBLIOGRAFIA.....	7

## **1 DEFINIZIONI**

Per *sorgente* si intende un punto o una zona relativamente ristretta in corrispondenza della quale si ha la venuta a giorno di acque sotterranee per cause del tutto naturali, connesse con l'assetto e la dinamica idrogeologica locale o regionale.

Si definiscono sorgenti *normali* quelle caratterizzate da temperatura e chimismo normali rispetto a quelle *termali* (a elevata temperatura) e *minerali* (chimismo qualitativamente e/o quantitativamente diverso dal normale).

In base alla continuità della portata sorgiva, si distinguono inoltre sorgenti *perenni*, *temporanee* e *intermittenti* (es. *geysers*).

Infine, dal punto di vista geologico, in base al tipo di emergenza idrica, si distinguono:

- sorgenti per *limite di permeabilità*: presenza di un limite che separa due complessi idrogeologici caratterizzati da permeabilità molto differente; tale limite può corrispondere ad un contatto tettonico o ad un piano di stratificazione, che separa nettamente i due complessi idrogeologici (in tal caso si parla di limite definito), oppure può corrispondere ad una graduale variazione litologica o nel grado di carsificazione o di fatturazione/alterazione (in tal caso si parla di limite indefinito); in entrambi i casi, l'acquifero sostenuto dal substrato a minore permeabilità può originare una sorgente indipendentemente dall'andamento topografico; il limite di permeabilità controlla la quota se non la posizione delle scaturigini;
- sorgenti per *soglia di permeabilità*: talora la presenza di formazioni a basso grado di permeabilità limita lateralmente l'acquifero, determinando la formazione di locali serbatoi dai quali possono derivare

delle scaturigini; le soglie di permeabilità hanno in genere origine tettonica (pieghe sinclinali o faglie) e si possono distinguere in soglie sottoposte (il complesso poco permeabile che dà origine alla soglia continua in profondità al di sotto dell'acquifero) e soglie sovrainposte (il complesso a permeabilità relativa più bassa si sovrappone parzialmente all'acquifero, il quale sussiste in profondità anche a valle della sorgente generata dalla soglia, come ad esempio nel caso di faglie normali con parziale copertura di materiali trasgressivi post-tettonici);

- sorgenti per *affioramento della piezometria*: in questo caso il substrato impermeabile dell'acquifero è ubicato a profondità tale da non influenzare la genesi della sorgente, che è invece controllata dall'andamento topografico localizzandosi dove l'azione erosiva produce il massimo effetto (valli fluviali, conche lacustri, ecc.); se l'acquifero che alimenta la sorgente è libero, la sorgente si origina effettivamente nel punto di intersezione tra superficie topografia e superficie piezometrica e la portata delle sorgente è fortemente controllata dalle escursioni piezometriche; se invece la sorgente è alimentata da un acquifero in pressione, la sua origine presuppone l'erosione del tetto impermeabile (in genere lungo delle discontinuità fisiche, quali fratture o locali assottigliamenti).

## **2 STUDIO IDROGEOLOGICO PER LA VALUTAZIONE DELLA POTENZIALITÀ DELL'ACQUIFERO**

Lo studio idrogeologico delle sorgenti presuppone:

- la valutazione della portata media, minima e massima e regime idrologico;
- la determinazione delle caratteristiche chimiche e batteriologiche, nonché del regime termico;
- la delimitazione e caratterizzazione del bacino idrogeologico di alimentazione, finalizzata all'identificazione del tipo di sorgente e dell'orizzonte geologico alimentante e alla ricostruzione dell'andamento tettonico e dell'area di affioramento dell'acquifero, anche sulla base di analisi strutturali, prove con traccianti e indagini geofisiche.

Tale studio idrogeologico porta alla valutazione della potenzialità dell'acquifero che alimenta la sorgente. La convenienza allo sfruttamento viene poi valutata in base a:

- la quota di emergenza della sorgente, al fine di tenere conto dell'eventuale necessità di un sistema di sollevamento, di un serbatoio (e delle relative dimensioni) e della lunghezza del sistema di adduzione;
- la portata (si vedano le classi di portata riportate nelle diapositive) e il regime della sorgente, in particolare in termini di variabilità (si veda l'indice di variabilità  $R_v$  riportato sulle diapositive) della portata e sostenibilità dello sfruttamento;
- la qualità delle acque (sulla base di determinazioni analitiche ad hoc);
- la vulnerabilità all'inquinamento dell'acquifero che alimenta la sorgente, che in genere si valuta in

base a: indice di variabilità (maggiore variabilità nelle portate è indicativa di elevata velocità di movimento dell'acqua e quindi anche di un eventuale contaminante), tipo di acquifero (quelli carsici sono in genere i più vulnerabili), caratteristiche logistiche della zona sorgiva (zona abitata, coltivata, ecc.).

## **3 REGIME SORGIVO**

Il regime sorgivo descrive le variazioni di portata nel tempo, in genere riferite all'anno idrogeologico medio.

A livello del tutto generale, si può affermare che la portata e il regime di una sorgente dipendono da:

- la trasmissività della falda acquifera che la alimenta.
- l'ampiezza e forma del bacino di alimentazione,
- il regime delle precipitazioni.

In particolare, nel caso di sorgenti alimentate da acquiferi carsico o fratturati, la curva di efflusso sorgivo si suddivide chiaramente in:

- un tratto crescente, detto *curva di ricarica* o di riempimento,
- un tratto decrescente, detto genericamente *curva di svuotamento*, a sua volta suddiviso in una *curva di decremento* ed una *curva di esaurimento*.

Durante lo svuotamento, le portate decrescono pressoché indisturbate, per l'assenza (o la trascurabilità) della ricarica attiva dovuta ad apporti esterni di acque di precipitazione (stagione secca). Tale andamento della curva di decremento viene in genere interpretato come la sovrapposizione di due regimi idrodinamici: il secondo di normale efflusso retto dalle riserve regolatrici e il primo collegato alla presenza dell'infiltrazione nel non saturo

(permanenza di un regime influenzato dalla ricarica).

La forma della curva di efflusso dipende inoltre dalla forma e dalle caratteristiche del reticolo fessurativo o di canali che governano il trasferimento dell'acqua dalla zona di alimentazione a quella di recapito:

- una curva di risposta ad impulso unico è tipica di acquiferi a rete primaria dominante,
- una curva è ad impulsi multipli significa che il reticolo è costituito da più reti indipendenti, aventi tempi di risposta diversi;
- una restituzione dispersiva è tipica di una rete fortemente interconnessa, sempre più assimilabile ad un mezzo poroso.

Si definisce flusso di base di una sorgente il tratto suborizzontale della curva delle portate nel periodo di svuotamento, che viene di norma interpretato come il contributo idrico proveniente da micropori e microfessure, dove la velocità di flusso è relativamente lenta.

Uno dei primi modelli utilizzati per l'interpretazione della curva di svuotamento delle sorgenti, tutt'oggi molto utilizzato, è quello di Maillet (1911):

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (1)$$

dove  $\alpha$  è detto coefficiente di esaurimento della sorgente e governa la velocità di svuotamento del sistema ( $> \alpha$ , più è veloce lo svuotamento del sistema); tale coefficiente dipende dall'estensione e dalla trasmissività dell'acquifero, nonché dalla sua porosità efficace e descrive in genere la sola fase di esaurimento (deflusso di base).

Forkasiewicz e Paloc (1967) propongono una generalizzazione del modello esponenziale di Maillet, che consente di descrivere tutta la fase di svuotamento:

$$Q_t = Q_1 e^{-\alpha_1 t} + Q_2 e^{-\alpha_2 t} + Q_3 e^{-\alpha_3 t} \quad (2)$$

In cui ogni termine è rappresentativo di un dato fenomeno:

1. ruscellamento superficiale e svuotamento di fratture e condotti principali,
2. svuotamento di fratture e condotti secondari,
3. deflusso di base.

Altri modelli di interpretazione delle curve di svuotamento sono quelli di decremento iperbolico di Tison (1960) e Drogue (1972), che descrivono in modo onnicomprensivo l'intera fase di svuotamento:

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \alpha t)^n} \quad (3)$$

in cui secondo Tison  $n=2$ , mentre Drogue ha dimostrato che per i massicci carbonatici il modello con  $n=3/2$  è statisticamente quello più rappresentativo.

Tra i metodi relativamente più moderni per l'analisi dell'intera curva di svuotamento si ricorda quello di Mangin (1975):

$$Q_t = Q_{R_0} e^{-\alpha t} + Q_0 \frac{1 + \eta t}{1 + \varepsilon t} \quad (4)$$

che somma al deflusso di base descritto dalla relazione di Maillet quello derivante dallo svuotamento del non saturo in presenza di un'infiltrazione non nulla; infatti,  $\eta$  è il coeff. di velocità di infiltrazione nel non saturo (il suo inverso corrisponde al tempo di svuotamento del non saturo) e  $\varepsilon$  il coeff. di eterogeneità del deflusso, che regge l'attenuarsi nel tempo della velocità di infiltrazione in funzione delle caratteristiche della rete di fratture e condotti.

## **4 RINNOVAMENTO E REGOLAZIONE DELLE RISERVE IDRICHE**

Le riserve idriche si distinguono in:

- *permanenti* (o geologiche): immagazzinate al di sotto della minima quota di sfioro (non possono venire a giorno in modo naturale, ma solo per captazione);

- *regolatrici*: volume d'acqua immagazzinato tra il livello delle riserve permanenti e il livello piezometrico alla fine dell'esaurimento (si svuota solo in occasione di eventi di crisi idrica eccezionale);
- *dinamiche*: volume d'acqua immagazzinato tra il livello piezometrico all'inizio e alla fine dell'esaurimento.

Detto  $W_0$  il volume delle riserve dinamiche e  $\Delta W$  il volume defluito dall'istante iniziale fino alla fine dell'esaurimento, è possibile ricavare il tasso di rinnovamento  $T_{rin}$  e il tempo minimo di rinnovamento  $t_{min}$ :

$$W_0 = \int_0^{\infty} Q_{R_0} e^{-\alpha t} dt = Q_{R_0} \left[ -\frac{1}{\alpha} e^{-\alpha t} \right]_0^{\infty} = \frac{Q_{R_0}}{\alpha}$$

$$\Delta W = \int_0^{t_{fin}} Q_{R_0} e^{-\alpha t} dt = Q_{R_0} \left[ -\frac{1}{\alpha} e^{-\alpha t} \right]_0^{t_{fin}} = \frac{Q_{R_0}}{\alpha} [1 - e^{-\alpha t_{fin}}] \quad (5)$$

$T_{rin}$  esprime in percentuale la quantità d'acqua che viene rinnovata in falda nel corso dell'anno idrologico e permette di valutare la capacità regolatrice della risorsa.

Un altro parametro desumibile dall'analisi delle curve di efflusso e utile soprattutto per la valutazione della vulnerabilità della sorgente è il *tempo di dimezzamento*, che rappresenta il tempo di spostamento dell'acqua nel non saturo, correlabile con lo svuotamento dei meati più grandi. Infatti, minore è il tempo di dimezzamento, maggiore sarà la velocità di deflusso dell'acqua nell'acquifero, e quindi maggiore la sua vulnerabilità. Sulla base dei tempi di dimezzamento è quindi possibile classificare le sorgenti (si vedano le diapositive) al fine di fornire delle indicazioni di larga massima per il dimensionamento delle zone di salvaguardia, che nel caso di tempi di dimezzamento inferiori ai 5 giorni devono interessare l'intero bacino di alimentazione della sorgente.

## 5 ESEMPI DI SORGENTI IN LOMBARDIA

Al contrario di quanto avviene nella zona della Pianura Padana, le risorse idriche della fascia alpina e prealpina lombarda derivano prevalentemente da sorgenti, di origine prevalentemente carsica o localizzate lungo i maggiori allineamenti tettonici.

Non esiste al momento una valutazione documentata della resa delle diverse unità geologiche che compongono il territorio regionale. Una prima indicazione su tali aspetti, basata sui dati attualmente esistenti sulle diverse unità geologiche che compongono la serie idrogeologica lombarda, le cui unità sono state sinteticamente rappresentate da Beffa (1986) come riportate nelle diapositive, permette di osservare una ben differenziata produttività in base alla portata media annua delle sorgenti per  $\text{km}^2$  di bacino idrogeologico (portata specifica). Nonostante l'assenza di una base di dati sufficiente per un'oggettiva classificazione, si può notare che le unità più produttive risultano il Calcare di Esino, la Dolomia Principale, il Calcare di Breno e la Corna Bresciana, che forniscono anche fra 100 e 50  $\text{l/s/km}^2$ . D'importanza relativa altrettanto elevata risultano le unità giurassiche (in particolare il Calcare di Moltrasio associato con il Calcare di Sedrina e la Corna Bresciana) con portate specifiche fra i 50 e i 20  $\text{l/s/km}^2$ . Le altre unità hanno in generale produttività largamente inferiore. Si osserva infatti che la presenza, anche saltuaria, di livelli poco permeabili determina una rapida decrescita della portata specifica. Fra le unità che hanno minore produttività sono sicuramente i flysch, alcuni dei quali forniscono solo eccezionalmente portate superiori a 1  $\text{l/s/km}^2$ , ad esempio: Flysch di Bergamo, Conglomerato di Sirone, Arenarie di Sarnico: 33 – 45  $\text{l/s/km}^2$ , Flysch di Pontida da 3 a 21  $\text{l/s/km}^2$ , Marne e Peliti 4,5  $\text{l/s/km}^2$ . Sono rare le unità formazionali clastiche caratterizzate da una maggiore resa: fra esse

si possono trovare conglomerati calcarei localmente presenti nel Flysch di Bergamo ("Lecchetto", della parte occidentale della Provincia di Bergamo) con una produttività superiore anche di dieci volte rispetto alla parte restante della formazione.

I sistemi idrogeologici che alimentano le sorgenti lombarde sono quindi molteplici; sono noti e studiati in particolare quelli delle Prealpi Varesine (Campo dei Fiori), di quelle Comasche (Piano del Tivano), Lecchesi (Grigne), Bergamasche (Sistema della Fonte Nossana) e Bresciane (Altipiano della Maddalena). Sistemi più localizzati ma di grande interesse per la geomorfologia e l'idrogeologia sono anche quelli della Provincia di Sondrio, tipicamente alpini: in particolare quelli del Bormiese (Fonti dell'Adda) e della Valfurva.

## **6 L'ESEMPIO DELLA SORGENTE NOSSANA**

Il bacino di alimentazione della Sorgente Nossana ha un'estensione di oltre 80 km<sup>2</sup>, è principalmente costituito da rocce carbonatiche e presenta notevoli dislivelli (dai circa 500 m s.l.m. della Sorgente Nossana, alla quota più alta di oltre 2000 m s.l.m. del Pizzo Arera). La notevole estensione del bacino di alimentazione della sorgente ne spiega, almeno in parte, l'elevata portata (mediamente 3 m<sup>3</sup>/s), mentre il suo regime estremamente variabile (con portate che oscillano tra 0.6 e 20 m<sup>3</sup>/s) è strettamente connesso alla natura carsica del bacino di stesso. Infatti, la Sorgente Nossana è alimentata da un sistema di fratture e condotti carsici ben interconnessi, che si sviluppano all'interno di un'ampia sinclinale nella Formazione del Calcarea di Esino, in contatto tettonico con le sottostanti formazioni marnose (Calcarea Metallifero Bergamasco, Formazione di Gorno e di San Giovanni Bianco). Nell'area in esame sono inoltre presenti due corsi d'acqua, che presentano deflusso solo nei periodi piovosi.

[www.engeology.eu](http://www.engeology.eu)

Per il resto, il deflusso avviene prevalentemente in sotterraneo: le acque meteoriche si infiltrano nella parte alta del bacino e defluiscono da NO verso SE, dove la presenza di una formazione marnosa a bassa permeabilità ne determina l'affioramento, in corrispondenza della Sorgente Nossana (si vedano le diapositive).

La curva di portata annuale della sorgente (riportata nelle diapositive) ha l'andamento tipico delle sorgenti montane alimentate da bacini carsico/fratturati, con due picchi:

- il primo in primavera, in seguito allo scioglimento del manto nevoso e alle piogge primaverili;
- il secondo in autunno, a causa delle piogge del periodo tardo estivo.

Durante la stagione di ricarica (da marzo/aprile a settembre/ottobre), doline e inghiottitoio costituiscono le principali vie di infiltrazione dell'acqua (carsismo diffuso in zona vadosa), mentre le forme carsiche più profonde (carsismo concentrato), le faglie e le fratture costituiscono le vie di circolazione primarie; queste ultime danno origine ad un reticolo molto complesso e piuttosto interconnesso, tale da formare un acquifero abbastanza esteso e spiegare la buona portata della Sorgente Nossana, che costituisce il principale recapito dell'acquifero stesso.

Per quanto riguarda in particolare l'analisi della curva di efflusso della sorgente Nossana, la fase di svuotamento può essere distinta in tre tratti:

- quello iniziale, più ripido, di decremento, nel quale si ha lo svuotamento dei condotti principali, caratterizzato da portate superiori a 3-4 mc/s e un tasso di decrescita molto alto (superiore a 0,15);
- uno intermedio di svuotamento dei condotti, con portate comprese tra 3 e 1 mc/s e un coefficiente alfa decisamente più basso;
- quello finale di esaurimento vero e proprio, con portate inferiori a 1

mc/s, assimilabile al flusso di base della sorgente, caratterizzato da un coefficiente di esaurimento inferiore a 0,015.

Quest'ultima fase corrisponde in sostanza al drenaggio lento della matrice rocciosa e di condotti carsici/fratture a minore conducibilità idraulica, quando la piezometria è già adattata al livello assunto dal recapito e, quindi, molto vicina alle condizioni di stazionarietà. La curva di svuotamento può quindi essere interpretata come la sommatoria di tre funzioni esponenziali negative. Ovviamente i coefficienti di esaurimento dipendono sia dalle caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero, in particolare trasmissività e coefficiente di immagazzinamento. Si osservi, però, che tali coefficienti di decrescita, valutati su diversi anni idrogeologici, sono variabili (sulle diapositive è riportato il range di variazione di ciascuna) ad indicare una loro dipendenza

dalle condizioni di ricarica della stagione precedente e quindi dalle condizioni piezometriche iniziali.

La valutazione del tasso di rinnovamento della risorsa (intorno al 60%) indica per la Nossana discrete riserve regolatrici per la compensazione di eventuali periodi di crisi idrica su scala annuale, ma non su scala pluriennale, come dimostra il tempo minimo di rinnovamento della risorsa, inferiore ai 2 anni.

Per quanto riguarda, infine, la vulnerabilità dell'acquifero, i tempi di dimezzamento della portata (generalmente inferiori ai 3 giorni) indicano velocità di trasferimento della massa d'acqua estremamente elevate e quindi una elevata vulnerabilità alla contaminazione. E' quindi evidente la zona di salvaguardia dovrebbe comprendere l'intero bacino, seppure localizzato in area montana attualmente non abitata.

## **7 BIBLIOGRAFIA**

Celico P. (1988): "Prospezioni idrogeologiche", Liguri Editore, Napoli.

Chardon M., 1975. Les Prealpes Lombardes et leurs bordures. « Geological setting of the Lombardy Prealps ». These Univo Aix-Marseille, 655 pagg., 140 figg., 10 tavv., 3 carte f.t., 1975.

Civita M. (2005): "Idrogeologia applicata e ambientale", Casa Editrice Ambrosiana, Milano.

Forkasiewicz J., Paloc H., 1967. Le regime de tarissement de la Foux-de-la-Vis. Etude préliminaire. "First study on the depletion curve of the Foux-de-la-Vis Spring". Chronique d'Hydrogéologie, BRGM 3(10): 61-73.

Francani, V. (1997), Idrogeologia generale e applicata, Cittàstudi Edizioni, Milano.

Francani V., Gattinoni P. (2009): "Depletion risk assessment of the Nossana Spring (Bergamo, Italy) based on the stochastic modeling of recharge", Hydrogeology Journal 2009, DOI 10.1007/s10040-009-0530-3.

Francani V., Gattinoni P. (2009): "Hydrogeological aspects of Lombard Prealps karstification", Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 1, 117-136, 2009.

Hobbs S.L. and Smart P.L., 1986. Characterisation of carbonate aquifers: a conceptual base. Proc. 9<sup>th</sup> Int. Congr. of Speleology, Barcelona.

Maillet E., 1906. - La vidange des systèmes de réservoirs. Ann Ponts et Chaussées Mém Doc, 218.

Mangin A (1975) Contribution a l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques-Troisième partie: constitution et fonctionnement des aquifères karstiques. Ann Speleol 30(1):21–124