

Caratterizzazione idrogeologica di rocce calcareo-silico-marnose attraverso rilievi di superficie delle discontinuità e prove di pompaggio

Hydrogeological site characterization of marly-silici-calcareous rocks through surveys of discontinuities and pumping tests

Francesca Lotti, Antonella Baiocchi, Salvatore D'Onofrio, Vincenzo Piscopo

Riassunto: Uno dei problemi nella caratterizzazione degli acquiferi fratturati consiste nel definire quando l'approssimazione ad un mezzo poroso equivalente possa essere ritenuta valida. In questo contesto è stato condotto questo studio che riguarda la caratterizzazione idrogeologica di una piccola area costituita da rocce calcareo-silico-marnose densamente fratturate. Le indagini idrogeologiche hanno compreso rilievi del reticolo di discontinuità e prove di emungimento.

Dai rilievi di superficie scaturisce un modello dell'ammasso roccioso caratterizzato da un elevato numero di discontinuità persistenti con una estesa diffusione spaziale, una elevata frequenza delle discontinuità ed un ampio intervallo dei valori dell'apertura dei diversi sistemi. Queste caratteristiche implicano la possibilità di considerare il mezzo roccioso come un poroso equivalente alla scala dell'affioramento. Dalle prove di emungimento risulta una coerente reazione dei diversi punti

di monitoraggio ed un simile andamento della curva abbassamento-tempo, pertanto si può ritenere l'acquifero continuo alla scala del volume interessato dal pompaggio. L'andamento degli isoabbassamenti indotti dal pompaggio sembra essere riconducibile ad una debole anisotropia dell'acquifero nel piano orizzontale con asse maggiore dell'ellisse allineato secondo la direzione NE-SW, coerente con le direzioni delle principali componenti della conducibilità idraulica risultante dal modello idraulico dell'ammasso roccioso.

Attraverso il confronto tra i risultati delle prove di emungimento ed i rilievi di superficie delle discontinuità risulta che, sebbene l'acquifero alla scala del volume interessato dal pompaggio possa essere considerato un mezzo poroso equivalente anisotropo, lo stesso approccio non può essere ritenuto sufficiente allorché sia necessario caratterizzare specificamente il movimento delle acque sotterranee.

Parole chiave: rocce fratturate e fessurate, proprietà idrodinamiche, flusso delle acque sotterranee, prove di pompaggio.

Keywords: fractured and fissured rocks, hydraulic properties, groundwater flow, pumping tests.

Abstract: *One of the challenges in the characterization of fractured aquifers is to define whether the approximation to a porous medium is valid or not. In this context, the present study concerns the hydrogeological characterization of a small area constituted by densely fractured marly-silici-calcareous rocks. The hydrogeological investigations included fracture network surveys and pumping tests.*

The survey of the outcrops showed a rock mass characterized by a high number of persistent discontinuities with a wide spatial distribution, high frequency and a wide range of values of the aperture in the different systems. These characteristics imply the possibility of considering the rock mass as an equivalent porous medium at the outcrop scale. Pumping tests highlighted a consistent reaction of the various monitoring points and a similar trend of the drawdown-time curve, resulting in considering the aquifer as continuous medium at the scale of the volume influenced by pumping.

The drawdown maps seems to be related to a weak anisotropy of the aquifer in the horizontal plane with the major axis of the ellipse aligned along the direction NE-SW, consistent with the directions of the principal components of the hydraulic conductivity resulting from the hydraulic model of the rock mass.

Although the aquifer can be considered an equivalent anisotropic porous medium at the scale of the study, the comparison between the results of pumping tests and of the rock mass survey indicates that this approach would be not sufficient to characterize groundwater movement.

Francesca LOTTI ✉
Antonella BAIOCCHI
Salvatore D'ONOFRIO
Vincenzo PISCOPO

Dipartimento di Scienze Ecologiche e Biologiche (DEB),
Università degli Studi della Tuscia
L.go Università snc - 01100 Viterbo
Tel: 0761357756

Francesca LOTTI ✉
f.lotti@unitus.it

Ricevuto: 12 aprile 2012 / Accettato: 11 giugno 2012
Pubblicato online: 30 giugno 2012

© Associazione Acque Sotterranee 2012

Introduzione

Le modalità di flusso idrico sotterraneo negli acquiferi fratturati sono condizionate dall'interazione di numerose variabili responsabili, nell'insieme, di un sistema frequentemente molto complesso. È spesso difficile rappresentare in modo adeguato le condizioni naturali attraverso i numerosi modelli teorici di acquifero riportati in letteratura, se non è disponibile una dettagliata caratterizzazione del sistema oggetto di indagine.

Negli ultimi decenni nuovi modelli numerici del flusso e del trasporto sono stati approntati, facendo riferimento al mezzo poroso continuo equivalente, all'approccio discreto, ai sistemi ibridi e all'utilizzo della geometria frattale. Nonostante i notevoli progressi negli aspetti teorici, sono limitati i risultati delle applicazioni a casi reali, che comunque sono condizionati dalle peculiarità delle realtà geologiche investigate (Long et al., 1982; Cacas et al., 1990; Carrera et al., 1990; Sudicky e McLaren, 1992; NRC, 1996; Singhal e Gupta, 1999; Faybishenko et al., 2000; Evans et al., 2001; NRC, 2001; Neuman, 2005). D'altra parte queste conoscenze sono fondamentali per esaminare le condizioni di flusso e di trasporto dei contaminanti negli acquiferi fratturati.

Un approccio frequentemente utilizzato è quello continuo, considerando l'acquifero fratturato come un mezzo poroso equivalente; ciò avviene soprattutto quando l'acquifero è densamente fratturato. Un secondo approccio, quello discreto, prevede la caratterizzazione delle proprietà idrauliche e di trasporto delle singole fratture e condotti. Quest'ultimo approccio, per la sua complessità, richiede in genere più tempo e maggiori costi rispetto a quello che considera il mezzo continuo. In ogni caso, sebbene l'approssimazione ad un mezzo poroso equivalente possa essere ritenuta sufficientemente rappresentativa per esaminare il flusso ad una opportuna scala di analisi, non sempre essa si rileva adeguata a rappresentare le modalità di trasporto o a definire una rete di monitoraggio utile in problemi di contaminazione (Jardine et al., 1996; Nativ et al., 1999; Muldoon e Bradbury, 2005).

Nella pratica professionale non sono frequenti le indicazioni per la caratterizzazione degli acquiferi fratturati, ovvero quando è possibile o meno utilizzare un approccio continuo del mezzo e quali sono le limitazioni dell'approssimazione. Anche nella letteratura scientifica la questione è molto dibattuta, considerato che diverse metodologie sono utilizzate per determinare a quale scala l'approssimazione al mezzo poroso diventa appropriata (Long et al., 1982; Hsieh et al., 1985; Neuman, 1987; Bradbury et al., 1991; NRC, 1996; Neuman, 2005). Nell'Italia centro-meridionale il fatto che gli acquiferi fratturati presentino generalmente una morfologia molto aspra condiziona ulteriormente la comprensione delle modalità di flusso; i dati diretti, quali le quote piezometriche e le determinazioni dei parametri idrogeologici, sono infatti generalmente disponibili solo localmente ai margini dei rilievi.

In questo contesto si inserisce questo studio, che riguarda la caratterizzazione idrogeologica di una piccola area dell'Italia meridionale caratterizzata da rocce calcareo-silico-marnose densamente fratturate, che, pur costituendo serbatoi idrici di

modesta entità (rendimento medio in acque sotterranee da 0.009 a 0.023 m³/s per km²) rispetto ai più estesi e potenti acquiferi calcareo-dolomitici (rendimento da 0.020 a 0.040 m³/s per km²) (Celico, 1983), rappresentano acquiferi d'importanza strategica per il locale approvvigionamento potabile. Lo scopo principale del lavoro è di esaminare, attraverso il confronto tra il modello di ammasso roccioso ricavato da rilievi di superficie delle discontinuità e la risposta dell'acquifero fratturato al pompaggio, quale approccio può essere utilizzato per rappresentare adeguatamente l'acquifero fratturato.

Lineamenti geologici ed idrogeologici

L'area studiata è il versante occidentale del rilievo della Montagnola di Frosolone (1390 m s.l.m.) presso l'abitato di Sessano del Molise (Fig. 1), ubicato a circa 10 km dalla città d'Isernia (Molise).

Il gruppo montuoso comprendente la Montagnola di Frosolone e Monte Totila (Fig. 1) è costituito da rocce calcareo-silico-marnose di età compresa tra il Giurassico ed il Miocene, appartenenti all'Unità di Frosolone. Quest'unità, potente circa 1000 m, è riconducibile ad una sequenza di transizione tra i depositi di piattaforma carbonatica della Catena Appenninica e quelli pelagici del Bacino Molisano (Pescatore, 1965; C.G.I., 1971; Patacca et al., 1990, 1992).

L'evoluzione tettonica neogenico-quadernaria dell'Unità di Frosolone è sintetizzabile in tre stadi deformativi. Dal Tortonianiano Superiore al Pliocene Superiore, si ha una deformazione per thrusting secondo una direzione di massimo raccorciamento SW-NE (Patacca et al., 1990). Tra la fine del Pliocene e il Pleistocene Inferiore, si verifica un evento deformativo trascorrente, che agisce secondo due direttrici cinematiche, con locali rotazioni di circa 40° in senso antiorario (Scrocca et al., 1995). L'ultimo evento deformativo, ascrivibile al Pleistocene Medio, è di carattere estensionale e agisce prevalentemente su direttrici NW-SE con elementi di taglio ad alto angolo (Corrado et al., 1997).

La complessa evoluzione tettonica dell'area si riflette sull'attuale conformazione del gruppo montuoso, che costituisce un alto morfologico e strutturale, suddiviso da almeno tre grandi sistemi di direttrici tettoniche (NE-SW, NW-SE e E-W) e circoscritto interamente da depositi terrigeni di avansfossa tortonianiani e messiniani.

Nell'area di indagine (Fig. 1), presso l'abitato di Sessano del Molise, affiora la porzione media dell'Unità di Frosolone, datata Cretacico Superiore - Paleocene. Essa comprende calcareniti ben stratificate e calcari saccaroidi con frequenti intercalazioni silico-marnose e di selce immergenti verso NE. Alle pendici del versante, sono presenti depositi di colmata, datati Pleistocene Medio ed Inferiore, costituiti da marne argillose o sabbie argillose con livelli di torba e suoli scuri olocenici. Sono anche presenti detriti poligenici in matrice argillosa, prodotti dall'alterazione dei versanti strutturali. Nell'insieme questi depositi costituiscono il riempimento del bacino intramontano della Piana di Sessano.

Dal punto di vista idrogeologico, il gruppo montuoso del-

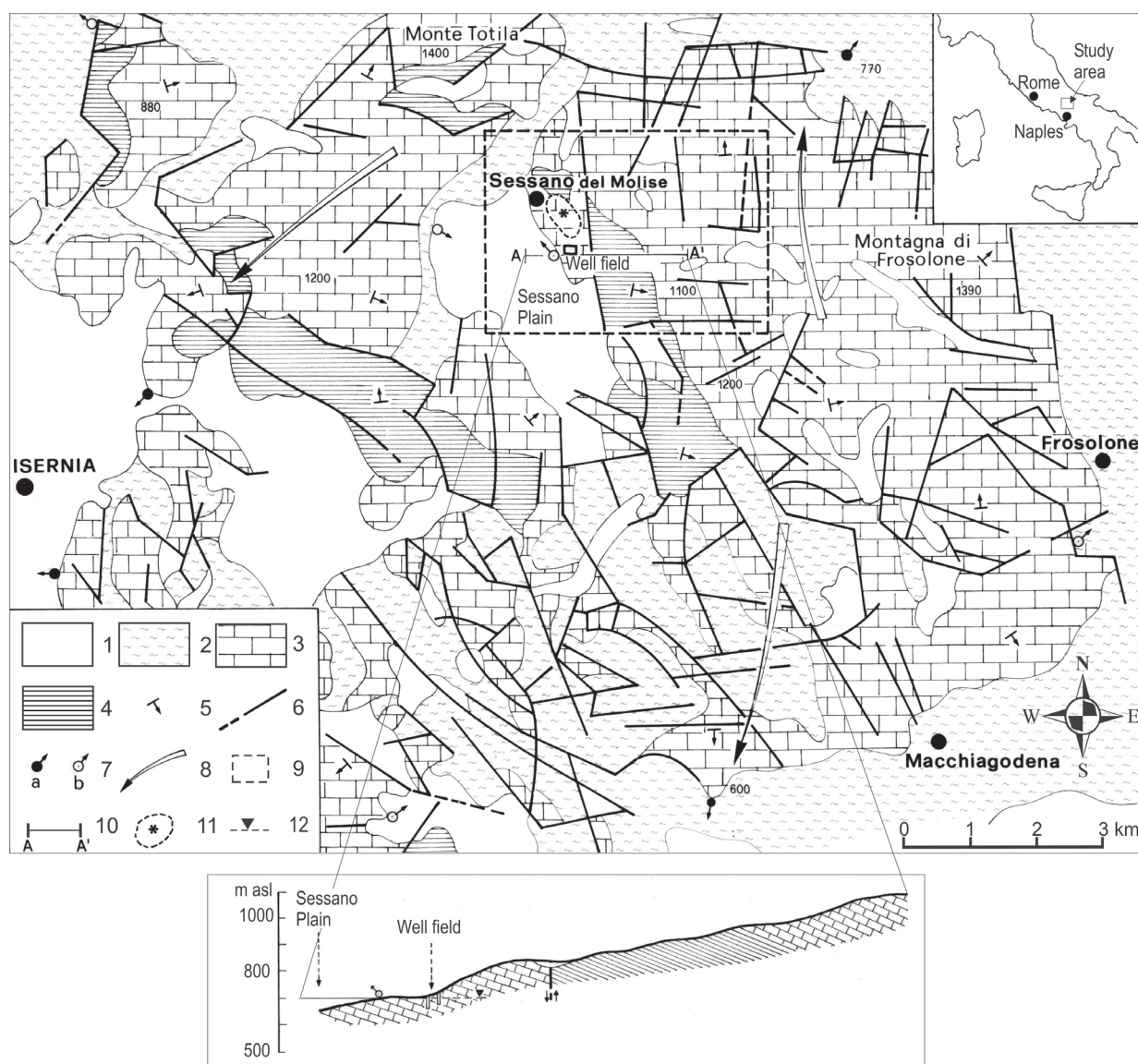


Fig. 1 - Schema idrogeologico ed ubicazione dell'area di studio (la geologia è stata ricavata da C.G.I. 1971 e l'idrogeologia da Celico 1978): 1) depositi argillosi, sabbiosi e detritici (Pleistocene-Olocene); 2) marne, calcari marnosi e marne argillose (Oligocene-Miocene); 3) calcari, arenarie e calcari marnosi (Cretacico-Eocene); 4) calcari con selce e marne (Cretacico); 5) giacitura degli strati; 6) faglie, ipotizzate se tratteggiate; 7) sorgenti (a = 0.3-0.2 m³/s, b < 0.1 m³/s); 8) direzione principale del flusso idrico della falda di base; 9) area di studio; 10) traccia della sezione; 11) area dei rilievi dell'ammasso roccioso; 12) livello piezometrico riportato in sezione.

Fig. 1 - Hydrogeological map and location of the area under investigation (based on C.G.I. 1971 for surface geology and Celico 1978 for hydrogeology): 1) clay, sand and debris (Pleistocene-Holocene); 2) marl, limestone marl and clayey marl (Oligocene-Miocene); 3) limestone, sandstone and limestone marl (Cretaceous-Eocene); 4) cherty limestone and marl (Cretaceous); 5) attitude of beds; 6) faults, supposed if sketched; 7) spring (a = 0.3-0.2 m³/s, b < 0.1 m³/s); 8) main direction of groundwater base flow; 9) investigated area; 10) trace of cross section; 11) area of the rock mass survey; 12) groundwater level in cross-section.

la Montagnola di Frosolone – Monte Totilá, esteso circa 200 km², costituisce un acquifero mediamente permeabile (rendimento medio in acque sotterranee di circa 0.009 m³/s per km²) circoscritto per gran parte da depositi terrigeni poco permeabili (Celico, 1978; 1983). La presenza di alternanze di rocce calcaree, fratturate e talvolta con evidenti tracce di carsismo, ed orizzonti marnosi e silico-calcarei, meno fratturati, condiziona la circolazione idrica sotterranea all'interno della struttura. Questa è molto frazionata verticalmente ed orizzontalmente anche a causa del complesso assetto strutturale

locale. Infatti, sono presenti più punti di recapito delle acque sotterranee (Fig. 1) sia in quota (da 800 a 1100 m s.l.m.), con portata generalmente inferiore a 0.01 m³/s, sia alla base del rilievo nei punti più depressi della cintura impermeabile che cinge l'acquifero, con portata non superiore a 0.3 m³/s (Celico, 1978, 1983; Allocca et al., 2006). A queste ultime condizioni idrogeologiche è da ricondurre la sorgente (portata media di circa 0.03 m³/s) presente nell'area di indagine (Fig. 1), affiorante al contatto tra le rocce calcareo-silico-mamose ed i depositi della Piana di Sessano.

Materiali e metodi

Nell'area di studio, ubicata nel versante occidentale della Montagnola di Frosolone ai margini della Piana di Sessano (Fig. 1), sono state condotte indagini idrogeologiche, comprendenti rilievi delle discontinuità dell'ammasso roccioso e prove di emungimento sulle rocce calcareo-silico-marnose cretaceo-paleoceniche.

I rilievi delle discontinuità dell'ammasso roccioso hanno compreso l'esame di quattro affioramenti, ubicati presso l'area dove sono state condotte le prove di emungimento (Fig. 2). Al fine di avere una visione complessiva della rete di fratture, le quattro pareti di roccia esaminate (di dimensioni di almeno 10×2 m) sono state scelte con diverse orientazioni nello spazio. Per le discontinuità sono state rilevate: l'orientazione; l'apertura, rilevata su esposizioni poco interessate da fenomeni di alterazione superficiale, mediante spessimetro; la spaziatura, tra quelle appartenenti allo stesso sistema; la lunghezza e la terminazione; la presenza e la natura del riempimento. Sono stati misurati l'orientazione di 399 discontinuità, 271 valori di spaziatura tra discontinuità appartenenti allo stesso sistema

e 371 valori dell'apertura.

Le prove di emungimento sono state eseguite in un campo-pozzi occupante una superficie di circa 8500 m^2 di estensione, ubicato a meno di 150 m a monte della sorgente di Sessano del Molise (Fig. 2). Il campo-pozzi comprende 6 pozzi e 9 piezometri, rispettivamente, di 300 e 80 mm di diametro e di profondità compresa tra 30 e 50 m. I pozzi ed i piezometri interessano le rocce calcareo-silico-marnose cretaceo-paleoceniche, esaminate in affioramento, ed attraversano uno spessore saturo di acquifero compreso tra 20 e 30 m, corrispondente al tratto filtrante dei pozzi e dei piezometri.

Precedentemente alla prova di emungimento di lunga durata, sono state effettuate misure piezometriche in condizioni statiche (ad eccezione di un pozzo per il quale si risentivano ancora gli effetti del recente sviluppo). Sul pozzo di produzione, selezionato tra i disponibili per motivi logistici (impianto delle acque di scarico, accesso per il montaggio dell'elettropompa, ecc.), è stata preliminarmente eseguita una prova a gradini di portata crescente, per definire la portata della prova

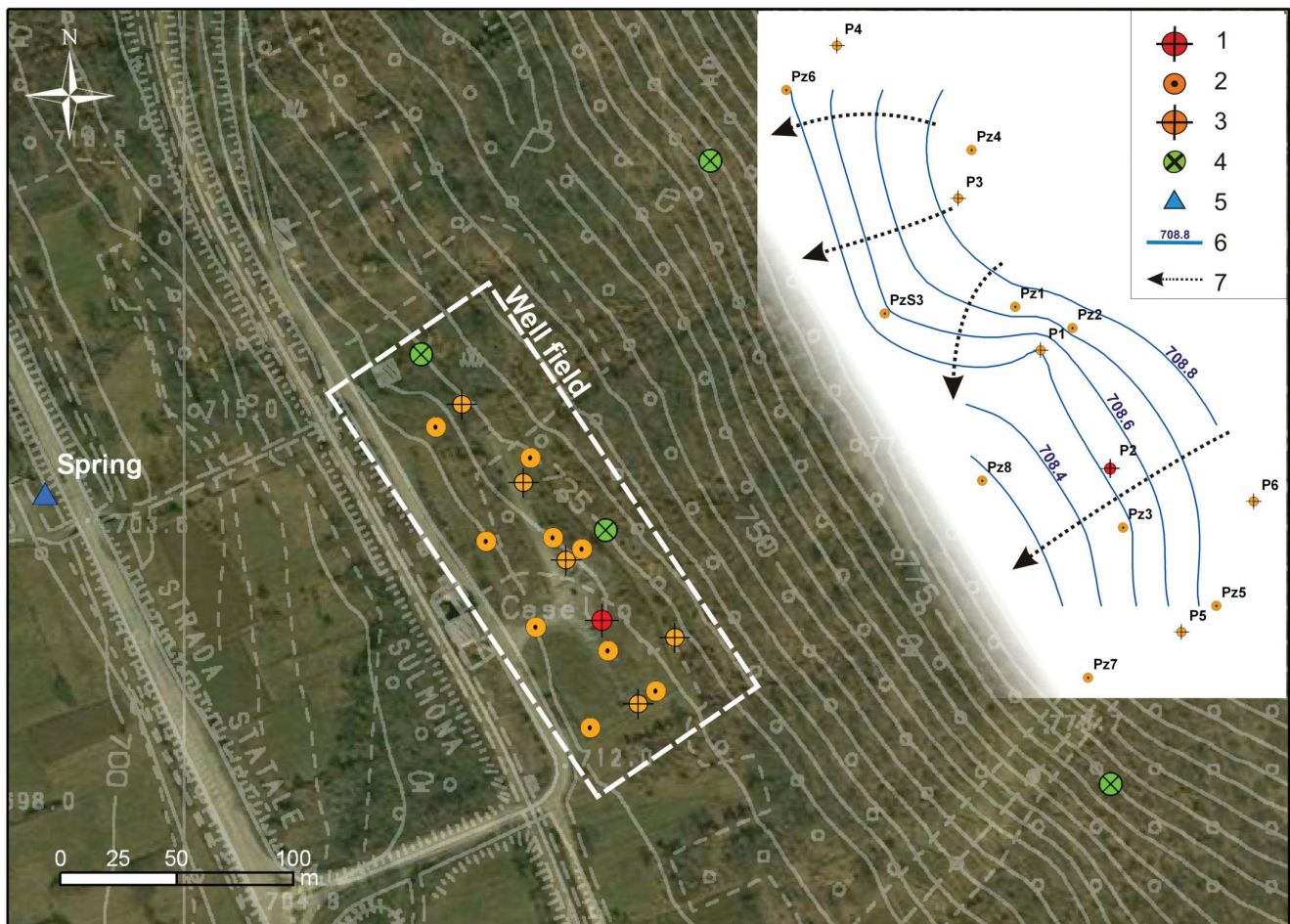


Fig. 2 - Ubicazione dei rilievi dell'ammasso roccioso e del campo pozzi e superficie piezometrica nell'area interessata dalle prove di pompaggio: 1) pozzo di emungimento; 2) piezometri; 3) pozzi di osservazione; 4) affioramenti rilevati; 5) sorgente; 6) curve isopiezometriche in m.s.l. (equidistanza 0.1 m); 7) linee di flusso.

Fig. 2 - Location of rock mass surveys and well field, and potentiometric contours of investigated area: 1) pumping well; 2) piezometers; 3) observation wells; 4) examined outcrops; 5) spring; 6) equipotential lines in m asl (contours interval of 0.1 m); 7) flow lines.

a lunga durata e per verificare inizialmente l'andamento della depressione piezometrica nel tempo e nello spazio. La prova di lunga durata è stata condotta con una portata costante di $0.044 \text{ m}^3/\text{s}$, rilevando i valori dell'abbassamento del livello piezometrico in funzione del tempo negli altri punti di monitoraggio, ubicati a distanze comprese tra 13 e 107 m dal pozzo. La prova ha avuto una durata di circa 51 ore, è stata poi monitorata la risalita per circa 46 ore. Nel corso della prova di emungimento è stata misurata saltuariamente la portata della sorgente ubicata a valle del campo pozzi.

Le misure piezometriche sono state eseguite con freatimetri centimetrati, quelle di portata con recipienti tarati di appropriato volume. Le misure piezometriche sono state eseguite con cadenza utile per poter condurre l'elaborazione mediante diagrammi semilogaritmici e logaritmici delle variabili abbassamento-tempo, per i primi minuti di prova non sempre è stato possibile effettuare misure piezometriche. Il valore costante della portata di prova è stata controllata con cadenza oraria nelle prime 5 ore di prove e poi in seguito generalmente ogni 5-6 ore.

Risultati

I risultati delle indagini hanno permesso la caratterizzazione dell'ammasso roccioso in termini idrogeologici e l'analisi della risposta dell'acquifero al pompaggio.

Caratterizzazione dell'ammasso roccioso

I dati di orientazione delle discontinuità misurate hanno permesso l'individuazione dei principali sistemi di discontinuità. Sia dai rilievi sul campo sia dalla rappresentazione dei dati mediante il diagramma equiareale polare di Figura 3 (realizzato mediante il software Stereo Net; Geological Software, 1995) si distinguono quattro sistemi comprendenti i giunti di strato (St) e tre sistemi di fratture (K1, K2 e K3) aventi orientazione confrontabile con quella dei principa-

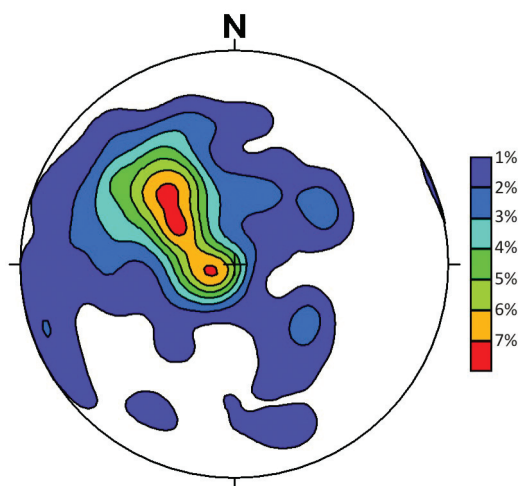


Fig. 3 - Diagramma equiareale polare delle discontinuità rilevate rappresentato mediante linee di isodensità.

Fig. 3 - Equiareal polar diagram of detected discontinuities represented by isodensity lines.

li sistemi di faglie (NE-SW, NW-SE e E-W). Dalla stessa Figura 3 si riconosce una significativa dispersione dei poli. Sulla base della densità dei poli è stata definita l'orientazione del piano medio dei quattro gruppi di discontinuità, definiti in termini di angoli di direzione (α) e inclinazione (β).

Per la spaziatura (d) e l'apertura (a) di ogni sistema sono stati determinati i valori medi e la deviazione standard, questi sono riportati in Tabella 1 insieme agli angoli medi di direzione e inclinazione dei sistemi risultanti dall'anzidetto diagramma equiareale polare.

Sistema System	α/β ($^\circ/^\circ$)	a (mm)	d (cm)
St	321/57	1.35 ± 0.86	25 ± 13
K1	55/50	0.72 ± 0.46	43 ± 29
K2	131/54	0.74 ± 0.52	26 ± 13
K3	254/80	1.16 ± 0.41	19 ± 7

Tab. 1 - Valori medi dei parametri dei sistemi di discontinuità (St giunti di strato; K1, K2 e K3 sistemi di fratture; α/β angoli di direzione e inclinazione; a apertura; d spaziatura).

Tab. 1 - Average values of parameters of the discontinuity systems (St bedding joints; K1, K2 and K3 fracture systems; α/β direction and dip angles; a aperture; d spacing).

Le altre misure effettuate indicano che le discontinuità non presentano riempimento per circa l'80% dei casi. La persistenza lineare dei giunti è risultata compresa tra il 50 ed il 100%, con terminazione preferenziale dei giunti stessi contro altre discontinuità.

I rilievi delle discontinuità sono stati utilizzati per la determinazione della conducibilità idraulica dell'ammasso roccioso, considerato quale mezzo poroso equivalente. Si è fatto riferimento al modello teorico di Snow (1969), che definisce la conducibilità di un sistema di discontinuità come un tensore simmetrico del secondo ordine, nell'ipotesi di una permeabilità della matrice rocciosa trascurabile rispetto a quella delle stesse discontinuità, considerate infinitamente estese nell'ambito del volume di roccia. Il modulo della conducibilità idraulica di un singolo sistema di discontinuità è espresso dalla "legge cubica" e le componenti del tensore sono definibili conoscendo l'orientazione media del piano del sistema di discontinuità nello spazio (Oda, 1985; de Marsily, 1986).

Il calcolo è stato eseguito determinando innanzitutto il modulo della conducibilità idraulica di ogni sistema:

$$k = \frac{(a)^2 g}{12vd}$$

dove a e d sono, rispettivamente, l'apertura e la spaziatura media del sistema di discontinuità (Tab. 1), g è il modulo dell'accelerazione di gravità e ν è la viscosità cinematica del fluido. Successivamente è stato determinato il tensore della conducibilità idraulica di ogni sistema [k], considerando la direzione a

e l'inclinazione b del piano medio del sistema di discontinuità:

$$[k] = k \begin{pmatrix} 1 - \cos^2 \alpha \sin^2 \beta & \cos \alpha \sin \alpha \sin^2 \beta & -\cos \alpha \cos \beta \sin \beta \\ \cos \alpha \sin \alpha \sin^2 \beta & 1 - \sin^2 \alpha \sin^2 \beta & \sin \alpha \cos \beta \sin \beta \\ -\cos \alpha \cos \beta \sin \beta & \sin \alpha \cos \beta \sin \beta & \sin^2 \beta \end{pmatrix}$$

I tensori $[k]$ dei vari sistemi sono stati sommati per ottenere il tensore dell'ammasso roccioso $[K]$. Infine i principali assi di anisotropia e le componenti della diagonale di $[K]$ in queste direzioni sono stati determinati mediante gli autovalori e gli autovettori della matrice $[K]$. In Tabella 2 sono riportati i risultati del calcolo in termini di modulo e orientazione delle spazio delle tre permeabilità principali K_1 , K_2 e K_3 .

Assi di permeabilità – Permeability axes	Valore - Value ($\times 10^{-3}$ m/s)	α_i/β_i ($^\circ$)
K_1	15.55	249/56
K_2	11.96	301/23
K_3	5.98	201/24

Tab. 2 - Conducibilità idraulica ed orientazione (α_i direzione e β_i inclinazione) dei tre assi di permeabilità risultati dal calcolo del tensore della conducibilità idraulica dell'ammasso roccioso.

Tab. 2 - Values of principal components of hydraulic conductivity of rock mass and their orientation (α_i angle of direction and β_i angle of dip).

Prove di emungimento

Le misure piezometriche effettuate prima delle prove di emungimento hanno permesso la ricostruzione della superficie piezometrica in condizioni statiche, riportata in Figura 2. A parte la deformazione in corrispondenza del pozzo P1, conseguente al precedente sviluppo del pozzo stesso, si riconosce una generale direzione di flusso orientata verso SW, verso la Piana di Sessano ai limiti della quale affiora la sorgente a quota 704 m s.l.m. (Fig. 2), e valori del gradiente idraulico compresi tra 0.9 e 1.8 %. L'andamento del flusso è quindi condizionato dalle quote topografiche della piana e dalla natura dei depositi della stessa, essendo presenti lo sfioro delle acque sotterranee, laddove i depositi della piana sono costituiti da argille e sabbie argillose meno permeabili delle rocce calcareo-silico-marnose, oppure flussi idrici sotterranei verso la piana, laddove affiorano le coltri detritiche alle pendici del versante.

La prova di emungimento a portata costante ha evidenziato una risposta coerente ed omogenea dei diversi pozzi e piezometri monitorati sia durante le circa 51 ore di pompaggio a 0.044 m³/s (Fig. 4), sia nella risalita osservata per circa 46 ore. Nel corso del pompaggio, è stata notata una riduzione di circa il 20% della portata della sorgente, diminuzione iniziata a partire da 16 ore dall'attivazione del pozzo; una misura effettuata dopo una settimana dalla prova ha rilevato una portata della sorgente confrontabile con quella prima del pompaggio.

L'andamento dell'abbassamento nel tempo, riportato in

Figura 4, può essere interpretato con i modelli teorici di Boulton (1963), ovvero uno dei modelli riferibili alla risposta in transitorio di un acquifero libero, o della doppia porosità (Warren e Root, 1963), ovvero uno dei modelli che considera l'acquifero quale sovrapposizione di due mezzi continui dati dalle fratture e dalla matrice. Per questi due modelli è stata verificata la migliore sovrapposizione delle curve abbassamento-tempo misurate, attraverso il programma AquiferTest Pro 4.2 (Schlumberger Water Services, 2007).

In Tabella 3 sono riportati i valori dei parametri idraulici determinati per i due modelli. Per il modello di Boulton sono stati determinati la trasmissività (T), il rendimento specifico (Sy) ed il coefficiente di immagazzinamento (S). Per il modello della doppia porosità sono stati determinati la trasmissività (T_f), il coefficiente di immagazzinamento delle fratture (S_f), il coefficiente di immagazzinamento della matrice (S_m) ed il coefficiente λ , funzione del rapporto tra conducibilità idraulica della matrice e delle fratture, del quadrato della distanza pozzo-piezometro e della geometria dei blocchi della matrice (Kruseman e de Ridder, 1994). Nella stessa Tabella 3 sono riportati anche i valori medi dei parametri determinati e la relativa deviazione standard per i due modelli interpretativi.

I parametri idraulici calcolati con i dati misurati durante la risalita, preliminarmente trasformati adottando il metodo di Agarwal (1980), hanno mostrato differenze con quelli calcolati con l'abbassamento contenute nell'intervallo $\pm 10\%$.

Per meglio rappresentare la risposta al pompaggio dei diversi punti di monitoraggio, è stato mappato in Figura 5 l'andamento dell'abbassamento piezometrico a fine prova (2835 min), sia utilizzando tutti i punti di osservazione, sia tre punti di osservazione con differente orientazione della congiungente pozzo di pompaggio – punto di osservazione (Fig. 5).

Discussione

I risultati delle indagini idrogeologiche condotte presso il sito di Sessano del Molise sono state indirizzate a valutare se è possibile considerare l'acquifero fratturato come un mezzo poroso equivalente.

Dai rilievi di superficie scaturisce un modello dell'ammasso roccioso caratterizzato da un elevato numero di discontinuità persistenti con una ampia distribuzione spaziale (quattro sistemi con notevole dispersione dell'orientazione, Fig. 3), una elevata frequenza delle discontinuità (spaziatura inferiore a 1 m) e valori confrontabili dell'apertura media dei diversi sistemi (intorno ad 1 mm) (Tab. 1). Queste caratteristiche implicano la possibilità di considerare il mezzo roccioso come un poroso equivalente alla scala dell'affioramento, in quanto le caratteristiche dei sistemi di discontinuità danno luogo ad un ridotto volume roccioso unitario. Le stesse caratteristiche sono inoltre responsabili di una contenuta anisotropia del mezzo, considerato soprattutto che i valori di apertura media poco si differenziano per i diversi sistemi persistenti. In conseguenza, la differenza che si ritrova nelle principali componenti del tensore della conducibilità idraulica dell'ammasso roccioso, calcolato considerando un modello semplificato delle

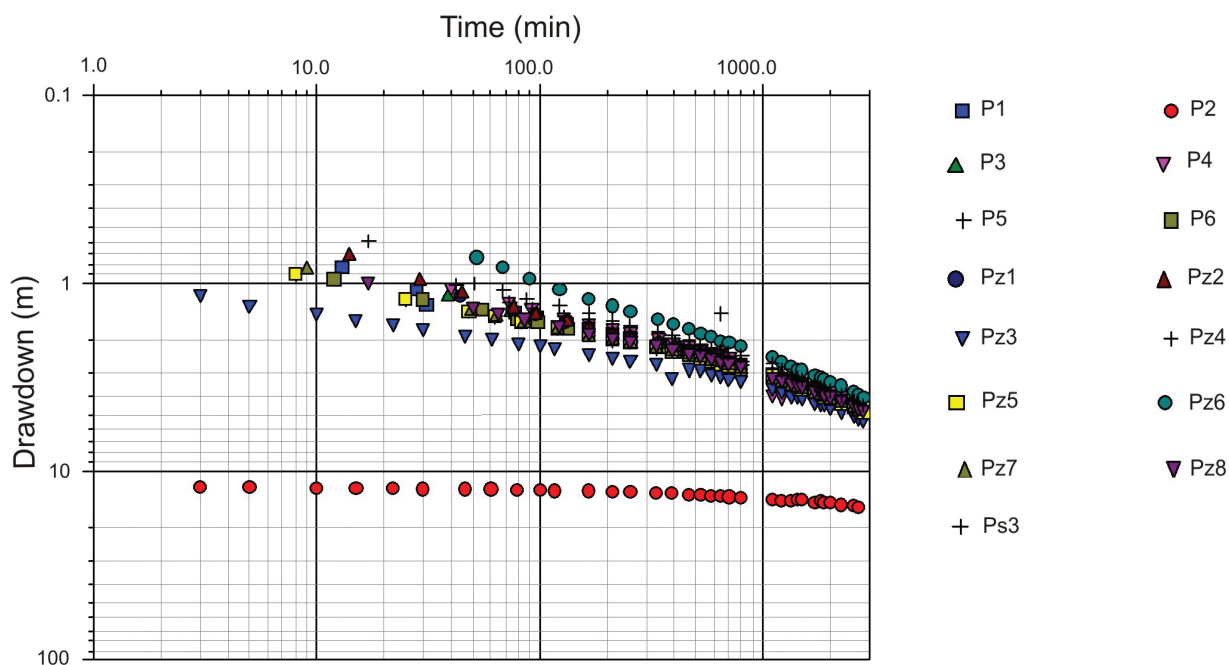


Fig. 4 - Curve abbassamento-tempo dei diversi punti di monitoraggio durante la prova di emungimento a portata costante (P2 = pozzo di emungimento).

Fig. 4 - Time-drawdown curves of the different monitoring wells and piezometers during the pumping test at constant flow rate (P2 = pumping well).

Tab. 3 - Parametri idraulici ottenuti applicando i modelli di Boulton e della doppia porosità. Modello di Boulton: T trasmissività, S_y rendimento specifico, S coefficiente di immagazzinamento. Modello della doppia porosità: T_f trasmissività, S_f coefficiente di immagazzinamento delle fratture, S_m coefficiente di immagazzinamento della matrice, coefficiente λ (vedi testo).

Tab. 3 - Hydraulic parameters calculated by applying the Boulton and double porosity models. Boulton model: T transmissivity, S_y specific yield, S storage coefficient. Double porosity model: T_f transmissivity, S_f storage coefficient of fractures, S_m storage coefficient of matrix, λ coefficient (see explanation in the text).

Pozzo/Piezometro Well/Piezometer	Modello di Boulton Boulton model			Modello della doppia porosità Double porosity model			
	T ($\times 10^{-3}$ m ² /s)	S_y ($\times 10^{-2}$)	S (10^{-3})	T_f ($\times 10^{-3}$ m ² /s)	S_f	S_m ($\times 10^{-2}$)	λ
P1	2.37	4.38	4.38	1.70	3.18×10^{-3}	7.57	1.24
P3	1.77	1.52	1.52	1.42	1.23×10^{-3}	1.98	1.45
P4	1.79	5.94	5.94	2.03	1.01×10^{-7}	0.54	1.28
P5	2.63	2.56	2.56	1.64	1.23×10^{-3}	5.69	1.25
P6	2.40	3.41	3.41	2.17	6.36×10^{-5}	4.37	1.07
Pz1	1.76	4.12	0.21	1.76	4.66×10^{-5}	4.13	1.37
Pz2	2.07	5.03	5.03	1.68	4.10×10^{-3}	6.89	1.32
Pz3	3.93	7.95	7.95	2.93	4.48×10^{-6}	21.14	0.65
Pz4	1.62	1.38	1.38	1.40	1.25×10^{-3}	1.66	1.52
Pz5	1.78	4.71	1.27	1.78	1.26×10^{-3}	4.69	1.14
Pz6	1.47	1.01	1.01	1.58	1.06×10^{-3}	0.94	1.75
Pz7	1.80	3.63	33.8	2.19	3.66×10^{-5}	2.75	1.05
Pz8	2.15	7.36	1.07	2.08	2.63×10^{-5}	8.39	1.09
PzS3	1.99	4.12	0.11	1.99	5.95×10^{-5}	2.15	1.47
Media aritmetica Arithmetic mean	2.11	4.08	4.97	1.88	0.00097	5.21	1.26
SD	0.62	2.09	8.62	0.40	0.00127	5.21	0.26
Media geometrica Geometric mean	2.04	3.50	2.03	1.85	0.00015	3.52	1.23

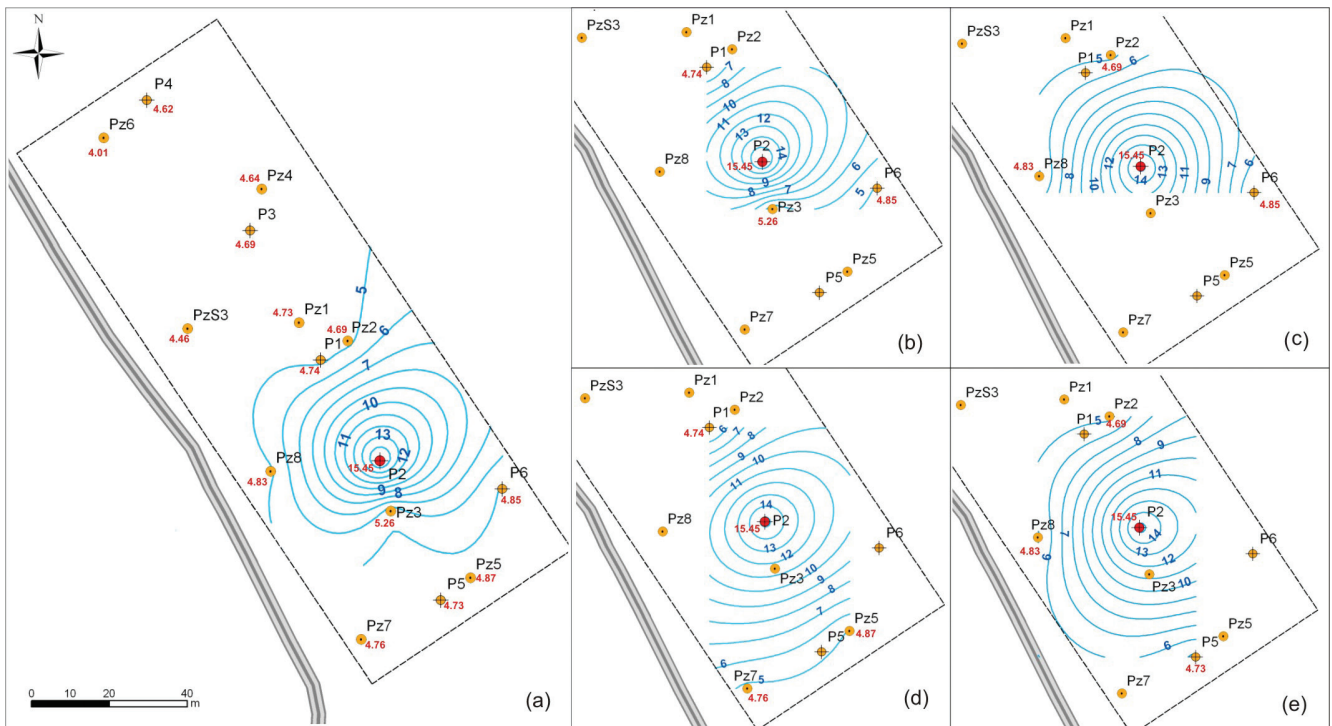


Fig. 5 - Carta degli isoabbassamenti misurati alla fine del prova di emungimento (equidistanza di 1 m; in rosso l'abbassamento misurato nei piezometri considerati). a) isoabbassamenti relativi a tutti i punti di monitoraggio; b-e) isoabbassamenti relativi a diverse terne di punti di monitoraggio.

Fig. 5 - Map of drawdown measured at the end of pumping test (contours interval of 1 m; measured drawdown reported in red). a) contour of drawdown relative to all observation points; b-e) contour of drawdown relative to different terns of observation points.

discontinuità, ovvero adottando i valori medi dei diversi sistemi, è da imputare soprattutto alla distribuzione dei sistemi nello spazio. Risulta comunque che la direzione con minore conducibilità idraulica è quella orientata NNE-SSW, mentre sono confrontabili le componenti principali della permeabilità orientate NE-SW e NW-SE (Tab. 2).

Questa caratterizzazione delle rocce calcareo-silico-marnose dà luogo ad un modello idraulico semplificato dell'ammasso roccioso. Si fa riferimento, infatti, ad una permeabilità dovuta unicamente ai sistemi di discontinuità persistenti, trascurando la permeabilità della matrice e quella delle discontinuità poco persistenti e gli eventuali effetti del carsismo. Seppure sembri verificata la ridotta permeabilità della matrice rispetto a quella dei giunti di strato e delle fratture (più ordini di grandezza), non è da escludere l'influenza sul deflusso idrico sotterraneo di fenomeni carsici, segnalati in bibliografia per le rocce calcaree della successione (Celico, 1978; Allocca et al., 2006), e del reticolo di discontinuità meno persistente, pure rilevato nel corso delle misure. Dalla caratterizzazione risultano comunque elementi a favore della possibilità di trattare l'acquifero come un mezzo poroso equivalente anisotropo, in relazione alla elevata densità di fratturazione ed alla riscontrata differenza nei moduli della conducibilità idraulica nelle tre direzioni. È anche evidente che i valori della conducibilità idraulica determinati per l'ammasso roccioso non sono da considerare in termini assoluti, in relazione al fatto che i parametri di riferimento sono stati rilevati in superficie e pertan-

to hanno una limitata validità in profondità, soprattutto per quanto riguarda il parametro apertura, che peraltro evidenzia una elevata variabilità intorno al valore medio (Tab. 1).

Le prove di emungimento effettuate presso il campo-pozzi evidenziano un comportamento dell'acquifero coerentemente più complesso. Tuttavia, l'elevato numero di punti di osservazione disponibili, il tipo di curva di abbassamento nel tempo ed i valori dei parametri idraulici ricavati permettono di individuare alcune caratteristiche fondamentali dell'acquifero.

Se si considera la reazione dei 14 punti di monitoraggio, il simile andamento della curva abbassamento-tempo (Fig. 4) e l'adattamento ad una coerente rete di flusso dei dati piezometrici prima del pompaggio (Fig. 2), si può ritenere l'acquifero continuo alla scala del volume individuato dal raggio di 100 m nell'intorno del pozzo di pompaggio e per le profondità di interesse dei pozzi. Sia l'andamento generale degli isoabbassamenti indotti dal pompaggio (escludendo effetti locali che possono essere dovuti al differente diametro dei pozzi e piezometri di monitoraggio, alla loro ubicazione rispetto alla rete di discontinuità, allo spessore di acquifero svuotato, ecc.) sia quelli ricostruiti con le misure della depressione piezometrica secondo differenti direzioni rispetto al pozzo di pompaggio (Fig. 5b-e) possono essere interpretati in relazione ad una debole anisotropia dell'acquifero nel piano orizzontale con asse maggiore dell'ellisse allineato secondo la direzione NE-SW. Questa direzione è coerente con le anzidette direzioni delle principali componenti della conducibilità idraulica risultan-

te dal modello idrogeologico alla scala di ammasso roccioso (Tab. 3). Inoltre la forma degli isoabbassamenti non sembra essere riconducibile agli effetti indotti dal gradiente idraulico della falda indisturbata, se si confronta il valore di perdita di carico della falda indisturbata (circa 0.5 m lungo la direzione di flusso in Fig. 2) con quelli degli abbassamenti indotti a fine prova (da 6 a 15 m nella zona rappresenta in Fig. 5). Allo stesso modo sono stati interpretati i risultati di esperimenti, in una situazione confrontabile con quella in esame, eseguiti in rocce dolomitiche densamente fratturate (Muldoon e Bradbury, 2005).

L'andamento della depressione piezometrica nel tempo si adatta sia al modello teorico di falda libera a drenaggio ritardato sia a quello della doppia porosità, modelli entrambi plausibili nel sito indagato. Comunque i valori di trasmissività variano in un intervallo limitato tra i diversi piezometri e per i due metodi di interpretazione, discostandosi poco da quelli medi calcolati utilizzando tutti i punti di osservazione (Tab. 3). Questo evidenzia l'assenza dell'influenza di condotti carsici sul flusso idrico sotterraneo nel volume di acquifero interessato dal pompaggio.

La risposta idrodinamica nel tempo dell'acquifero può essere interpretata con la presenza di un reticolo di discontinuità differenziato per conducibilità idraulica e capacità di immagazzinamento, se si fa riferimento al modello a doppia porosità. Questo sembra essere quello geologicamente più appropriato all'interpretazione dell'andamento della depressione nel tempo, se si considera che la matrice rocciosa può essere ritenuta nettamente meno permeabile delle fratture. Pertanto la trasmissività, i differenti coefficienti di immagazzinamento determinati (S_f e S_m del modello a doppia porosità, ma anche S e S_y del modello di Boulton), nonché la risposta a breve ed a lungo termine dell'acquifero al pompaggio, possono essere ricondotti all'effetto dovuto alla sovrapposizione di fratture differenziate per conducibilità idraulica e coefficiente di immagazzinamento, comunque continue nel volume di acquifero interessato dal pompaggio. Questa interpretazione è in accordo con la ampia variabilità di apertura dei sistemi di discontinuità constatata in affioramento.

Conclusioni

Il confronto tra i risultati delle prove di emungimento ed i rilievi delle discontinuità dell'ammasso roccioso, eseguiti presso il rilievo calcareo-silico-marnoso della Montagnola di Frosolone, evidenzia che l'acquifero alla scala del volume interessato dal pompaggio può essere considerato un mezzo poroso equivalente. Ciò trova riscontro in quanto osservato in superficie, dove è evidente una elevata densità di fratturazione delle rocce calcareo-silico-marnose ed una rete di discontinuità interconnesse, organizzate in più sistemi ben distribuiti nello spazio e con una contenuta spaziatrice. Dalla risposta idrodinamica dell'acquifero al pompaggio è evidente la coerenza di reazione e la similarità della forma delle curve abbassamento-tempo dei diversi punti di osservazione ubicati in differenti direzioni rispetto al pozzo in emungimento. Ciò conferma il comportamento del mezzo quale un poroso equivalente.

L'anisotropia risultante dal modello semplificato ricavato alla scala del volume di roccia indagato in superficie (alcune decine di m^3) sembra trovare riscontro diretto alla scala del volume di acquifero interessato dal cono di depressione del pozzo (alcune decine di migliaia di m^3), se si considera che la forma ellittica degli isoabbassamenti riscontrata durante l'emungimento è coerente con l'anisotropia risultante dal semplificato modello idrogeologico alla scala di ammasso roccioso.

Sebbene l'acquifero alla scala del volume interessato dal pompaggio possa essere considerato un mezzo poroso equivalente per quanto riguarda i meccanismi di flusso, lo stesso approccio non può essere ritenuto sufficiente allorché sia necessario caratterizzare in dettaglio il movimento delle acque sotterranee. Infatti, la risposta a breve ed a lungo termine dell'acquifero al pompaggio e la notevole variabilità delle aperture delle discontinuità misurate in affioramento sono state interpretate quali caratteristiche di un mezzo interessato da fratture differenziate per conducibilità idraulica e capacità di immagazzinamento. Queste possono dar luogo a lunghezze dei percorsi e tempi di percorrenza nell'acquifero molto diversificati. Pertanto se, per esempio, gli argomenti sono i processi di trasporto o la realizzazione di una rete di monitoraggio in problemi di contaminazione, anche per un acquifero densamente fratturato, quale quello analizzato, l'approccio del mezzo continuo equivalente può essere inadeguato.

Ringraziamenti: Gli autori desiderano ringraziare l'ERIM (Ente Risorse Idriche Molisane) per la disponibilità offerta per l'esecuzione delle prove di emungimento. Lo studio è stato svolto con il contributo del Ministero dell'Istruzione, dell'Università e della Ricerca nell'ambito del progetto PRIN-2008 – 2008YYZKEE_02. Gli autori desiderano ringraziare anche i due revisori per i preziosi suggerimenti forniti, che hanno contribuito a migliorare il manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- Agarwal R.G. (1980). A new method to account for producing time effects when drawdown type curves are used to analyze pressure buildup and other test data. SPE Paper 9289, presented at the 55th SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas, TX, Sept. 21-24, 1980.
- Allocca V., Celico F., Celico P., De Vita P., Fabbrocino S., Mattia C., Monacelli G., Musilli I., Piscopo V., Scalise A.R., Summa G., Tranfaglia G. (2006). Carta Idrogeologica dell'Italia Meridionale "Southern Italy Hydrogeological Map". Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- Boulton N.S. (1963). Analysis of data from non-equilibrium pumping tests allowing for delayed yield from storage. Proceedings of the Institution of Civil Engineers 26:469-482.
- Bradbury K.R., Muldoon M.A., Zaporec A., Levy J. (1991). Delineation of wellhead protection areas in fractured rocks. U.S. EPA Technical Guidance Document EPA 570/9-91-009. Washington, D.C.
- Cacas M.C., Ledoux E., de Marsily G., Tillie B. (1990). Modeling fracture flow with stochastic discrete fracture network: calibration and validation. 1: The flow model. Water Resources Research 26:479-489.
- Carrera J., Heredia J., Vomvoris S., Hufschmied P. (1990). Modeling of flow on a small fractured monzonitic gneiss block. In «Hydrogeology of low permeability environments», Neuman S.P. and Neretnieks I., eds., Hannover, 2:115-167.
- Celico P. (1978). Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale "Hydrogeological sketch of central-southern carbonatic Apennines". Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata di Napoli 14:1-97.
- Celico P. (1983). Le risorse idriche sotterranee dell'Appennino carbonatico centro-meridionale "Groundwater resources of central-southern carbonatic Apennines". Idrotecnica 1:3-17.
- C.G.I. (1971). Carta Geologica Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 161 Isernia "Geological Map of Italy at 1:100.000 scale, Sheet 161 Isernia". Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- Corrado S., Di Bucci D., Naso G., Butler R.H.W. (1997). Thrusting and strike-slip tectonics in the Alto Molise region (Italy): implications for the Neogene - Quaternary evolution of the Central Apennine orogenic system. Journal of the Geological Society 154:679-688.
- de Marsily G. (1986). Quantitative Hydrogeology. Groundwater Hydrology for Engineers. Academic Press, Inc., San Diego (CA), 62-71.
- Evans D.D., Nicholson T.J., Rasmussen T.C. (2001). Flow and transport through unsaturated fractured rock. Geophys. Monogr. Ser., 42, Am. Geophys. Union, Washington, D.C.
- Faybishenko B., Witherspoon P.A., Benson S.M. (2000). Dynamics of fluids in fractured rock. Geophys. Monogr. 122, Am. Geophys. Union, Washington, D.C.
- Geological Software (1995). StereoNet for Windows ver. 3.03. Tromsø, Norway.
- Hsieh P.A., Neuman S.P., Stiles G.K., Simpson E.S. (1985). Field determination of the three-dimensional hydraulic conductivity tensor of anisotropic media: 2. Methodology and application to fractured rocks. Water Resources Research 21:1667-1676.
- Jardine K., Smith L., Clemo T. (1996). Monitoring networks in fractured rocks: A decision analysis approach. Water Resources Research 34:504-518.
- Kruseman G.P., de Ridder N.A. (1994). Analysis and evaluation of pumping test data. ILRI publication 47, International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, The Netherlands.
- Long J.C.S., Remer J.S., Wilson C.R., Witherspoon P.A. (1982). Porous media equivalents for networks of discontinuous fractures. Water Resources Research 18:645-658.
- Muldoon M., Bradbury K.R. (2005). Site characterization in densely fractured dolomite: comparison of methods. Ground Water 43:863-876.
- Nativ R., Adar E.M., Becker A. (1999). Designing a monitoring network for contaminated ground water in fractured chalk. Ground Water 41:532-543.
- Neuman S.P. (1987). Stochastic continuum representation of fractured rock permeability as an alternative to the REV and fracture network concepts. In "Proceedings of the 28th U.S. Symposium on Rock Mechanics", ed. I.W. Farmer et al., 533-561. Rotterdam, New York, Balkema.
- Neuman S.P. (2005). Trends, prospects and challenge in quantifying flow and transport through fractured aquifer. Hydrogeology Journal 13:124-147.
- NRC (1996). Rock Fractures and Fluid Flow: contemporary understanding and applications. National Academy Press, Washington, D.C., 551 pp.
- NRC (2001). Conceptual model of flow and transport in the fractured vadose zone. National Academy Press, Washington, D.C., 374 pp.
- Oda M. (1985). Permeability tensor for discontinuous rock masses. Geotechnique 35: 483-495.
- Patacca E., Sartori R., Scandone P. (1990). Tyrrhenian basin and Apenninic Arcs: kinematic relations since late Tortonian times. Memorie della Società Geologica Italiana 45:425-451.
- Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N., Santini U. (1992). La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise "The junction area between the northern Apennine arc and the southern Apennine arc in Abruzzo and Molise regions". Studi Geologici Camerti, volume speciale (1991/2), CROP 11, 417-441.
- Pescatore T. (1965). Ricerche geologiche sulla depressione molisano-sannitica "Geological research on the Molise-Sannium depression". Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, 3/5:101-145.
- Singhal B.B.S., Gupta R.P. (1999). Applied hydrogeology of fractured rocks. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 400 pp.
- Scrocca D., Tozzi M., Parotto M. (1995). Assetto strutturale del settore compreso tra il Matese, le Mainarde e l'Unità di Frosolone. Implicazioni per l'evoluzione neogenica del sistema di sovrascorrimenti nell'Appennino centro-meridionale "Structural setting of the area between Matese Mt., Mainarde Mts. and Frosolone Unit. Implications for the evolution of the Neogene thrust system in the south-central Apennines". Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 2:407-418.
- Schlumberger Water Services (2007). AquiferTest Pro 4.2. Waterloo, Ontario, Canada.
- Snow D.T. (1969). Anisotropic permeability of fractured media. Water Resource Research 5:1273-1289.
- Sudicky E.A., McLaren R.G. (1992). The Laplace transform Galerkin technique for large scale simulation of mass transport in discretely fractured porous formations. Water Resources Research 28:499-514.
- Warren J.E., Root P.J. (1963). The behavior of naturally fractured reservoirs. SPE Journal 3:245-255.