

Modellazione di un acquifero a permeabilità fissurale: il complesso vulcanico del M. Amiata (Toscana meridionale)

Monica Nocchi✉, Massimo Salleolini

Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Siena (www.dst.unisi.it). Centro Interdipartimentale di Ricerca sull'Acqua - Università degli Studi di Siena (www.cra.unisi.it). salleolini@unisi.it

✉Autore corrispondente: Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Siena, Via Laterina 8, 53100 Siena, Italy - Tel. (+39) 0577 233808 Fax (+39) 0577 233938 nocchi@unisi.it

Modelling an aquifer with fracture permeability: the Mt. Amiata volcanic complex (southern Tuscany, Italy)

ABSTRACT: The study of the Mt. Amiata volcanic complex (central Italy) aims to address the problems involved in modelling fractured anisotropic media, focusing on the characterization of water flow within fracture networks. The paper reports first results based on finite element simulations and a detailed definition of fracturing. Modelling with only one tensor of hydraulic conductivity revealed a significant NNE-SSW anisotropy in the aquifer media which coincides with the main areas of groundwater outflow; there is good agreement between measured and calculated flows. Division of the domain in zones, each with its own tensor, allowed to realistically define the hydraulic conductivity field and to reduce differences between measured and calculated flows; the greater complexity of this approach is not enough to take account of local phenomena.

Key terms: Volcanic aquifer, Anisotropic media, Hydraulic conductivity tensor, Numerical modeling

Termini chiave: Acquifero vulcanico, Mezzi anisotropi, Tensore di conducibilità idraulica, Modellazione numerica

Riassunto

Il complesso vulcanico del M. Amiata è uno dei più importanti serbatoi idrici naturali della Toscana; tali rocce sono altamente permeabili per fessurazione e contengono un acquifero freatico particolarmente suscettibile ad ingere e diffondere inquinanti fluidi e idroveicolati in un territorio dove l'attività umana realmente e potenzialmente inquinante grava sui settori per loro natura più vulnerabili. L'assetto geometrico e la distribuzione spaziale delle fratture determinano le caratteristiche idrauliche dell'acquifero e pongono problemi teorici ed applicativi connessi all'elevata velocità di flusso, all'anisotropia del mezzo, alle limitate possibilità di attenuazione del carico inquinante ed alle difficoltà di quantificazione dei parametri. Il rilievo amiatino è interessato da indagini finalizzate ad approfondire le problematiche connesse alla modellazione dei mezzi anisotropi fratturati, con particolare attenzione alla caratterizzazione del flusso idrico e quindi ai diversi approcci modellistici utili a descrivere, alla grande scala, le condizioni di flusso all'interno di una rete di fratture; vengono presentati i primi risultati ottenuti con l'utilizzo di un programma di simulazione agli elementi finiti e sulla base di una definizione dettagliata dello stato di fratturazione.

L'approccio adottato può essere definito "continuo del mezzo poroso equivalente anisotropo"; l'anisotropia generata dai diversi sistemi di fratturazione è stata

rappresentata mediante il tensore della conducibilità idraulica sulla base di una campagna di rilevamento finalizzata alla creazione di una banca dati sulle principali caratteristiche delle discontinuità presenti nel complesso vulcanico ed all'identificazione delle famiglie di fratture che presiedono alla circolazione idrica. La modellazione numerica del flusso è stata realizzata con il software FEFLOW, operando in condizioni stazionarie; è stata utilizzata una strategia a complessità crescente partendo dal calcolo del tensore per l'intero dominio, per poi passare ai tensori delle zone a fessurazione simile. La calibrazione del modello numerico è stata basata sulle serie temporali di portata sorgiva a causa dell'assoluta mancanza di misure piezometriche adeguatamente distribuite. I risultati della modellazione effettuata con un unico tensore di conducibilità evidenziano una significativa anisotropia del mezzo lungo l'allineamento NNE-SSO, coincidente con le principali zone di recapito delle acque sotterranee, con una buona convergenza tra flussi misurati e calcolati. La suddivisione del dominio in zone, ognuna con i relativi tensori, ha consentito di individuare una realistica distribuzione del campo di conducibilità idraulica e di ridurre gli scarti tra flussi misurati e calcolati; la maggiore complessità dell'approccio non è comunque sufficiente per tener conto dei fenomeni locali.

Il programma di ricerca è finalizzato al conseguimento di simulazioni in transitorio capaci di

riprodurre l'andamento delle portate delle sorgenti misurate per significativi periodi di tempo. La corretta rappresentazione del comportamento idrodinamico dell'acquifero costituisce infatti il fondamento necessario per gestire correttamente il suo sfruttamento, per ricavare valide simulazioni del trasporto di eventuali inquinanti ed, in particolare, per delimitare le aree di salvaguardia delle opere di captazione.

Introduzione

Lo studio della circolazione idrica negli ammassi rocciosi costituisce una problematica molto importante non solo nell'ambito delle ricerche puramente idrogeologiche, ma anche nella risoluzione di problemi applicati all'ingegneria ambientale, civile e mineraria; ciò nonostante, tradizionalmente, gli studi si sono concentrati sui mezzi porosi a causa di una più immediata applicabilità delle formulazioni classiche dell'idrogeologia e di una maggiore importanza attribuita a questi mezzi nella ricerca idrica. La circolazione idrica nei mezzi fratturati pone infatti questioni più difficilmente risolvibili e modellabili, quali:

- la direzione generale del flusso non è sempre definibile e comunque spesso non coincide con i reali percorsi dell'acqua che dipendono dall'effettiva orientazione degli intersecanti sistemi di fratture,
- la conducibilità idraulica è soggetta a significative variazioni lungo, e non solo, una stessa direzione ed è fortemente legata alle caratteristiche geometriche e meccaniche delle discontinuità,
- i processi di ricarica superficiale sono localizzati in fasce di maggiore fessurazione.

Dal punto di vista idraulico, gli ammassi rocciosi sono mezzi discontinui, eterogenei ed anisotropi, nei quali i sistemi di discontinuità isolano blocchi di roccia che mantengono i caratteri originari e che costituiscono mezzi continui con porosità e permeabilità pressoché nulle; il comportamento idrodinamico dell'ammasso (con particolare riferimento alla conducibilità idraulica) è quindi funzione della distribuzione spaziale e dei parametri caratteristici delle discontinuità. L'applicazione delle tecniche modellistiche allo studio delle rocce fratturate si scontra quindi con difficoltà teoriche e pratiche: teoriche proprio a causa della complessità del loro comportamento idraulico (difficile da descrivere in termini matematici); pratiche perché esse sono spesso caratterizzate dalla mancanza di un'adeguata rete di monitoraggio piezometrico che costringe a calibrazioni basate solamente sui valori di portata sorgiva (Angelini & Dragoni, 1997), purtroppo anch'essi spesso temporalmente limitati. Anche con queste limitazioni, l'utilizzo di un modello numerico permette di ricavare una grande varietà di informazioni ed aiuta a comprendere i parametri che controllano il comportamento idrodinamico di queste rocce (Kovács *et*

alii, 2005; Francani & Cherubini, 2006; Scesi & Gattinoni, 2007).

In quest'ambito, viene presentata un'applicazione modellistica all'acquifero a permeabilità fissurale ospitato nel complesso vulcanico del M. Amiata, che eroga mediamente una portata complessiva di circa $56 \cdot 10^6$ m³/anno e che può essere considerato il più importante serbatoio idrico naturale della Toscana meridionale (Barazzuoli *et alii*, 2004). L'obiettivo della ricerca è di approfondire le problematiche connesse alla modellazione dei mezzi anisotropi fratturati, con particolare attenzione alla caratterizzazione del flusso idrico e quindi ai diversi approcci modellistici utili a descrivere, alla grande scala, le condizioni di flusso all'interno di un rete di fratture; il presente articolo illustra i primi risultati ottenuti con l'utilizzo di un programma di simulazione agli elementi finiti e sulla base di una definizione dettagliata dello stato di fratturazione e di una calibrazione basata sulle portate sorgive.

Inquadramento geologico-idrogeologico

Aspetti generali

Il Monte Amiata è situato nella Toscana meridionale tra le province di Siena e Grosseto, raggiunge la quota di 1.738 m s.l.m. ed è costituito da rocce vulcaniche che coprono una superficie di circa 90 km² (Figura 1). Dal punto di vista climatico, nella parte alta del rilievo la precipitazione è di 1.400 mm, la temperatura è di 10 °C e la neve persiste per circa 100 giorni, su base media pluriennale (Barazzuoli *et alii*, 1993).

La morfologia del rilievo amiatino è determinata da una successione di eventi eruttivi, collocati tra 318 e 190 ka (Ferrari *et alii*, 1996), che hanno portato alla messa in posto di una serie di duomi lavici ben allineati lungo la cosiddetta "Faglia del M. Amiata", un lineamento tettonico di importanza regionale (con direzione circa N 50°) che ha guidato la risalita e la fuoriuscita dei magmi (Calamai *et alii*, 1970; Ferrari *et alii*, 1996; Brogi *et alii*, 2010), dando origine ad una dorsale lunga circa 10 km.

Nell'area affiorano le seguenti unità geologico-strutturali (Brogi *et alii*, 2010), dall'alto:

- Complesso vulcanico del M. Amiata, composto prevalentemente da lave e domi riodacitici e, in misura minore, da lave latitiche (Quaternario), suddiviso in tre principali eventi eruttivi;
- argille, sabbie e conglomerati delle sequenze neoautoctone (Pliocene-Miocene);
- sequenze flyschoidi alloctone di facies ligure e subligure, rappresentate dalle argilliti e calcari della Formazione di Canetolo (Eocene), dalle argilliti della Formazione di S. Fiora e dalle arenarie calcaree della Formazione della Pietraforte (Cretaceo superiore-Paleocene) e dalle Argille con calcari "palombini" (Cretaceo inferiore);
- formazioni carbonatico-silicee ed argillitico-marnose

della “Falda Toscana” (Eocene-Trias).

Le rocce vulcaniche presentano un alto grado di permeabilità per fessurazione e contengono un acquifero freatico alimentato dall’infiltrazione meteorica, frazione delle piogge e delle nevi cadute sul rilievo (Calamai *et alii*, 1970; Boni *et alii*, 1986; Celico *et alii*, 1988; Barazzuoli & Salleolini, 1994; Barazzuoli *et alii*, 1995,

2004).

La circolazione idrica all’interno del serbatoio è associata alla diffusa microfessurazione dell’ammasso, da cui dipende principalmente l’immagazzinamento e la circolazione lenta ed estesa, ed alla presenza di macrofaglie, con elevata conducibilità idraulica, responsabili della circolazione idrica principale.

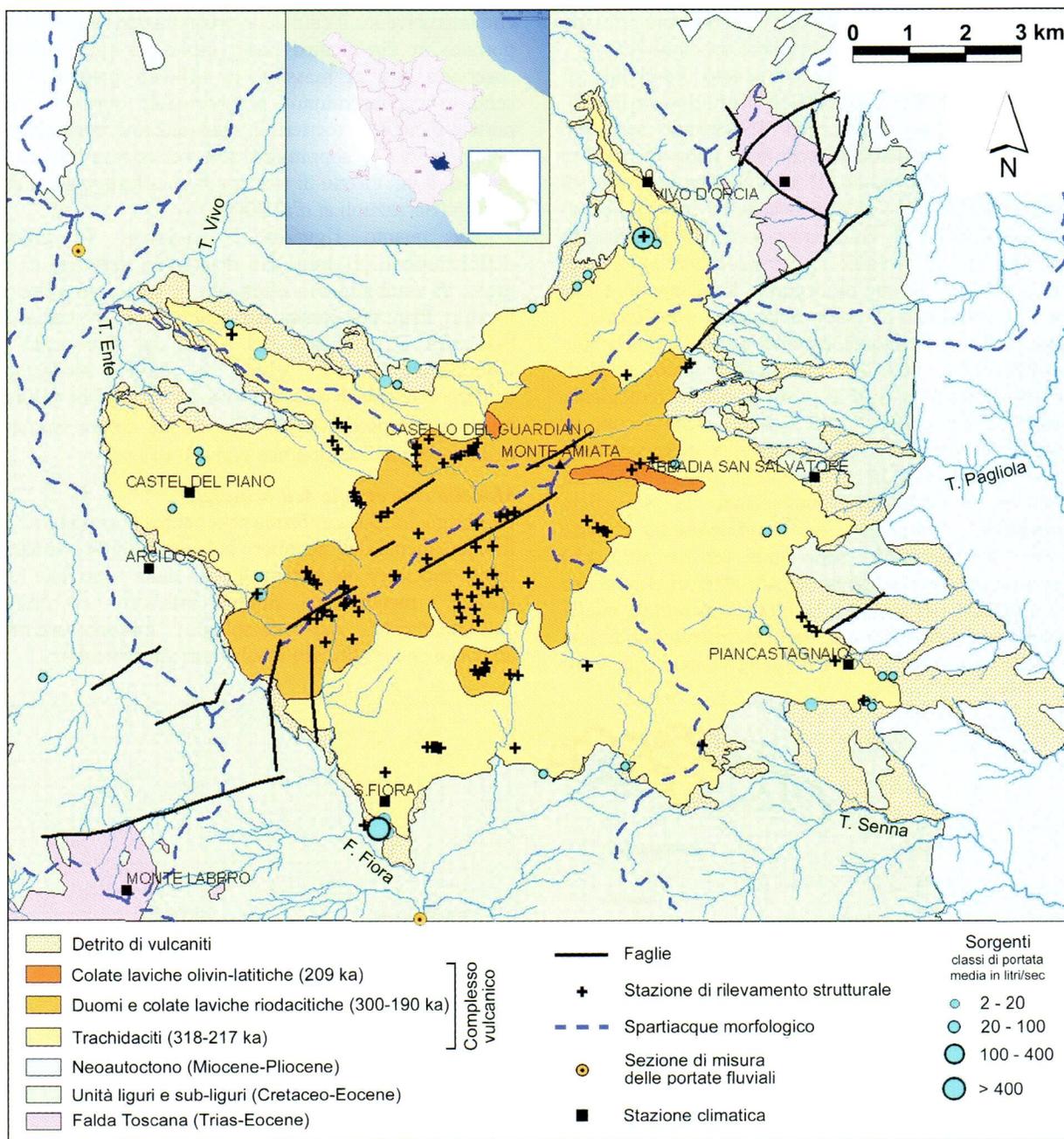


Figura 1. Schema geologico-idrogeologico della zona studiata (Toscana meridionale, Italia) ed ubicazione delle stazioni di rilevamento strutturale, delle sezioni di misura delle portate fluviali, delle stazioni climatiche e delle sorgenti con portate medie superiori a 2 litri/sec.

Figure 1. Geological-hydrogeological sketch map of the study area (southern Tuscany, Italy) and location of the stations for structural survey, sections for river discharge measurement, climatic stations and springs with average discharge greater than 2 liters per second.

La microfessurazione è legata alla contrazione che le masse vulcaniche subiscono in fase di raffreddamento ed è quindi plausibile pensare ad una distribuzione pressoché uniforme; le fratture di maggiori dimensioni hanno una genesi connessa ad eventi tettonici e tettono-gravitativi, ed è quindi probabile una loro organizzazione spaziale coerente con il locale campo di stress e tale da spiegare significative variazioni dei parametri idrodinamici anche a breve distanza. La porosità primaria è invece molto bassa, tanto da risultare trascurabile.

Tali rocce sovrastano un complesso flyschoidale di bassa permeabilità (complesso argilloso-marnoso-arenaceo), che le separa dal sottostante serbatoio geotermico prevalentemente costituito dalle formazioni fratturate di facies toscana. Il significativo contrasto di permeabilità lungo il contatto determina lo sviluppo di una ristretta fascia di emergenze sorgive (classificabili come *sorgenti per soglia di permeabilità sottoposta*: *sensu* Civita, 1972), che ne seguono l'andamento e che hanno influenzato lo sviluppo delle aree urbanizzate; il contatto tuttavia è frequentemente nascosto dall'ampia coltre detritica ai piedi del rilievo con il manifestarsi di numerose emergenze reali al posto di quelle geologiche. Alcune sorgenti, collocate più a monte, scaturiscono in prossimità di variazioni di permeabilità delle vulcaniti (*sorgenti per limite di permeabilità indefinito*) o di depressioni morfologiche intersecanti la superficie piezometrica (*sorgenti per affioramento della piezometrica*). In totale, sono state censite oltre 150 sorgenti, captate e non; la principale zona di emergenza idrica è ubicata nei pressi di S. Fiora, con portate medie complessive di oltre 700 L/s. Particolarmente importante è la Sorgente Ermicciolo, situata nelle vicinanze di Vivo

d'Orcia ed avente una portata media superiore ai 100 L/s, in quanto è l'unica che dispone di misure di portata a cadenza mensile pressoché continue dal 1939; di tutte le altre manifestazioni sorgentizie sono disponibili solo misure saltuarie, anche se talvolta relative a più anni.

L'analisi dei rapporti intercorrenti tra portate e precipitazioni, a livello mensile, ha consentito di stimare il tempo di risposta dell'acquifero (inteso come il tempo che intercorre tra il calo delle precipitazioni e quello delle portate) in due/quattro mesi; inoltre, è stato possibile osservare che ai massimi di afflusso meteorico non sempre corrispondono proporzionali aumenti delle portate e ciò è da mettere in relazione alla intensità delle precipitazioni e soprattutto alla persistenza del manto nevoso, il cui effetto di ricarica si manifesta con un certo ritardo (Barazzuoli *et alii*, 2004).

Per quanto riguarda i parametri idrodinamici dell'acquifero, gli unici dati disponibili derivano da una prova di emungimento effettuata in un pozzo situato in località Pian dei Renai nel Comune di Abbadia San Salvatore e realizzato nel 1974 dal Consorzio per l'Acquedotto del Vivo a fini idropotabili; l'interpretazione di questa prova ha fornito un valore di trasmissività pari a $4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, da cui deriva una stima della conducibilità idraulica pari a $1 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$.

Modello concettuale dell'acquifero

La Figura 2 mostra in forma schematica la geometria ed il funzionamento dell'acquifero vulcanico del M. Amiata. Il limite superiore del sistema è dato dalla superficie topografica, mentre il limite inferiore è definito dall'andamento del complesso marnoso-argilloso-arenaceo che costituisce il substrato impermeabile.

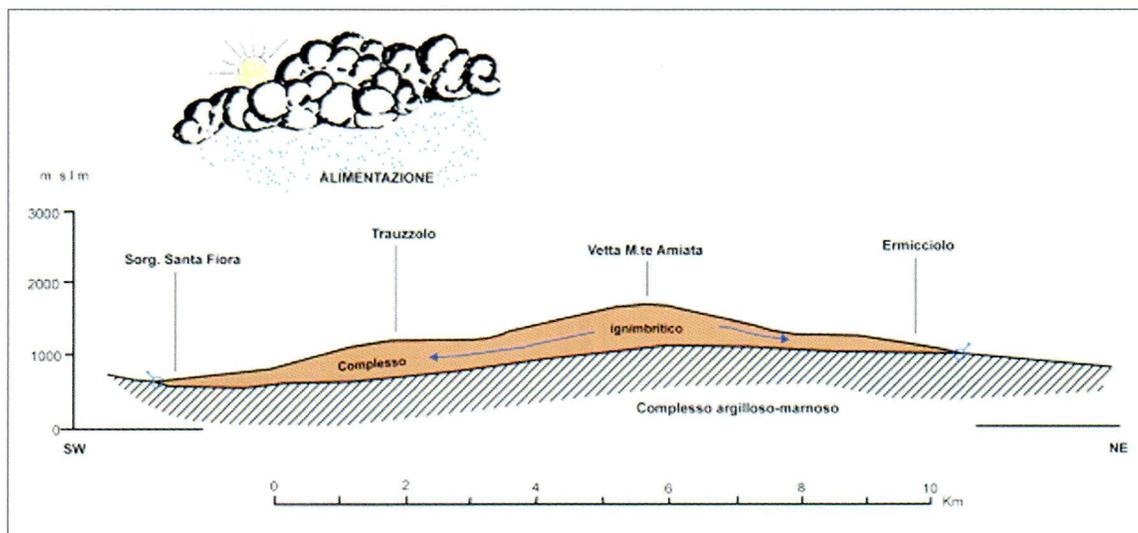


Figura 2. Rappresentazione schematica della geometria e del funzionamento dell'acquifero vulcanico del M. Amiata (Celico, 1988, modificato).

Figure 2. Schematic hydrogeological cross-section and conceptual model of the Mt. Amiata volcanic aquifer (Celico, 1988, modified).

La ricostruzione della geometria del substrato è resa difficoltosa dalla scarsa disponibilità di dati, soprattutto

nelle zone interne dove non sono stati eseguiti sondaggi sufficientemente profondi ma solo prospezioni geofisiche

con risultati difficilmente interpretabili per gli elevati spessori delle vulcaniti; è comunque da sottolineare il condizionamento di questa morfologia nei riguardi della circolazione idrica sotterranea, delineando spartiacque idrogeologici la cui geometria influisce sui bacini di alimentazione delle singole sorgenti generando un'ampia variazione delle portate (ovviamente legata anche all'anisotropia del mezzo). L'acquifero risulta isolato non ricevendo apporti idrici esterni; la ricarica è infatti rappresentata dalla sola infiltrazione efficace, che è elevata per la notevole capacità ricettiva del mezzo e la presenza di una fitta copertura boschiva. Il deflusso è dato dalla portata delle sorgenti (circa $51 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$) e secondariamente dal flusso di base dei corsi d'acqua amiatini (circa $5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$) (Barazzuoli *et alii*, 2004).

La distribuzione spaziale delle sorgenti consente di ipotizzare un flusso centrifugo che dalla zona centrale alimenta la base del rilievo vulcanico; tuttavia, la configurazione della superficie piezometrica proposta da Calamai *et alii* (1970) non sembra molto attendibile perchè troppo aderente all'andamento della topografia e totalmente indipendente dalla morfologia del substrato e dalle discontinuità presenti nelle zone indagate, ma soprattutto perchè non è basata su un vero e proprio rilevamento piezometrico (impossibile vista la mancanza di una rete di perforazioni idonee), ma solamente su prospezioni e valutazioni indirette.

Conducibilità idraulica nei mezzi fratturati

Nell'assunzione di una completa impermeabilità di una roccia sana, l'acqua si muoverà soltanto lungo le discontinuità presenti nell'ammasso. Assimilando il flusso dell'acqua nel giunto a quello che avviene tra due piani paralleli o subparalleli ed applicando l'equazione indefinita di Navier-Stokes, si potrà derivare il valore della conducibilità idraulica K (LT^{-1}) del singolo giunto liscio, in condizioni di moto laminare:

$$K = \frac{\gamma a^2}{12\mu} = \frac{ga^2}{12\nu} \quad (1)$$

dove: a = apertura media del giunto (L); g = accelerazione di gravità (LT^{-2}); γ , μ , ν = rispettivamente: peso specifico ($\text{ML}^{-2}\text{T}^{-2}$), viscosità dinamica ($\text{MT}^{-1}\text{L}^{-1}$) e viscosità cinematica dell'acqua (L^2T^{-1}). In realtà, le discontinuità presenti negli ammassi rocciosi non sono mai isolate ma, nella condizione più semplice, sono organizzate in una famiglia; tra le caratteristiche geometriche e meccaniche delle discontinuità si dovrà allora considerare anche la giacitura della i -esima famiglia, la frequenza e l'apertura medie, condizionando queste la direzione del flusso idrico sotterraneo. Occorre quindi esprimere la conducibilità idraulica come un tensore (Louis, 1974).

Nel complesso, il comportamento idraulico dell'ammasso dipenderà sia dalle proprietà delle fratture, da cui dipende l'anisotropia del mezzo, che dalle caratteristiche del blocco sano da cui dipende il contributo isotropo k (Snow, 1969), anche se quest'ultimo è spesso di scarsa rilevanza (Figura 3). Sarà allora possibile determinare le due permeabilità direzionali $k_{//}$ (permeabilità parallela alla frattura) e k_{\perp} (permeabilità ortogonale alla frattura):

$$k_{//} = \frac{a^3 \cdot f}{12} + k \quad k_{\perp} = k \quad (2)$$

dove: a = apertura media della famiglia di fratture (L); f = frequenza media della famiglia di fratture ($1/\text{L}$); k = permeabilità isotropa del blocco (L^2).

A livello macroscopico, il massiccio fessurato presenta dunque delle caratteristiche di anisotropia della conducibilità rappresentate da un tensore di permeabilità equivalente; è necessario esprimere questo tensore nel sistema di riferimento (x, y, z) per effettuare i calcoli in coordinate cartesiane. L'orientazione dei piani di frattura può essere definita in modo completo da un vettore unitario \vec{n}

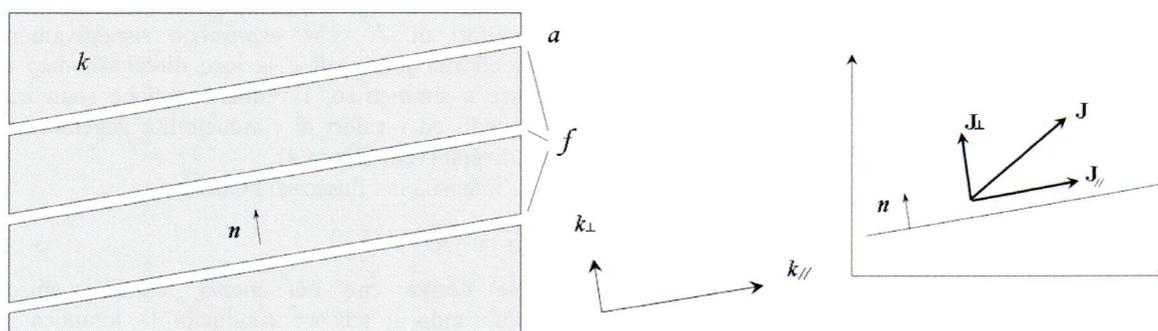


Figura 3. Rappresentazione schematica di un blocco interessato da una sola famiglia di fratture: n = vettore unitario ortogonale al piano di frattura; J = vettore forza motrice (gradiente idraulico).

Figure 3. Schematic representation of a mass block affected by one fracture set: n = unit vector orthogonal to the plane of fracture; J = power vector (hydraulic gradient).

perpendicolare al piano della fessura e determinabile attraverso l'analisi della fratturazione, coincidendo con il

polo medio della famiglia considerata con direzione di immersione α e inclinazione β . Le componenti del vettore

re lungo gli assi cartesiani saranno:

$$\vec{n} = \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin \alpha \cdot \cos \beta \\ \cos \alpha \cdot \cos \beta \\ -\sin \beta \end{pmatrix} \quad (3)$$

Stimati \vec{n} , a e f , per una generica forza motrice data dal vettore cartesiano \vec{J} (gradiente idraulico), il vettore

$$\vec{J}_{//} = \vec{J} - \vec{J}_{\perp} = \vec{J} - (\vec{J} \cdot \vec{n})\vec{n} = \vec{J} - \vec{n} \otimes \vec{n}\vec{J} = (I - \vec{n} \otimes \vec{n})\vec{J} \quad (4)$$

in cui I = matrice identità e $\vec{n} \otimes \vec{n}$ = prodotto tensoriale di \vec{n} per sé stesso sono dati da:

$$I = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \quad \vec{n} \otimes \vec{n} = \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x & y & z \end{pmatrix} = \begin{vmatrix} xx & xy & xz \\ yx & yy & yz \\ zx & zy & zz \end{vmatrix} \quad (5)$$

Il tensore di permeabilità equivalente del volume di roccia contenente la famiglia di fessure sarà (Király, 1969):

$$\bar{k} = k_{//}(I - \vec{n} \otimes \vec{n}) + kI \quad (6)$$

$$\bar{k} = \begin{vmatrix} k_{xx} & k_{xy} & k_{xz} \\ k_{yx} & k_{yy} & k_{yz} \\ k_{zx} & k_{zy} & k_{zz} \end{vmatrix}$$

Il prodotto tensoriale $\vec{n} \otimes \vec{n}$ consente quindi di ottenere un tensore di secondo ordine il cui significato geometrico corrisponde alla direzione ortogonale al piano lungo la quale non si ha flusso; dal prodotto $k_{//}(I - \vec{n} \otimes \vec{n})$ si ottiene il proiettore della permeabilità nel sistema di riferimento considerato (x, y, z). Per passare dal tensore di permeabilità a quello di conducibilità idraulica è sufficiente moltiplicare \bar{k} per la costante del fluido $g\rho/\mu$ (in questo caso quella dell'acqua), dove ρ è la densità (ML^{-3}). Considerando $g = 10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$, $\rho = 1.000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, $\mu = 10^{-3} \text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$, si ottiene:

$$\bar{K} = \bar{k} \cdot 10^7 = \begin{vmatrix} k_{xx} & k_{xy} & k_{xz} \\ k_{yx} & k_{yy} & k_{yz} \\ k_{zx} & k_{zy} & k_{zz} \end{vmatrix} \cdot 10^7 \quad (7)$$

Nel caso in cui siano presenti più famiglie di fratture (Figura 4), come avviene frequentemente in natura, tra le caratteristiche geometriche e meccaniche delle discontinuità si dovrà allora considerare anche la giacitura, l'apertura e la frequenza di ciascuna i -esima famiglia. Quindi, in un massiccio roccioso interessato da n famiglie di fratture, ciascuna caratterizzata da \vec{n}_i e

flusso lungo il piano della fessura è ottenuto dal prodotto della permeabilità parallela $k_{//}$ (eq. 2) con il vettore forza motrice $J_{//}$ nel piano della fessura. Quest'ultimo è dato da:

$k_{i//}$, il tensore equivalente risultante è ottenuto per somma di ciascuna famiglia i e completato dal contributo isotropo dei blocchi sani, ossia:

$$\bar{K} = \sum_{i=1}^n \bar{k}_i \cdot 10^7 = \left(\sum_{i=1}^n k_{i//}(I - \vec{n}_i \otimes \vec{n}_i) + kI \right) \cdot 10^7 \quad (8)$$

In un mezzo anisotropo tridimensionale, il tensore di conducibilità idraulica \bar{K} è sempre simmetrico rispetto alla sua diagonale e presenta sempre tre direzioni principali lungo le quali è possibile definire i valori di conducibilità principali (K_1, K_2, K_3). Nel caso di più famiglie di discontinuità, le direzioni principali e le conducibilità principali non corrispondono necessariamente con l'orientazione e la $k_{//}$ di una o dell'altra famiglia, cosicché la definizione delle direzioni medie di anisotropia risulta poco intuitiva. In tal caso sarà necessario procedere al calcolo degli autovalori e degli autovettori di \bar{K} che esprimono rispettivamente le conducibilità principali e le loro direzioni; dato che il tensore è simmetrico, i vettori direzione sono tra loro ortogonali ed i valori di conducibilità generalmente tra loro diversi (vedi Figura 4).

L'intensità del flusso sarà data da:

$$\vec{q} = -\bar{K} \cdot \nabla H \quad (9)$$

Ne deriva che nei mezzi fessurati anisotropi, moltiplicando il tensore conducibilità idraulica per il vettore gradiente idraulico si ottiene un vettore flusso, diversamente orientato rispetto al gradiente idraulico; ciò significa che l'acqua non si muove lungo la direzione del

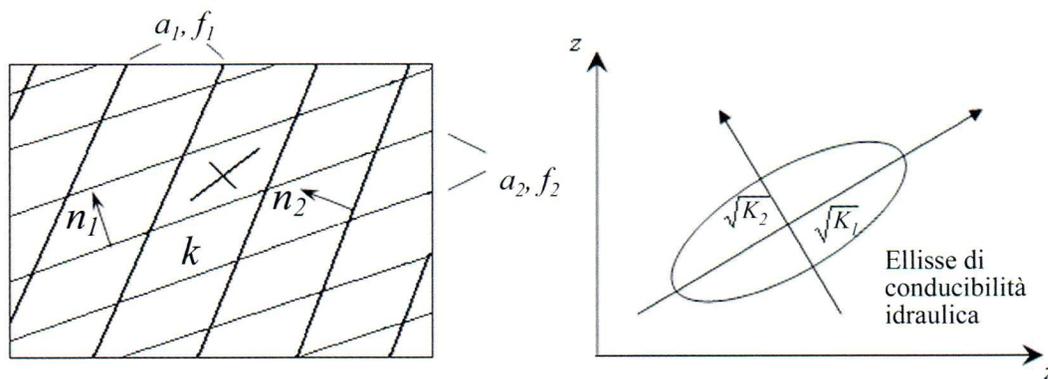


Figura 4. Rappresentazione schematica di un blocco interessato da due famiglie di fratture con diversa orientazione, apertura (a) e frequenza (f) e relativa ellisse di conducibilità idraulica (gli assi dell'ellisse sono le direzioni principali a cui si applicano i valori di conducibilità principale; caso 2D).

Figure 4. Schematic representation of a mass block affected by two fracture sets with different orientation, opening (a) and frequency (f) and relative hydraulic conductivity ellipse (the ellipse axes are the principal directions to which the main conductivity values apply; 2D case).

gradiente.

Conducibilità e direzioni principali possono essere usate per la costruzione dell'ellissoide di conducibilità idraulica (o di permeabilità) i cui semiassi hanno la stessa orientazione delle direzioni principali e lunghezza proporzionale al relativo valore di conducibilità principale in quella direzione. La Figura 5 mostra che maggiore è l'anisotropia del mezzo, e quindi maggiori sono le differenze tra i tre valori di conducibilità idraulica principale, maggiore sarà lo schiacciamento dell'ellissoide.

Nel caso di una sola famiglia di discontinuità in cui i piani di frattura coincidano con gli assi cartesiani, il tensore delle conducibilità principali presenterà due valori uguali, le cui direzioni principali giacciono sul piano della frattura, ed un terzo valore coincidente con la conducibilità isotropa della roccia sana e perpendicolare alle precedenti. Infine, il caso più semplice è quello di un mezzo isotropo in cui le conducibilità idrauliche principali sono uguali e il relativo ellissoide è una sfera; in tale situazione, il tensore può essere sostituito da uno scalare.

Discontinuità nelle vulcaniti amiatine

La conducibilità idraulica delle rocce fratturate dipende quindi dalle caratteristiche geometriche e meccaniche delle famiglie di discontinuità. I parametri che consentono di caratterizzare la singola discontinuità ed in grado di regolare entità e caratteristiche del flusso idrico nella frattura sono: orientamento, persistenza, apertura, riempimento, scabrezza e grado di alterazione. Il grado di fratturazione dipende invece dall'organizzazione spaziale delle diverse discontinuità e può essere descritto attraverso spaziatura, frequenza, forma e dimensione dei blocchi.

La caratterizzazione della conducibilità idraulica del complesso vulcanico del M. Amiata è stata affrontata mediante un rilevamento strutturale di dettaglio delle discontinuità eseguito appositamente per scopi idrogeologici; l'acquisizione dei dati di campagna è stata effettuata nel periodo Aprile-Settembre 2008, per un totale di 101 stazioni di rilevamento e circa 2.000 misure (Figura 1).

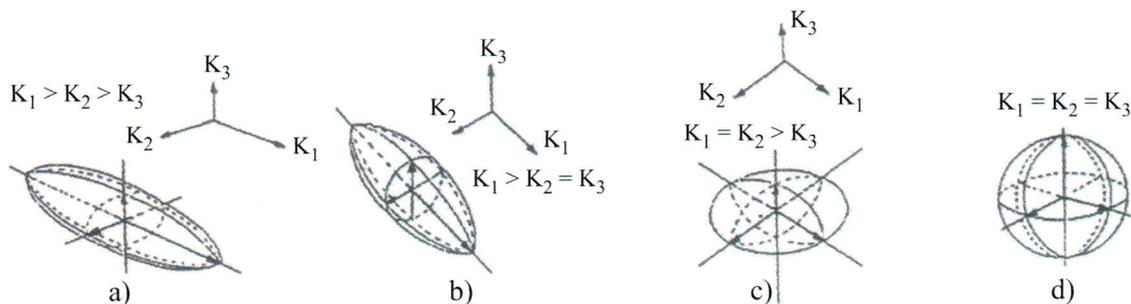


Figura 5. Ellissoide di riferimento del tensore di conducibilità idraulica K (o di permeabilità k) per gradi di anisotropia decrescenti (a,b,c) e per mezzi isotropi (d) (Scesi & Gattinoni, 2007).

Figure 5. Reference ellipsoid of hydraulic conductivity tensor K (or permeability k) for decreasing degree of anisotropy (a, b, c) and for isotropic media (d) (Scesi & Gattinoni, 2007).

Una delle principali difficoltà riscontrate in campagna è stata l'individuazione di affioramenti ben distribuiti sul territorio e sufficientemente estesi ed integri per l'acquisizione di misure significative a causa della fitta copertura boschiva e dell'aspetto massivo del complesso trachidacitico basale che risulta molto alterato. I numerosi affioramenti visitati e misurati sono abbastanza disomogenei (Figura 6); infatti, mentre in alcune stazioni le fratture si raggruppano in una o due famiglie ben definite, in altre si ha una notevole dispersione senza concentrazioni particolari. Mediamente, le fratture appaiono poco persistenti, con lunghezze che raramente superano i 10 m, poco regolari, con superfici piuttosto scabre e con aperture rilevanti (anche di qualche centimetro fino a oltre il decimetro) in aree interessate da dissesti e locali fenomeni di *creeping*.

L'elaborazione dei dati in senso strutturale è stata condotta con l'ausilio del programma StereoNet (ver. 3.03) che genera proiezioni stereografiche equiareali a

partire da dati di direzione, inclinazione e immersione; mediante un processo di *contouring*, i poli sono stati raggruppati secondo classi percentuali di frequenza ottenendo delle aree i cui baricentri sono i poli medi delle famiglie di discontinuità (Figura 7).

È così possibile individuare cinque aree distinte, cui corrispondono i valori più alti di frequenza, alle quali sono associati altrettanti sistemi principali di fratturazione:

l'area n. 1 ha direzione compresa tra N140°E e N175°E ed inclinazioni medie comprese tra 65° e 90° sia verso OSO che verso ENE, anche se la maggior parte dei piani inclina proprio in quest'ultima direzione;

l'area n. 2 presenta direzioni comprese tra N60°E e N85°E con inclinazioni di 75°-85° verso NNO;

l'area n. 3 ha direzioni principalmente comprese tra N20°E e N40°E, immersioni verso ESE e inclinazioni variabili tra 75° e 90°;



Figura 6. Sistemi di fratture nelle rocce vulcaniche del M. Amiata: a) frattura netta di lunghezza circa 2 m; b) regolare sistema di fratture subverticali che separano blocchi prismatici, a superfici nette, smossi per *creep*; c) regolare sistema di fratture subverticali quasi serrate; d) affioramento costituito da un irregolare accumulo di blocchi con dimensioni metriche.

Figure 6. Fracture sets in the Mt. Amiata volcanic rocks: a) sharp fractures about 2 m in length; b) regular set of subvertical fractures separating prismatic blocks, with sharp surfaces, slightly creep-dislocated; c) regular set of almost closed subvertical fractures; d) outcrop consisting of irregular blocks of metric size.

L'area n. 4 giace con direzione N45°E - N75°E, inclinando di 70°-90° in direzione SSE

infine, l'area n. 5 ha direzioni comprese tra N75°E e N95°E ed immerge principalmente verso S con inclinazioni di 75°-90°.

Caratteristica comune alle varie famiglie è l'inclinazione sub-verticale (immersioni comprese tra 75° e 90°), da cui deriverà ovviamente una corrispondente conducibilità idraulica principale sub-verticale; le direzioni sono più distribuite, con prevalenza del settore N20°-90°.

Modellazione numerica

Discretizzazione e condizioni ai limiti

L'elaborazione del modello numerico dell'acquifero vulcanico del M. Amiata è stata effettuata avvalendosi del software ad elementi finiti FEFLOW (ver. 5.3) (Diersch, 2006a, 2006b).

L'acquifero è stato discretizzato mediante una maglia costituita da 66.388 elementi triangolari (34.004 nodi), che copre l'intero affioramento delle vulcaniti con l'aggiunta di alcune zone occupate dal relativo detrito dove sono presenti sorgenti con portate degne di rilievo; gli elementi significativi (essenzialmente le sorgenti, il pozzo di Pian dei Renai ed alcuni piezometri situati nei pressi della Galleria Nuova a S. Fiora) sono stati inseriti come punti fissi e di maggior raffinamento della maglia. La taglia media degli elementi è compresa tra 30 e 100 m.

Per un miglior affinamento verticale, il dominio è stato suddiviso in 7 strati; la maglia tridimensionale risulta quindi costituita da 464.716 elementi e 272.032 nodi (Figura 8).

Le condizioni ai limiti attribuite al modello derivano direttamente dal modello concettuale. Ai nodi che rappresentano le sorgenti (ed a quelli corrispondenti ai due corsi d'acqua principali alimentati dalla falda, F. Fiora e T. Ente) è stato assegnato un limite di 1° tipo, ovvero il valore del carico idraulico corrispondente alla loro quota altimetrica. Ad esso è stato aggiunto un vincolo (*constraint*) dovuto al fatto che una sorgente è correttamente rappresentata da un carico idraulico imposto solo se la piezometria simulata risulta maggiore della sua quota, in caso contrario la sorgente non esiste (si esaurisce); imponendo quindi un flusso massimo pari a 0 m³/giorno (per convenzione, i flussi in uscita si considerano negativi, mentre quelli in entrata sono positivi), la sorgente potrà far registrare solo flussi in uscita o nulli.

La maggior parte del volume d'acqua erogato dall'acquifero del M. Amiata (circa 1600 L/s su una portata complessiva di quasi 1800 L/s) alimenta le oltre 150 sorgenti disposte lungo il suo limite. Il resto va a costituire il flusso di base dei torrenti, contribuendo direttamente al loro regime idrologico (Barazzuoli *et alii*, 2004); il modello di simulazione considera solamente il T. Ente ed il F. Fiora, che da soli costituiscono più dell'80 % del flusso di base totale.

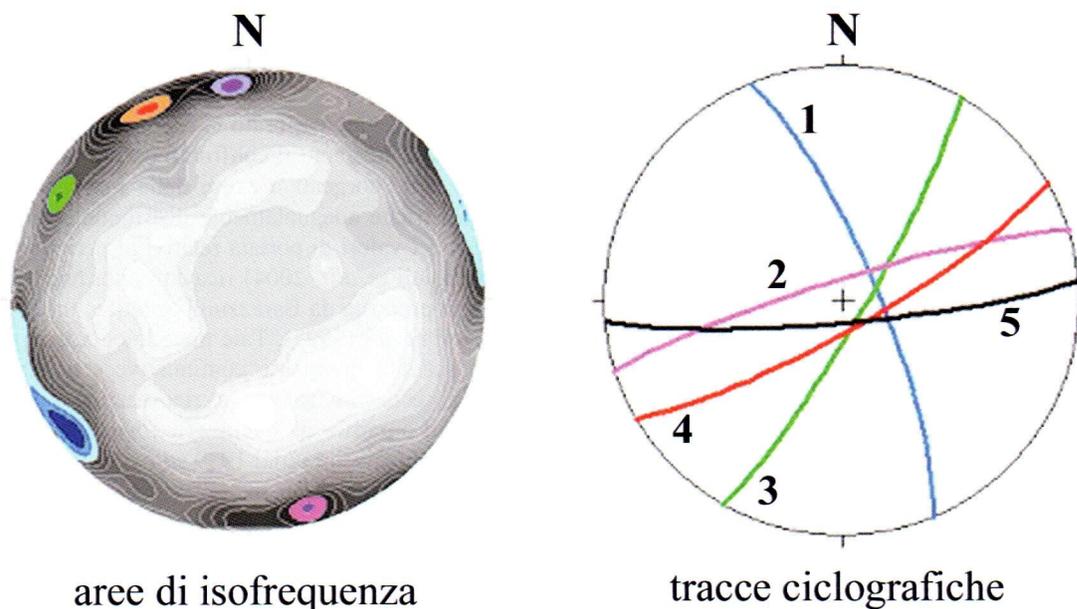


Figura 7. Stereonet relativo alla totalità dei dati raccolti nelle rocce vulcaniche del M. Amiata (emisfero inferiore, proiezione equiareale). Sinistra: aree di isofrequenza dei poli. Destra: tracce ciclografiche delle giaciture medie delle famiglie di discontinuità.

Figure 7. Stereonet of all data collected in the Amiata volcanic rocks (lower-hemisphere, equal-area projection). Left: isofrequency areas of the poles. Right: average traces for each discontinuity set.

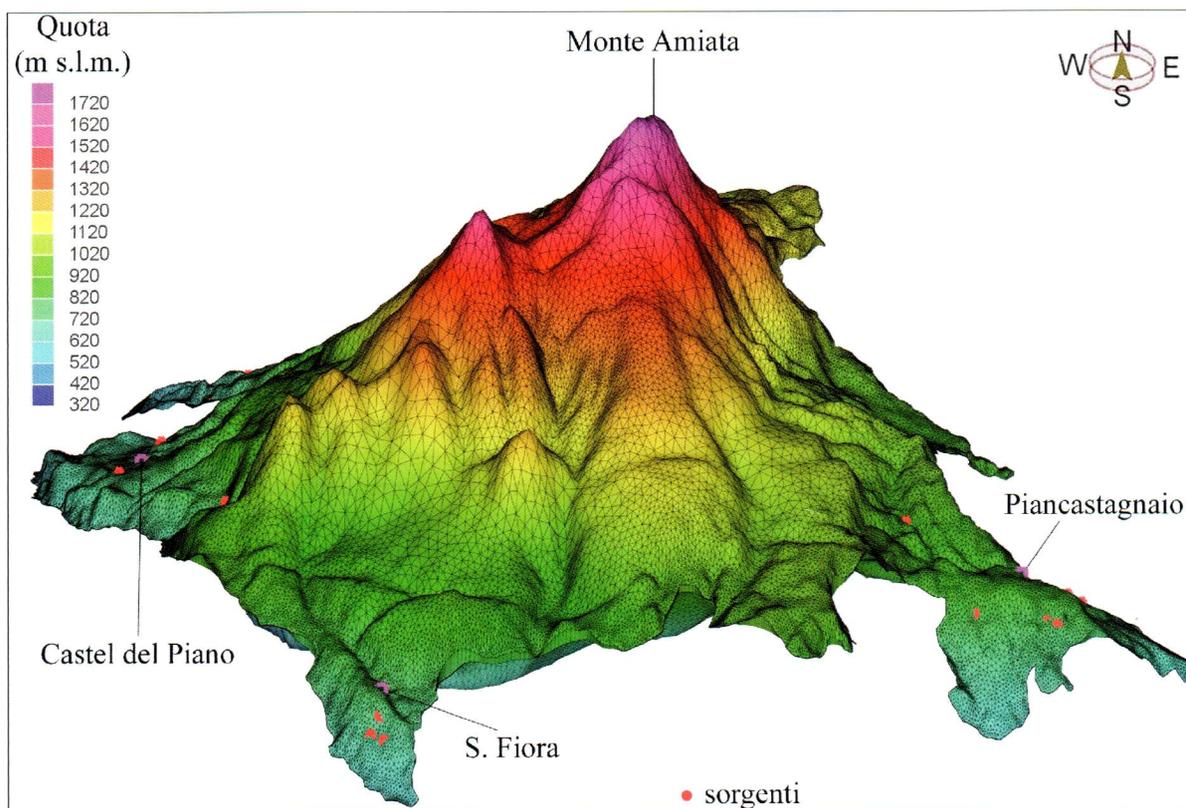


Figura 8. Maglia di discretizzazione per il modello numerico tridimensionale del sistema acquifero contenuto nel complesso vulcanico del M. Amiata. L'esagerazione verticale è 5x.

Figure 8. Discretization mesh for the three-dimensional numerical model of the aquifer system in the Mt. Amiata volcanic complex. The vertical exaggeration is 5x.

L'acquifero non riceve contributi superficiali o sotterranei da bacini idrografici o acquiferi circostanti, né subisce perdite verso gli stessi; la ricarica naturale è quindi legata al solo contributo dell'infiltrazione meteorica, frazione delle precipitazioni efficaci (P_e). Ai fini della simulazione in regime permanente, il calcolo delle P_e è stato effettuato partendo dai valori pluviometrici e termometrici medi trentennali (riferiti all'anno idrologico 1967-1996) relativi alle stazioni climatiche di Castel del Piano, Vivo d'Orcia, Casello del Guardiano, Abbadia San Salvatore, Piancastagnaio e S. Fiora (Figura 1) e sulla base della metodologia di Thornthwaite & Mather (1957). L'infiltrazione media è stata poi stimata mediante l'utilizzo dei cosiddetti *coefficienti di infiltrazione potenziale* (Celico, 1988). Le rocce affioranti sono solamente le vulcaniti quaternarie dotate di un elevato grado di permeabilità per fessurazione; considerando inoltre l'elevata densità della copertura vegetale, che favorisce l'infiltrazione rallentando il ruscellamento superficiale, si è ritenuto opportuno adottare il coefficiente 0,95 proposto da Barazzuoli *et alii* (2004). L'infiltrazione è stata dapprima calcolata in ogni stazione applicando il coefficiente scelto al relativo valore di P_e e poi regionalizzata; il valore medio sull'intero dominio è di 587 mm/anno.

Calibrazione

Generalità

Il modello è stato calibrato in regime permanente per falda freatica mediante il confronto con le portate medie erogate dalle sorgenti a causa della mancanza di misure piezometriche adeguatamente distribuite; sono stati così utilizzati i valori di portata relativi al periodo 1967-1996 (Barazzuoli *et alii*, 2004) ricavati sulla base della metodologia proposta da Barazzuoli & Salleolini (1994) e Barazzuoli *et alii* (1995). Tale metodologia, resa necessaria dalla scarsità di misure continuative e generalizzate di portata, consente infatti la ricostruzione delle portate mancanti a partire da quelle effettivamente misurate alla Sorgente Ermicciolo (dal 1939 ad oggi).

Il problema della modellazione del flusso è stato affrontato secondo tre diverse strategie a complessità crescente:

- 1^a - assegnazione di un valore unico di conducibilità idraulica;
- 2^a - calcolo del tensore di conducibilità idraulica da applicare all'intero dominio;
- 3^a - suddivisione del dominio in zone a simile fratturazione e calcolo dei relativi tensori di conducibilità idraulica.

L'approccio modellistico adottato è quello definito "continuo del mezzo poroso equivalente", nel quale le singole fratture non vengono considerate (cioè inglobate nel modello), ma il mezzo è trattato alla stregua di un singolo continuo (Francani & Cherubini, 2006). Questo approccio è ritenuto corretto per studi a scala regionale (Bear & Berkowitz, 1987; Bear, 1993; Scanlon *et alii*, 2003), dove vengono prese in considerazione un numero elevato di fratture; infatti, dal punto di vista idraulico, un mezzo fratturato tende a comportarsi come un mezzo poroso all'aumentare della densità delle fratture, di apertura costante piuttosto che disomogeneamente distribuita, con orientazione disomogeneamente distribuita piuttosto che costante, o infine considerando domini di grandi dimensione (Kovács, 2003).

In tal caso, i parametri idrodinamici vengono descritti come equivalenti ad un mezzo poroso: ai reali valori di conducibilità idraulica viene sostituito un valore di conducibilità equivalente, che costituisce semplicemente il valore medio di K relativo ad un settore o a tutta la struttura, il cui valore può essere anche notevolmente diverso da quello effettivo nei diversi punti

dell'acquifero. L'eterogeneità viene quindi trattata in termini di parametri effettivi del modello e della loro distribuzione spaziale; l'eterogeneità del mezzo fratturato è così modellata per mezzo di un numero limitato di regioni, ciascuna delle quali aventi proprietà uniformi (Kovács, 2003).

L'approccio rende conto dell'anisotropia del mezzo, ma non dei fenomeni a piccola scala, modellabili solo con un approccio di tipo discreto; i risultati ottenuti con la sua applicazione rappresentano valori mediati su volumi sufficientemente grandi del dominio oggetto di studio ed è quindi impossibile ottenere stime affidabili dei carichi idraulici o delle concentrazioni in punti definiti del dominio (Francani & Cherubini, 2006); le sorgenti, essendo manifestazioni praticamente puntuali, sono fortemente legate al locale stato di fratturazione e poiché la principale limitazione dell'approccio continuo, anche se anisotropo, è quella di escludere la ricostruzione della reale rete di fratture, i valori di flusso simulati per ogni singola sorgente possono divergere anche di molto dai valori misurati.

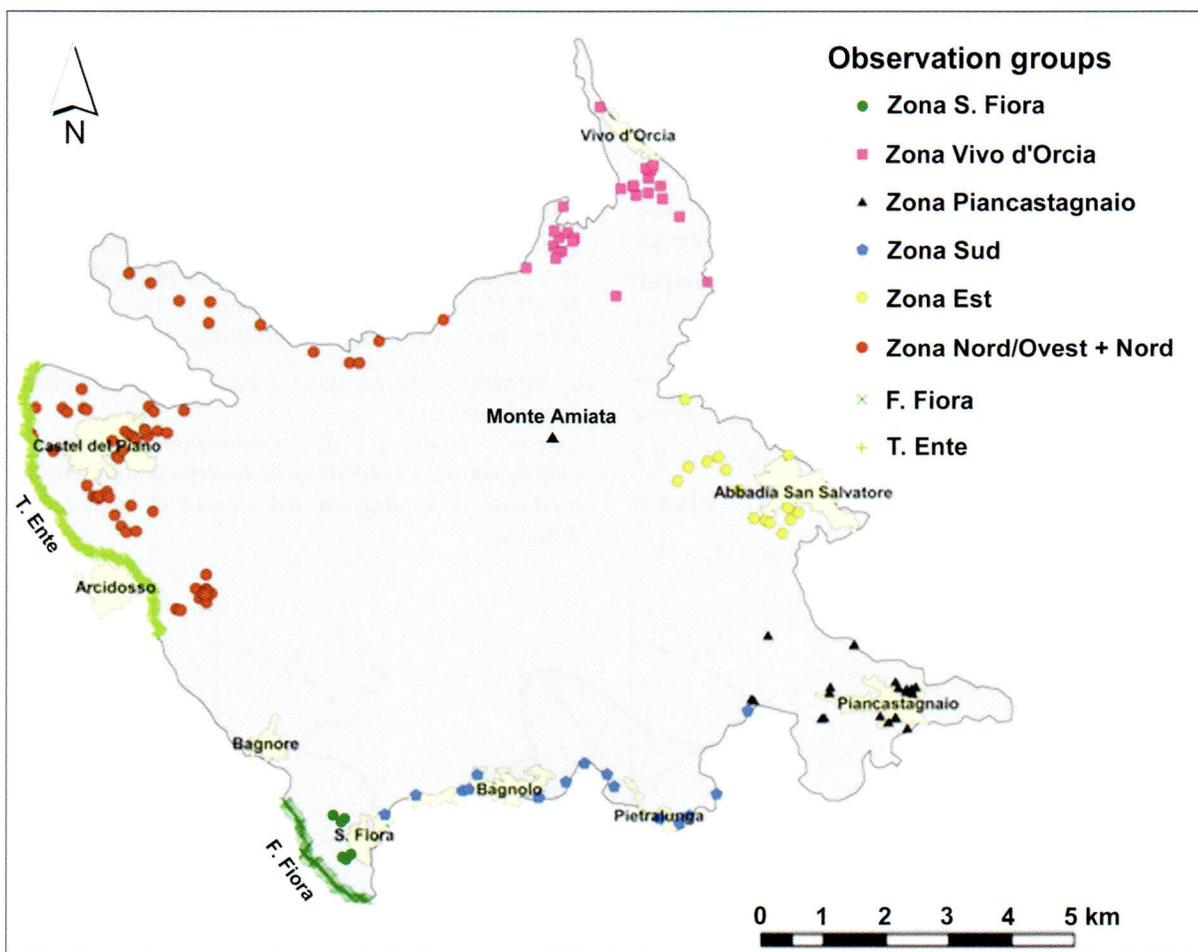


Figura 9. Distribuzione degli *observation groups* per il calcolo del flusso per zone.
 Figure 9. *Observation group distribution to calculate the flow for areas.*

Per ovviare al problema, almeno in parte, sono stati messi a confronto i valori di flusso in uscita di gruppi di sorgenti, rappresentativi della situazione idrodinamica presente nelle diverse zone dell'acquifero, in cui il valore del flusso misurato deriva dalla somma delle portate delle singole sorgenti che vi ricadono; sono state così adottate sei zone in cui verificare le portate sorgive, più due gruppi per la verifica dei flussi di base del F. Fiora e del T. Ente (Figura 9). Come accennato, il flusso sotterraneo è stato simulato in regime permanente e quindi, in tutte le strategie adottate, l'unico parametro idrodinamico richiesto è la conducibilità idraulica; durante il processo di calibrazione, questo parametro è stato modificato al fine di ottimizzare gli scarti tra i valori misurati e quelli simulati delle quote delle sorgenti e delle portate sorgive, e in modo tale che lo scarto tra flussi in ingresso e flussi in uscita fosse minimo.

Il calcolo delle conducibilità idrauliche principali e delle relative direzioni è stato eseguito secondo il metodo sopra esposto. Il tensore di conducibilità idraulica è stato calcolato con l'equazione (8); le conducibilità principali sono state poi calcolate con il programma MATLAB che consente di ottenere gli autovalori e gli autovettori di una matrice 3x3.

Nel caso di mezzi anisotropi, il modello richiede anche l'inserimento delle direzioni delle tre conducibilità idrauliche principali, definite tramite i tre angoli Euleriani; essi sono stati calcolati seguendo la convenzione prevista in FEFLOW (Figura 10) misurandoli graficamente in ambiente AutoCAD. Gli assi x_1, x_2 e x_3 definiscono gli assi cartesiani x, y, z , mentre gli assi x_1^m, x_2^m, x_3^m sono le direzioni principali corrispondenti rispettivamente alle conducibilità principali K_1, K_2, K_3 e le cui componenti sugli assi cartesiani sono i rispettivi autovettori. Secondo la convenzione adottata, Φ è l'angolo compreso tra l'asse x e l'intersezione del piano $x_1^m - x_2^m$ con il piano $x-y$, θ è l'angolo compreso tra l'asse z e la direzione x_3^m , infine ψ è l'angolo compreso tra l'intersezione del piano $x_1^m - x_2^m$

con il piano $x-y$ e la direzione x_1^m

1ª strategia: mezzo poroso equivalente ed isotropo

Il sistema reale è stato ricondotto ad un mezzo poroso ed isotropo; il valore della conducibilità idraulica equivalente che meglio approssima le portate erogate dall'acquifero e le quote delle sorgenti è pari a $0,72 \cdot 10^{-4}$ m/s. I risultati ottenuti riguardo le portate in uscita dalle sorgenti, raggruppate secondo le zone di Figura 9, ed i flussi di base dei due principali corsi d'acqua sono mostrati nella Figura 11; si può così evidenziare che i flussi in uscita simulati sono nettamente più bassi di quelli misurati per le sorgenti della zona di S. Fiora e per il F. Fiora, mentre negli altri casi la simulazione ha determinato valori di portata superiori a quelli reali. È da sottolineare che i flussi di base misurati nel F. Fiora e nel T. Ente derivano dai dati reperiti in due sole campagne di misura (Barazzuoli *et alii*, 2004), oltretutto condotte in periodi non ricadenti nel periodo 1967-1996 preso come riferimento; in questi casi, il confronto tra valori simulati e misurati è quindi da ritenersi poco significativo, anche se resta ovviamente un utile elemento di paragone. La superficie piezometrica simulata (Figura 12) è caratterizzata da una vasta zona a basso gradiente idraulico (circa 2%), compresa tra la vetta ed il limite meridionale del complesso vulcanico, e da uno spartiacque idrogeologico, posto a nord-est della vetta, che separa il bacino di alimentazione delle sorgenti della zona di Vivo d'Orcia dal resto del sistema. Nel complesso, questa prima strategia non ha portato a risultati soddisfacenti soprattutto in relazione alle portate simulate, nonostante i confronti siano stati fatti sulla base di zone sufficientemente estese da limitare gli effetti locali della fratturazione, risultato di fatto atteso dato il notevole livello di semplificazione introdotto.

2ª strategia: mezzo poroso equivalente ed anisotropo (tensore unico)

Questa strategia di calibrazione tiene conto dell'anisotropia generata dalle diverse famiglie di fratture mediante la valutazione del tensore di conducibilità idraulica.

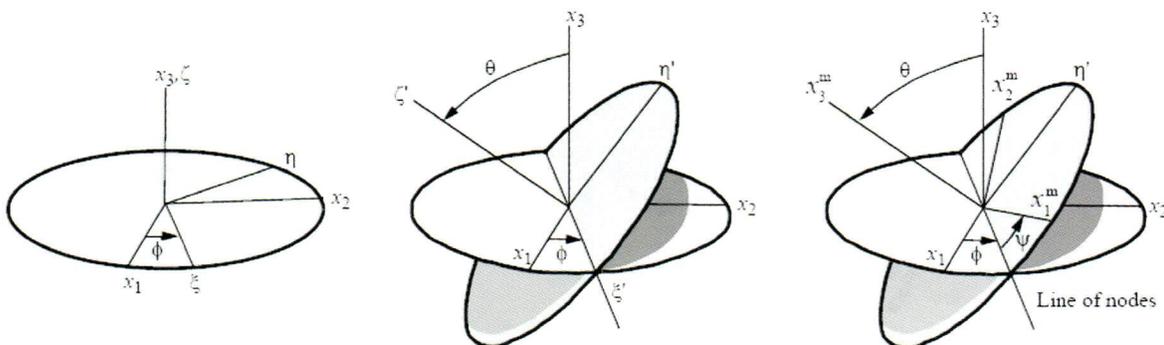


Figura 10. Convenzione adottata in FEFLOW per le rotazioni che definiscono i tre angoli Euleriani (Diersch, 2006b).
 Figure 10. Convention adopted in FEFLOW for rotations defining the Eulerian angles (Diersch, 2006b).

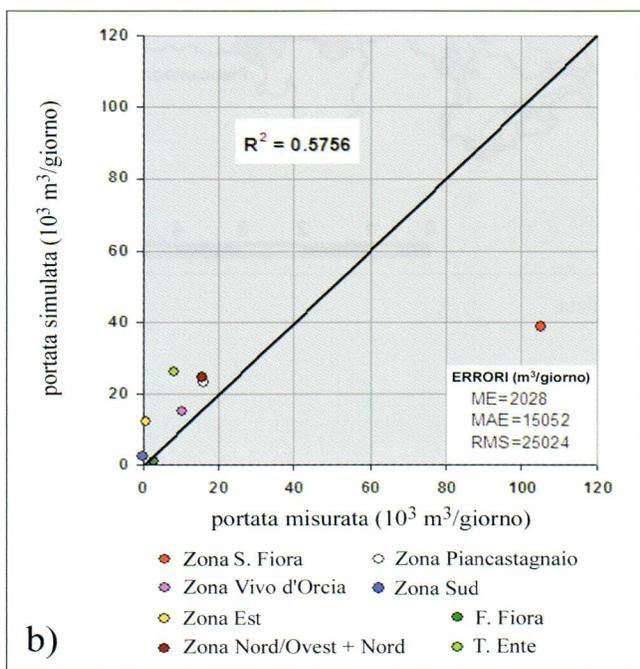
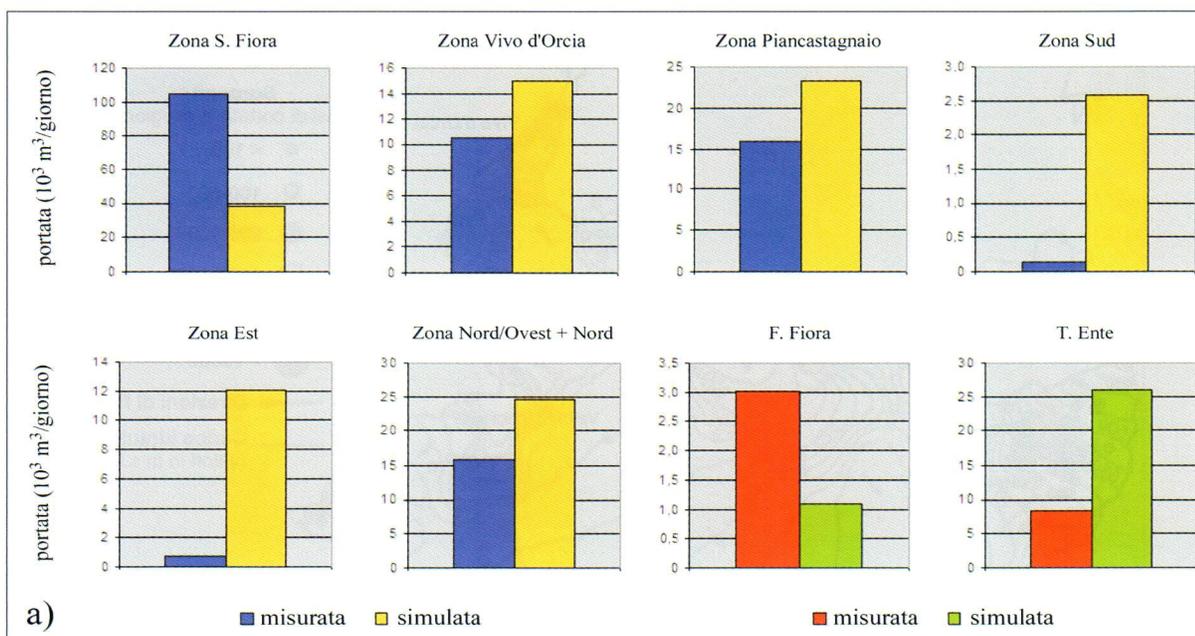


Figura 11. 1^a strategia di calibrazione: a) confronto tra portate misurate e simulate delle sorgenti, raggruppate in zone, e del flusso di base del F. Fiora e del T. Ente; b) correlazione tra portate misurate e simulate (ME = media aritmetica; MAE = media dei valori assoluti; RMS = scarto quadratico medio).

Figure 11. 1st calibration strategy: a) comparison between computed and measured flow rates of the springs, grouped into areas, and the baseflow of the Fiora River and Ente Stream; b) calibration curve between computed and measured flow (ME = arithmetic mean; MAE = average absolute values; RMS = standard deviation).

È stata così effettuata l'elaborazione dell'insieme dei dati strutturali rilevati, individuando le principali famiglie di fratture (Figura 13) e calcolando un unico tensore di conducibilità valido per l'intero dominio.

L'analisi dell'ellissoide di conducibilità idraulica mostra una generale marcata anisotropia del mezzo: le conducibilità K_2 e K_3 , corrispondenti ai due semiassi maggiori dell'ellissoide, mostrano valori pressoché uguali; la direzione di K_3 deriva dal fatto che le famiglie di fratture hanno giaciture medie prossime alla verticale; la direzione di K_2 è prossima all'allineamento tra le zone

Vivo d'Orcia e S. Fiora, dove sono ubicate le maggiori sorgenti. Nel processo di calibrazione si è cercato di conservare le proporzioni tra i valori delle conducibilità principali, mantenendo inalterati gli angoli calcolati con il metodo dei tensori; i valori di K calcolati sono in genere troppo grandi (le fratture misurate in campagna sono in genere molto più grandi di quelle in profondità) e vanno pertanto diminuiti di vari ordini di grandezza al fine di minimizzare lo scarto di bilancio globale, ridotto fino a - 148 m³/giorno.

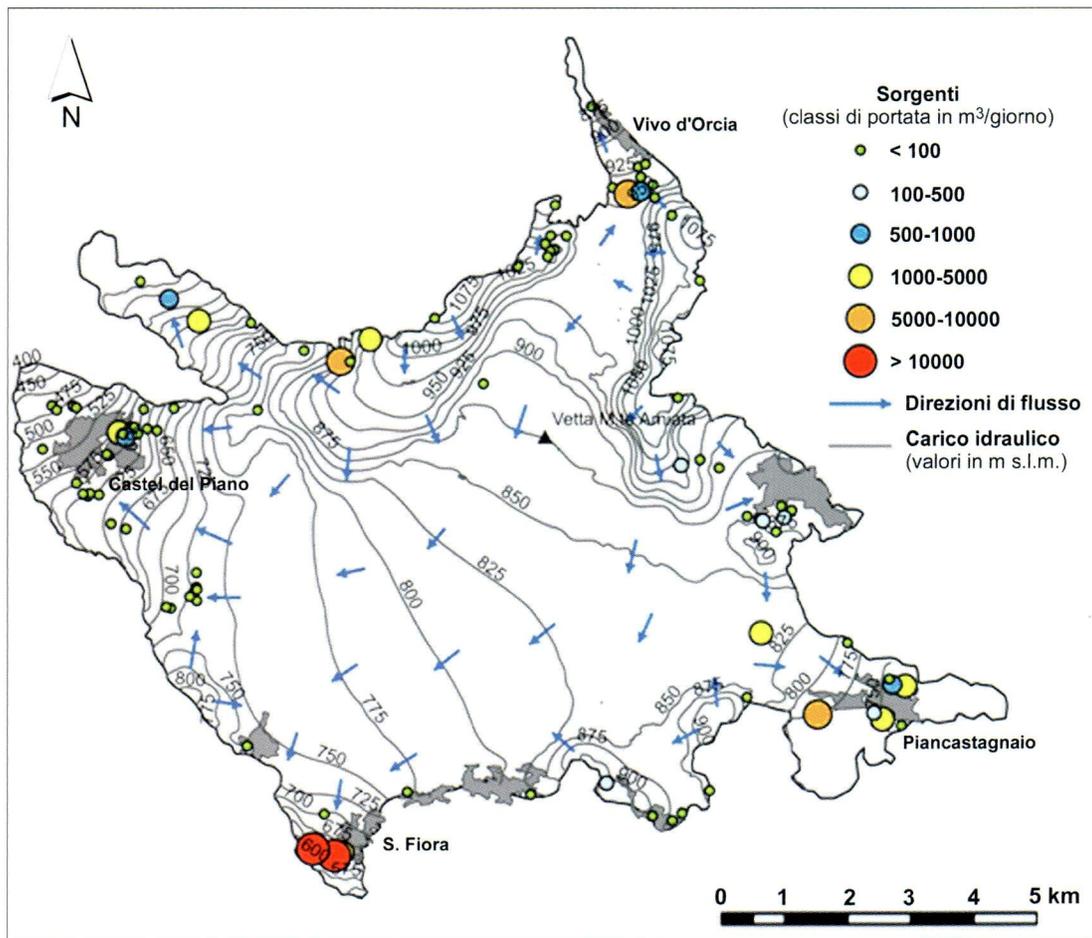


Figura 12. 1ª strategia di calibrazione: superficie piezometrica simulata.
 Figure 12. 1st calibration strategy: simulated piezometric surface.

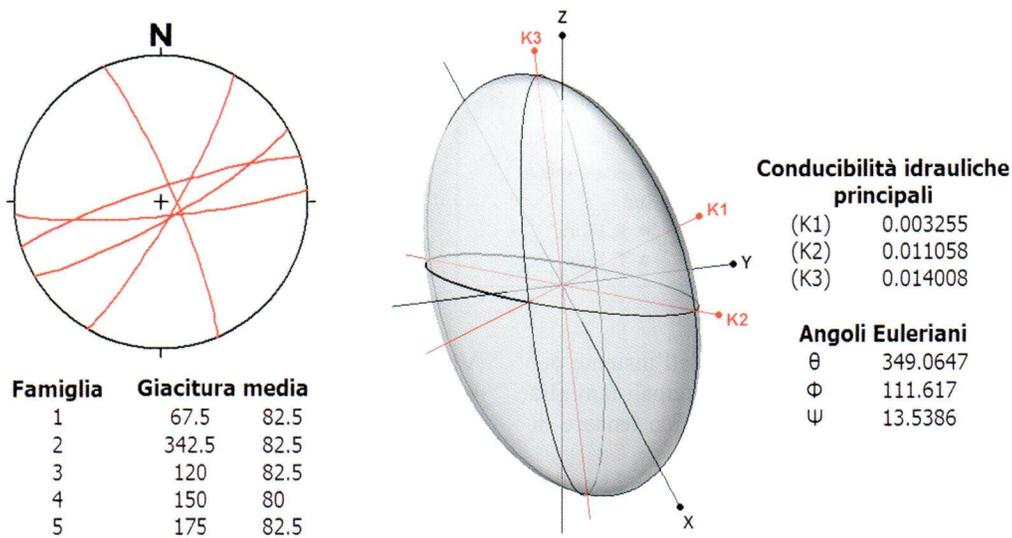


Figura 13. 2ª strategia di calibrazione: principali famiglie di fratture ed ellissoide di conducibilità idraulica valido sull'intero dominio (i semiassi dell'ellissoide corrispondono alle tre conducibilità principali, le cui direzioni sono definite dai tre angoli Euleriani).
 Figure 13. 2nd calibration strategy: main fracture sets and ellipsoid of hydraulic conductivity valid on the entire domain (the semi-axes of the ellipsoid correspond to the three main conductivities whose directions are defined by three Eulerian angles).

I risultati ottenuti per le portate sorgive, sempre raggruppate in zone, e per i flussi di base fluviali sono sintetizzati nella Figura 14. Si può rilevare che le portate sorgive simulate nella zona di S. Fiora sono ancora molto più basse di quelle misurate, mentre la situazione è opposta nelle zone Sud, Est e Nord-Ovest, dove i flussi simulati risultano ben superiori a quelli misurati. Un netto miglioramento rispetto alla strategia precedente si ottiene nelle zone di Vivo d'Orcia e Piancastagnaio dove la discrepanza riscontrata nelle portate è molto bassa, con valori misurati ben approssimati dalla simulazione.

In relazione ai flussi di base, ferme restando le precedenti considerazioni, si ottiene un risultato peggiore

per il F. Fiora, per il quale, al contrario del caso precedente, si ha un valore simulato molto elevato, e un'ottima corrispondenza per il T. Ente. Nell'insieme, l'adozione del tensore unico di conducibilità ha condotto ad una migliore correlazione tra portate simulate e misurate, con un valore del coefficiente di determinazione (R^2) pari a 0,7417 e dell'RMS pari a 22.983 m³/giorno. La superficie piezometrica ottenuta (Figura 15) evidenzia la forte anisotropia del modello; bassi gradienti lungo la direzione K₂ ad alta conducibilità (la massima è sub-verticale) ed alti gradienti nella direzione ortogonale, che corrisponde appunto alla minima conducibilità.

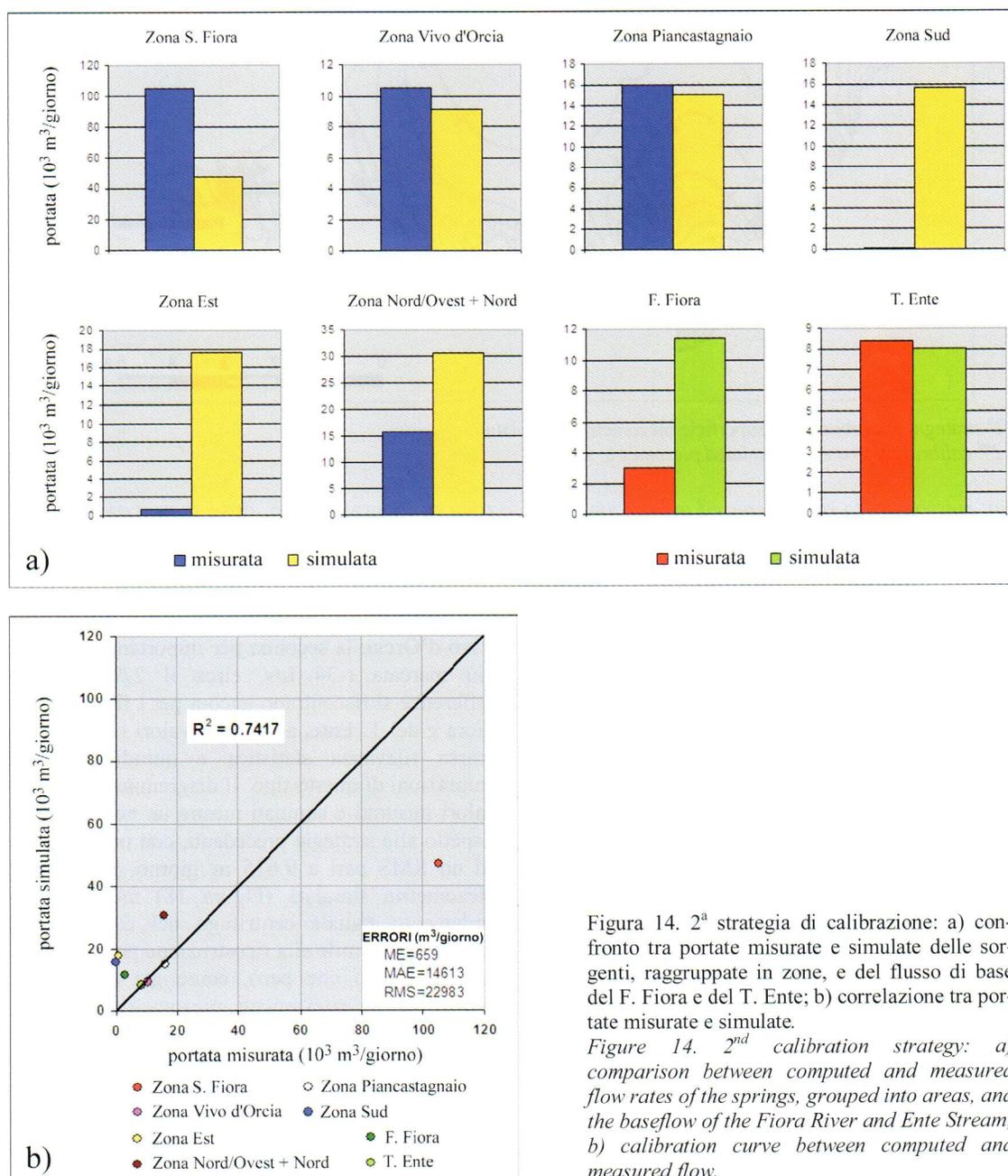


Figura 14. 2^a strategia di calibrazione: a) confronto tra portate misurate e simulate delle sorgenti, raggruppate in zone, e del flusso di base del F. Fiora e del T. Ente; b) correlazione tra portate misurate e simulate.

Figure 14. 2nd calibration strategy: a) comparison between computed and measured flow rates of the springs, grouped into areas, and the baseflow of the Fiora River and Ente Stream; b) calibration curve between computed and measured flow.

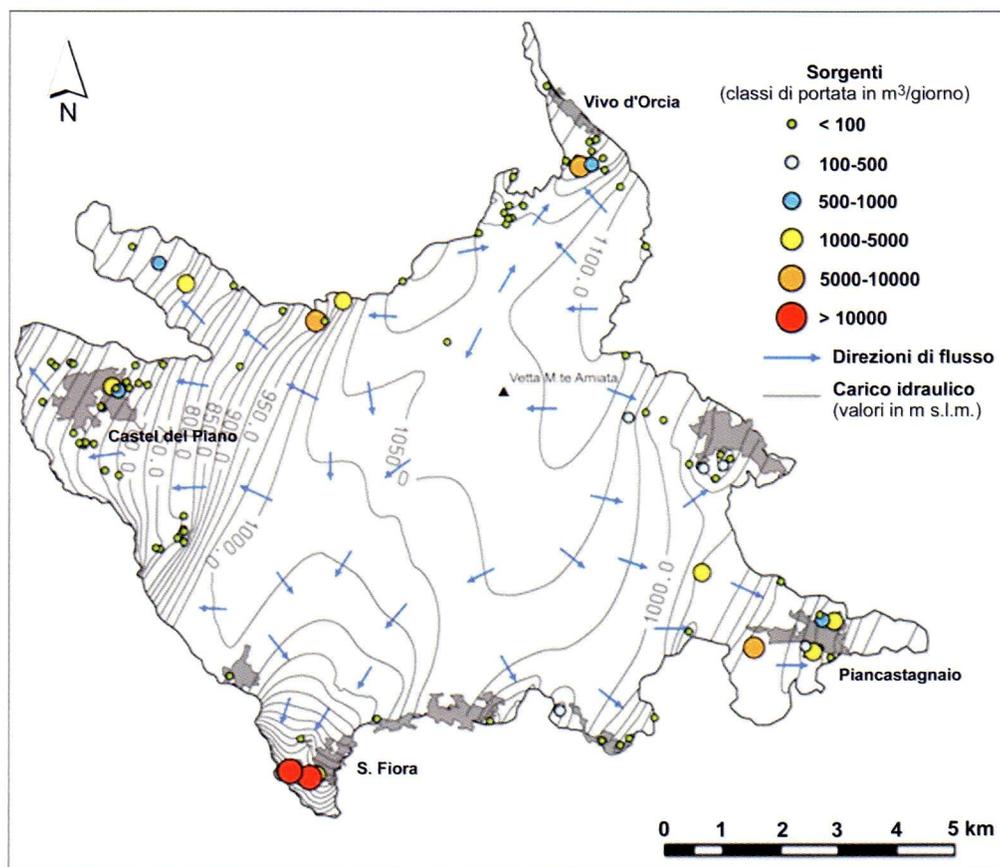


Figura 15. 2^a strategia di calibrazione: superficie piezometrica simulata.
 Figure 15. 2nd calibration strategy: simulated piezometric surface.

3^a strategia: mezzo poroso equivalente ed anisotropo (zonazione del tensore)

Al fine di ottenere un ulteriore miglioramento del modello, si è tenuto conto della variazione delle caratteristiche di anisotropia all'interno del complesso vulcanico. Il dominio è stato così suddiviso in 20 zone, in ciascuna delle quali sono state individuate le principali famiglie di discontinuità ed è stato definito l'ellissoide di conducibilità (Figura 16); le zone sono state delimitate raggruppando le stazioni nelle quali l'analisi dei rispettivi *stereonet* ha permesso di individuare famiglie di fratture simili, considerando anche la distribuzione ed il rango delle aree di emergenza e delle strutture rilevate.

In questa fase, la calibrazione è risultata ovviamente molto laboriosa dato che per ogni zona è possibile agire sulle tre conducibilità principali e sui tre angoli Euleriani; si è cercato ancora di conservare le proporzioni tra i valori delle conducibilità principali, mantenendo inalterati gli angoli calcolati. Al termine del processo, i valori della conducibilità idraulica variano in un intervallo 10^{-5} - 10^{-7} m/s.

Le portate simulate per le sei zone di emergenza e per i due corsi d'acqua principali sono riassunte nella Figura 17. Nel complesso, i flussi in uscita simulati non si discostano molto da quelli misurati ad eccezione della

zona di Piancastagnaio, dove la portata simulata è circa quattro volte più piccola di quella misurata; nella zona di S. Fiora, di gran lunga la più importante per volume idrico erogato, si ottiene un'ottima corrispondenza con uno scarto di +51 L/s (circa il 4%), mentre nella zona di Vivo d'Orcia, la seconda per importanza, la differenza è più marcata (-34 L/s, circa il 27%). Le maggiori differenze si riscontrano ancora per i flussi di base del F. Fiora e del T. Ente, anche se i valori misurati hanno una scarsa rilevanza statistica e quindi poco utili per valutazioni di questo tipo. Il diagramma di confronto tra i valori misurati e simulati mostra un netto miglioramento rispetto alle strategie precedenti, con un R^2 pari a 0,9131 ed un RMS pari a 9.675 m³/giorno. La corrispondente piezometria simulata (Figura 18) mostra un generale andamento radiale centrifugo del carico idraulico, a grandi linee simile alla ricostruzione proposta da Calamai *et alii* (1970) che però, come già accennato, non è supportata da rilevamenti piezometrici. La Figura 18 evidenzia la presenza di un massimo piezometrico, collocato poco a SO della vetta a circa 1200 m s.l.m., che rappresenta il culmine della falda; inoltre, tra Castel del Piano e S. Fiora, è presente un netto spartiacque idrogeologico corrispondente ad un locale innalzamento del carico idraulico (circa 900 m s.l.m.).

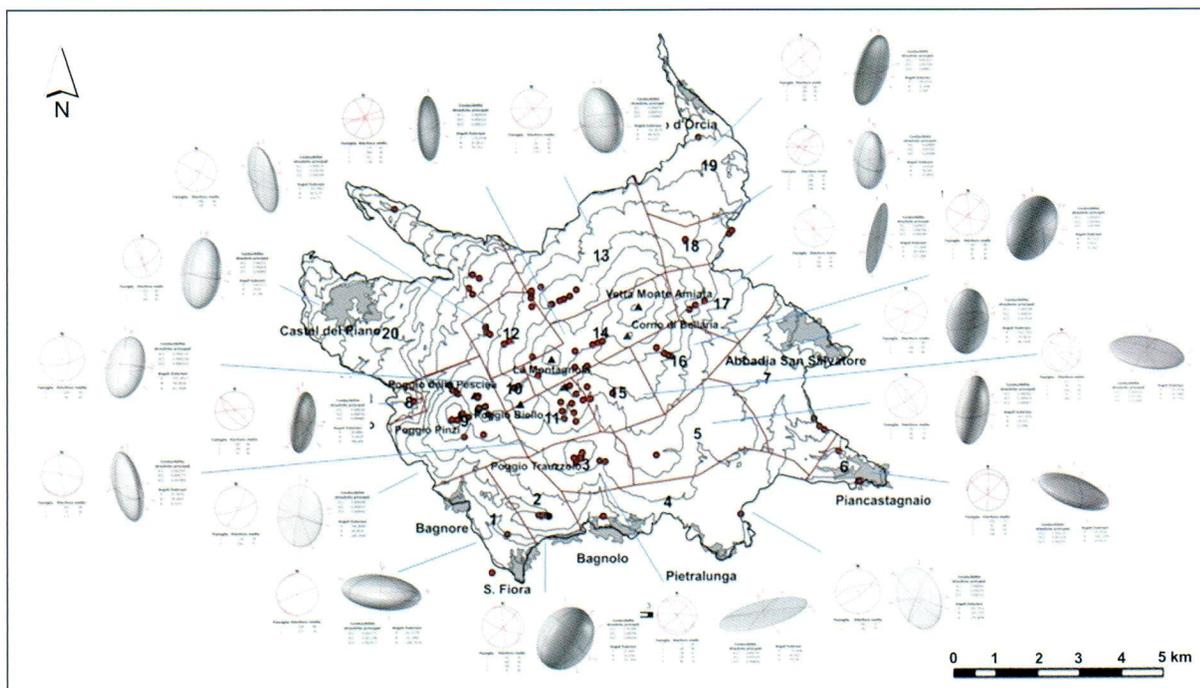


Figura 16. 3^a strategia di calibrazione: delimitazione delle 20 zone in cui il dominio è stato suddiviso, con le principali famiglie di fratture e l'ellissoide di conducibilità idraulica.
 Figure 16. 3rd calibration strategy: delimitation of the 20 areas in which the domain was divided, with the main fracture sets and ellipsoid of hydraulic conductivity.

La Figura 19 mette a confronto la superficie piezometrica simulata, la superficie topografica ed il substrato dell'acquifero. Il colore verde evidenzia le aree dove la piezometria è situata al di sotto della superficie topografica ed individua quindi le zone di alimentazione della falda; il bianco invece mostra dove il carico idraulico è superiore alla topografia, caratterizzando così le zone di recapito; il rosso definisce le aree dove il carico idraulico coincide con la superficie topografica ed indica quindi il livello di sfioro della falda. La buona qualità della simulazione è indicata dal fatto che le sorgenti sono ubicate proprio in prossimità delle aree rosse, con scarti probabilmente legati alla fratturazione locale; la maggiore discrepanza si riscontra nel settore NO dove numerose sorgenti sono distribuite su un'area dove la piezometria è più bassa della topografia, ma il livello di saturazione è posto poco al di sotto del piano campagna (25-50 m). Infine, il colore marrone corrisponde ad aree in cui la piezometria simulata è più bassa della quota del substrato dell'acquifero e ciò significa che i corrispondenti volumi sono aridi; infatti, tranne in rari casi, le sorgenti non ricadono in queste zone. La differenza tra la superficie piezometrica ed il substrato consente di stimare un volume complessivo saturo poco superiore a 17 km³, che corrisponde a circa il 70 % del volume complessivo delle vulcaniti (circa 24 km³); ammettendo un intervallo di porosità efficace

compreso tra il 5 ed il 10%, si ricava un volume idrico totale mediamente immagazzinato di 850-1700·10⁶ m³, di cui il volume medio erogato annualmente dalle emergenze sorgentizie rappresenta all'incirca il 5 %.

Conclusioni

L'obiettivo principale della ricerca è stato quello di approfondire le problematiche connesse alla modellazione idrogeologica dei mezzi anisotropi fratturati, con particolare riferimento alla caratterizzazione del flusso idrico sotterraneo e quindi ai diversi approcci modellistici utili a descrivere, alla grande scala, le condizioni di flusso all'interno di una rete di fratture. A tale scopo, come caso di studio, è stato analizzato l'importante acquifero ospitato nel complesso vulcanico del M. Amiata (poco permeabile per porosità interstiziale, ma ampiamente interessato da fratturazione primaria e secondaria in grado di controllare il flusso sotterraneo), verificando la possibilità di elaborare un modello numerico in regime permanente sulla base di un approccio che tenga conto delle caratteristiche e della distribuzione delle discontinuità rilevate direttamente sul terreno. Le vulcaniti amiatine sono rappresentative delle conoscenze idrogeologiche solitamente disponibili su questo tipo di acquiferi, che prevedono solo poche e saltuarie misure delle portate sorgive e rari rilevamenti piezometrici adeguatamente distribuiti.

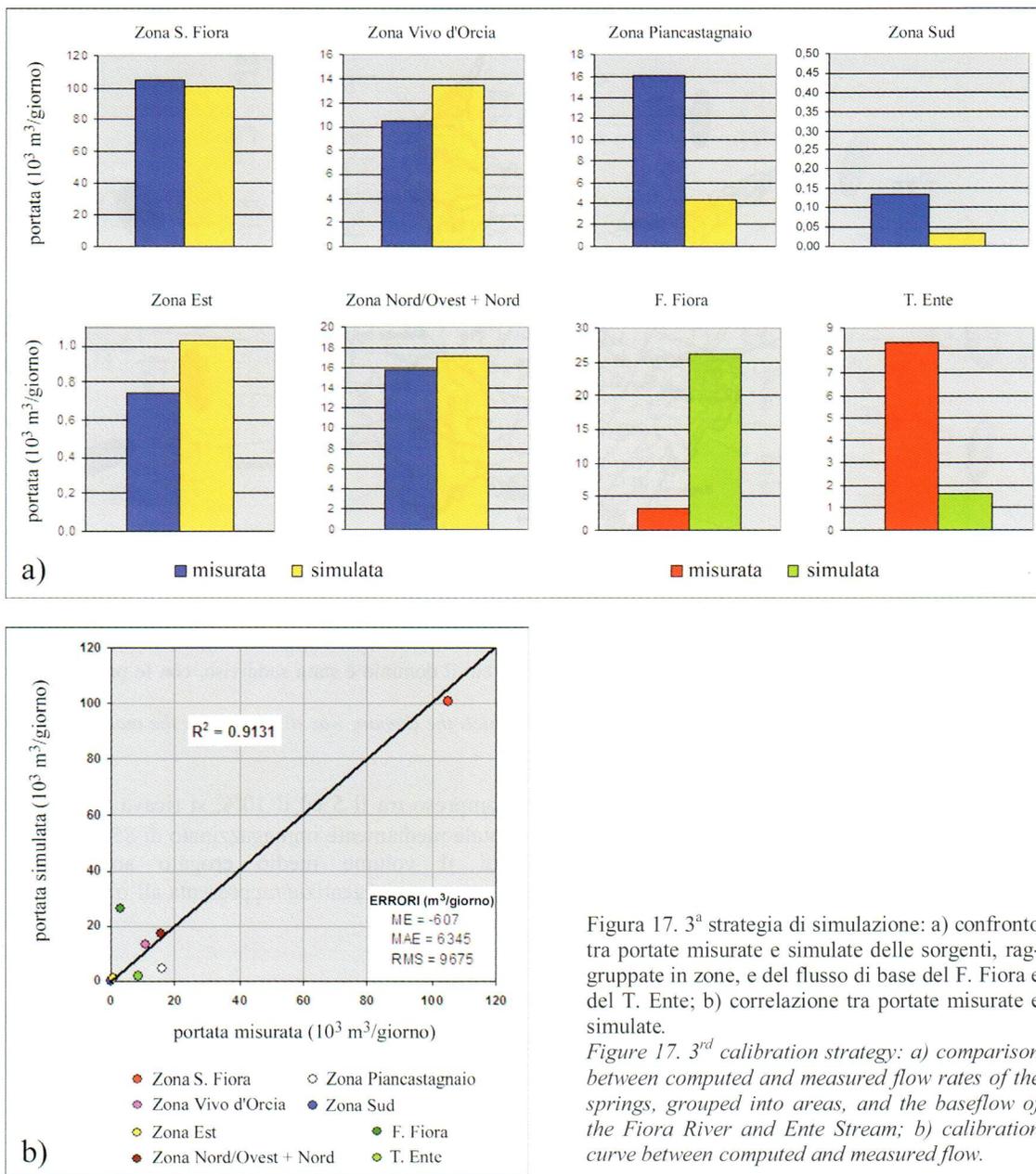


Figura 17. 3^a strategia di simulazione: a) confronto tra portate misurate e simulate delle sorgenti, raggruppate in zone, e del flusso di base del F. Fiora e del T. Ente; b) correlazione tra portate misurate e simulate.

Figure 17. 3rd calibration strategy: a) comparison between computed and measured flow rates of the springs, grouped into areas, and the baseflow of the Fiora River and Ente Stream; b) calibration curve between computed and measured flow.

L'approccio scelto per simulare il flusso idrico è quello di tipo continuo che, alla scala del sistema studiato, ben si presta alla modellazione di mezzi anisotropi, anche fratturati, dato che non richiede l'inserimento delle singole fratture nel modello; il problema è stato affrontato attraverso tre diverse strategie a complessità crescente, valutando l'efficacia di ogni processo di simulazione attraverso il confronto delle portate sorgive, cumulate per zone, e dei flussi di base di alcuni corsi d'acqua. La prima strategia (*mezzo isotropo equivalente*) considera parametri idrodinamici equivalenti alla circolazione in un mezzo poroso ed isotropo; ciò comporta l'introduzione di un alto grado di semplificazione nella rappresentazione del sistema

fratturato, ma rappresenta l'unica soluzione possibile nei casi in cui non siano disponibili sufficienti indicazioni su porosità primaria e secondaria, distribuzione spaziale dei parametri idrodinamici e principali famiglie di discontinuità.

Gli scarsi risultati ottenuti hanno motivato il ricorso ad un'altra strategia (*mezzo equivalente anisotropo*); in tal caso, l'anisotropia generata dalle diverse famiglie di fratture è stata rappresentata mediante il tensore della conducibilità idraulica. È stata quindi condotta una specifica campagna di rilevamento sulle principali caratteristiche delle discontinuità presenti nel complesso vulcanico, per un totale di 101 stazioni e circa 2.000 misure.

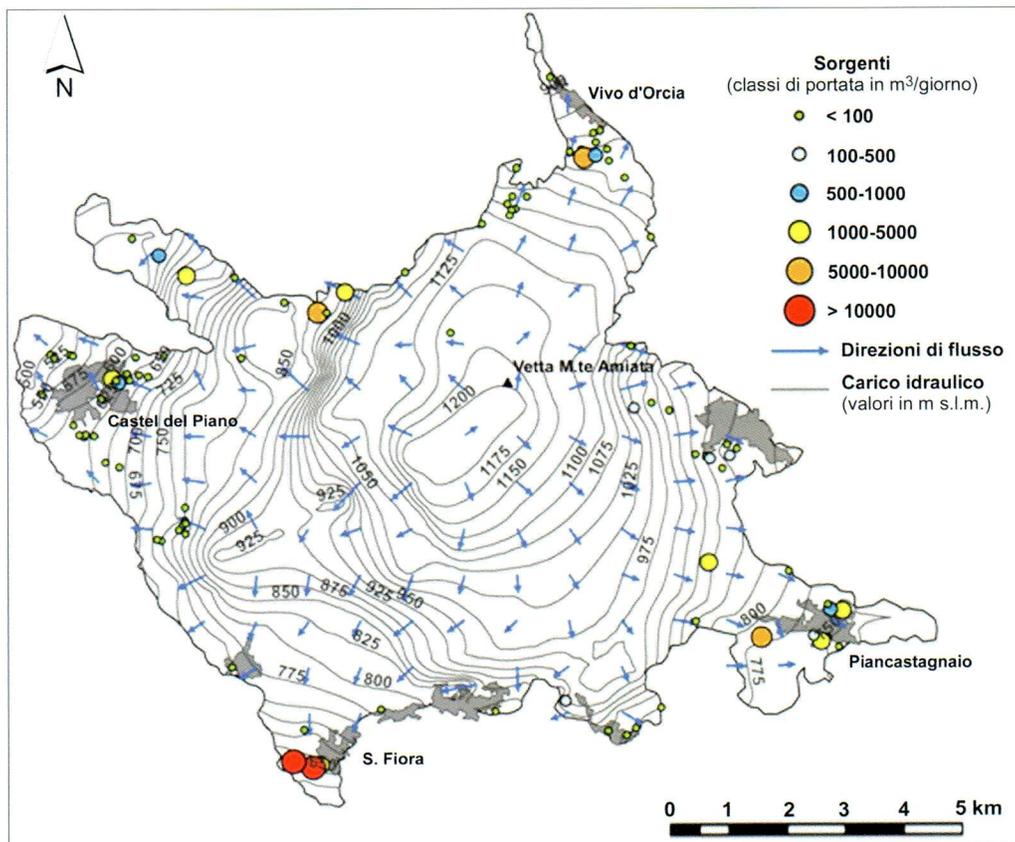


Figura 18. 3^a strategia di calibrazione: superficie piezometrica simulata.
 Figure 18. 3rd calibration strategy: simulated piezometric surface.

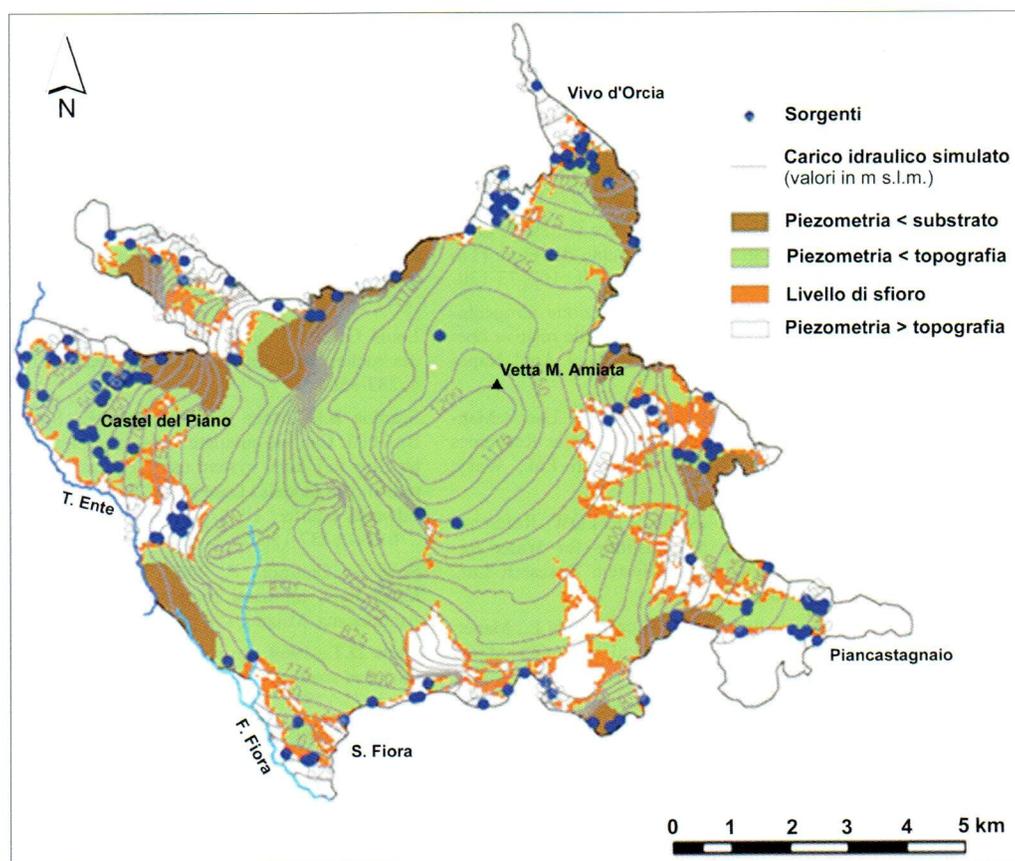


Figura 19. Rapporti tra superficie piezometrica simulata, superficie topografica e substrato dell'acquifero.
 Figure 19. Relationships between simulated piezometric surface, topography surface and substrate of the aquifer.

I dati rilevati sono stati dapprima elaborati contemporaneamente per il calcolo di un unico tensore di conducibilità da applicare all'intero dominio; i risultati ottenuti mostrano un miglioramento della convergenza tra flussi misurati e simulati e l'esistenza di una significativa anisotropia del mezzo lungo l'allineamento S. Fiora - Vivo d'Orcia, le due principali zone di emergenza dell'acquifero. Successivamente, il dominio è stato suddiviso in zone a fratturazione simile nelle quali sono stati calcolati i tensori di conducibilità; ciò ha permesso di conseguire una realistica distribuzione del campo di conducibilità idraulica e di ridurre ulteriormente lo scarto tra flussi misurati e simulati, che risulta però ancora insufficiente per una modellazione accurata dei fenomeni locali.

Tenuto conto delle semplificazioni e delle approssimazioni richieste nella modellazione a grande scala degli acquiferi fratturati, si può così affermare che l'adozione dell'approccio continuo del mezzo poroso equivalente ed anisotropo (e quindi dei tensori di conducibilità), basato su dati strutturali rilevati direttamente in campagna, consente di pervenire ad un significativo miglioramento della modellazione di flussi e

carichi nei complessi vulcanici.

La ricerca proseguirà con il principale obiettivo di ottenere simulazioni in transitorio capaci di riprodurre l'andamento delle portate delle sorgenti effettivamente misurate per significativi periodi di tempo, in pratica solo la Sorgente Ermicciolo (dal 1939 ad oggi) e la Galleria Nuova di S. Fiora (dal 1990 ad oggi) che però rappresentano insieme circa il 65 % dell'emergenza idrica globale dal complesso amiatino. Risultati positivi consentiranno di riprodurre in modo adeguato il comportamento idrodinamico dell'acquifero con l'effettiva possibilità di prevedere nuove modalità di gestione, gli effetti di eventuali inquinamenti e realistiche aree di salvaguardia delle opere di captazione.

Ringraziamenti

Gli autori ringraziano il Prof. Marco Meccheri ed il Dott. Andrea Brogi (Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Siena) per la collaborazione fornita durante l'esecuzione delle campagne di rilevamento strutturale.

Bibliografia

- Angelini P., Dragoni W., 1997. The problem of modeling limestone springs: the case of Bagnara (North Apennines, Italy). *Ground Water*, 35 (4), 612-618.
- Barazzuoli P., Salleolini M., 1994. Modelli di valutazione della risorsa idrica rinnovabile del M. Amiata (Toscana meridionale). *Quaderni di Geologia Applicata*, Pitagora Ed., Bologna, 2, 171-185.
- Barazzuoli P., Guasparri G., Salleolini M., 1993. Il clima. In: "La storia naturale della Toscana meridionale", Pizzi Ed., Milano, 140-171.
- Barazzuoli P., Rappuoli D., Salleolini M., 1995. Identification and comparison of perennial yield estimation models using Mt. Amiata aquifer (southern Tuscany) as an example. *Environmental Geology*, 25(2), 86-99.
- Barazzuoli P., Bianchi S., Mocenni B., Nocchi M., Pratesi T., Rigati R., Salleolini, 2004. Studio idrogeologico per la valutazione della vulnerabilità all'inquinamento dell'acquifero vulcanico del Monte Amiata. C&P Adver Effigi, Arcidosso (GR), 62 pp.
- Bear J., 1993. Modeling flow and contaminant transport in fractured rocks. In: "Flow and contaminant transport in fractured rock", Academic Press, New York, 1-37.
- Bear J., Berkowitz B., 1987. Groundwater flow and pollution in fractured rock aquifers. In: "Development of Hydraulic Engineering", 4, Elsevier Applied Science, Oxford, 175-238.
- Boni C.F., Bono P., Capelli G., 1986. Schema idrogeologico dell'Italia centrale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35, 991-1012.
- Brogi A., Liotta D., Meccheri M., Fabbrini L., 2010. Transtensional shear zones controlling volcanic eruptions: the Middle Pleistocene Mt. Amiata volcano (inner Northern Apennines, Italy). *Terra Nova*, 22, 137-146.
- Calamai A., Cataldi R., Squarci R., Taffi L., 1970. Geology, geophysics and hydrogeology of the Monte Amiata geothermal fields. *Geothermics*, 1 (special issue), 1-11.
- Celico P., 1988. Prospezioni idrogeologiche. Vol. II, Liguori Editore, Napoli, 528 pp.
- Celico P., Gaudenzi E., Saraca G., 1988. Lineamenti idrogeologici del bacino del Fiora (Toscana-Lazio). *Boll. Serv. Geol. It.*, 107, 73-130.
- Civita M., 1972. Schematizzazione idrogeologica delle sorgenti normali e delle relative opere di presa. *Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, 12, 1-34.
- Diersch H.J.G., 2006a. FEFLOW User's Manual version 5.3. Institute for Water Resources Planning and System Research Ltd., Wasy, Berlin, 178 pp.
- Diersch H.J.G., 2006b. FEFLOW Reference Manual version 5.3. Institute for Water Resources Planning and System Research Ltd., Wasy, Berlin, 294 pp.
- Ferrari L., Ponticelli S., Buramacchi L., Manetti P., 1996. Vulcanological evolution of the Monte Amiata, Southern Tuscany; new geological and petrochemical data. *Acta Vulcanologica*, 8 (1), 41-56.
- Franconi V., Cherubini C., 2006. Approcci modellistici a confronto per lo studio del flusso e del trasporto nei mezzi fratturati. *Atti del Convegno GEOFLUID "Gestione delle acque sotterranee e geologia applicata all'ambiente"*, Piacenza, 4 ottobre 2006, DIIAR, Politecnico di Milano, 39-55.
- Kiraly L., 1969. Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 62 (2), 613-619.
- Kovács A., 2003. Geometry and hydraulic parameters of karst aquifer: a hydrodynamic modeling approach. Ph.D. Thesis, University of Neuchâtel, Switzerland, 131 p.
- Kovács A., Perrochet P., Király L., Jeannin P.-Y., 2005. A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. *Journal of Hydrology*, 303 (1-4), 152-164.
- Louis C., 1974. Introduction à l'hydraulique des roches. *Bulletin du B.R.G.M., Section III*, 4, 283-356.
- Scanlon B.R., Mace R.E., Barrett M.E., Smith B., 2003. Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. *Journal of Hydrology* 276 (1-4), 137-158.
- Scesi L., Gattinoni P., 2007. La circolazione idrica negli ammassi rocciosi. Casa Editrice Ambrosiana, Milano, 156 pp.
- Snow D.T., 1969. Anisotropic permeability of fractured media. *Water Resources Research*, 5 (6), 1273-1286.
- Thornthwaite C.W., Mather J.R., 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. 10, Thornthwaite Associates, Climatology, Centerton, N.J., 185-311.