

ISSN 2038-0801

Engineering
Hydro
Environmental

Geology

Giornale di Geologia Applicata

Rivista dell'AIGA, Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale

Volume 15 - Anno 2012

Lavori presentati al convegno

ACQUA 2011

Udine 24-25 febbraio 2011



MEDIA
print
editore

Engineering
Hydro
Environmental

Geology

Rivista dell'AIGA, Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale
Volume 15 Anno 2012

Direttore

Cesare Roda, Università di Udine

Comitato Editoriale

Il Consiglio Direttivo dell'AIGA

Francesco M. Guadagno, Presidente (Benevento)
Giovanni Pietro Beretta (Milano)
Domenico Calcaterra (Napoli)
Angelo Cavallin (Milano)
Corrado Cencetti (Perugia)
Gianfranco Ciancetti (Pavia)
Marina De Maio (Torino)
Pantaleone De Vita (Napoli)
Leonardo Disperati (Siena)
Walter Dragoni (Perugia)
Francesco Dramis (Roma)

Monica Ghirotti (Bologna)
Gian Vito Graziano (Roma)
Grazia Martelli (Udine)
Claudia Meisina (Pavia)
Maurizio Polemio (Bari)
Cesare Roda (Udine)
Gabriele Scarascia Mugnozza (Roma)
Nicola Sciarra (Chieti)
Vincenzo Simeone (Bari)
Paolo Tacconi (Perugia)

Segretaria di redazione

Grazia Martelli, Università di Udine

Obiettivi di Engineering – Hydro – Environmental – Geology (EHE Geology)

EHE Geology, già Giornale di Geologia Applicata, ha lo scopo di pubblicare ricerche originali, descrizione di casi, rassegne sullo stato dell'arte nel campo della Geologia applicata, intesa nel senso più ampio del termine. Sono inclusi in questa espressione gli studi geologici che hanno rilevanza per l'Ingegneria civile, per la gestione del territorio, per lo sfruttamento delle risorse e per lo sviluppo della sicurezza ambientale. Sono considerati per la pubblicazione anche studi metodologici e rassegne sullo stato dell'arte su specifici problemi. L'obiettivo è quello di contribuire allo sviluppo della Geologia come professione.

© 2009 AIGA. Tutti i diritti sono riservati all'AIGA. Sono autorizzate fotocopie per uso individuale; è autorizzata la riproduzione di parti del volume per uso didattico o scientifico, purché sia citata la fonte. Per ogni altro uso è necessaria l'autorizzazione dell'AIGA.

EHE Geology è un periodico dell'AIGA, Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale, registrato presso il Tribunale di Udine in data 27.03.2006 al numero 10/2006.

Indirizzo della redazione: Prof. Grazia Martelli, Dipartimento di Georisorse e Territorio, Via Cottonificio, 114, 33100 Udine. e-mail: giornale@geoitalia.org.

I singoli Autori sono responsabili delle opinioni espresse negli articoli. L'AIGA e gli Autori non si assumono nessuna responsabilità per eventuali danni a persone o cose derivanti dalla utilizzazione di idee, osservazioni o metodi riportati negli articoli del Giornale di Geologia Applicata.

In copertina: Risorgiva della roggia Fredda a Saciletto di Ruda. La sorgente è uno dei pochi fontanili rimasti allo stato naturale. (Foto Alberto Bortolan Pirona).

Engineering
Hydro
Environmental

Geology

Giornale di Geologia Applicata

Volume 15 – Anno 2012

- 3 Presentazione**
GRAZIA MARTELLI
- 5 Considerazioni sullo stato dell'approvvigionamento idropotabile nel territorio italiano**
STEFANO TERSIGNI, GIUSEPPE SAPPA, MARIA TERESA COVIELLO, SIMONA RAMBERTI
- 17 Aspetti geologici e idrogeologici del peculiare acquifero dell'Isola di Pianosa (Arcipelago Toscano)**
MARCO DOVERI, ROBERTO GIANNECCHINI, MARIO MUSSI, IRENE NICOTRA, ALBERTO PUCCINELLI
- 31 L'acquifero alluvionale della piana costiera del Fiume Roja a Ventimiglia: definizione del modello concettuale**
FAUSTO CAPACCI, JENNY MIGLIORINI, PIERO BARAZZUOLI, ROBERTO RIGATI
- 41 Modello concettuale dell'acquifero carbonatico della Montagnola Senese (Toscana, Italy)**
JENNY MIGLIORINI, FAUSTO CAPACCI, PIERO BARAZZUOLI E ROBERTO RIGATI
- 61 Idrogeologia del sistema acquifero multi falda della pianura di Grosseto (Toscana meridionale)**
MAURO ALDINUCCI, MONICA LEONINI, MARIA RITA MARCHETTI, MONICA NOCCHI, MASSIMO SALLEOLINI
- 83 Le risorse idriche sotterranee dell'alto bacino del fiume Aso (Parco Nazionale dei Monti Sibillini): studio idrogeologico e valutazione dello stato di utilizzazione**
LUCIA MASTRORILLO, TORQUATO NANNI, MARCO PETITTA, PAOLA MARIA VIVALDA, FRANCESCA BANZATO, STEFANO PALPACELLI
- 97 Modellazione di un acquifero a permeabilità fissurale: il complesso vulcanico del M. Amiata (Toscana meridionale)**
MONICA NOCCHI, MASSIMO SALLEOLINI
- 117 Approccio metodologico nell'analisi di fenomeni di contaminazione da Arsenico, Ferro e Manganese nelle falde superficiali, il caso del territorio di Cremona**
MARCO ROTIROTI, TULLIA BONOMI, LETIZIA FUMAGALLI, ANDREA AZZONI, BARBARA PISARONI, GIUSEPPINA DEMICHELI
- 129 Il sito contaminato di interesse nazionale della Bassa Valle del Fiume Chienti (Italia): dal modello idrogeologico concettuale al modello numerico**
EVA PACIONI, MARCO PETITTA, GIOVANNI CORVATTA, MARCO FANELLI, VALENTINA CARUCCI, VALERIO SALADINI, CHIARA SBARBATI
- 143 Indici analitici**

Presentazione

Questo volume del Giornale di Geologia Applicata comprende nove dei 52 lavori presentati nel corso del Convegno Acqua 2011, Udine 24-25 Febbraio 2011.

Il primo dei lavori è una rassegna sullo stato dell'approvvigionamento idropotabile in Italia sulla base dei rilievi realizzati dall'Istituto Nazionale di Statistica negli anni 1999, 2005 e 2008. Il quadro di insieme costituisce un importante riferimento per la programmazione delle attività di monitoraggio degli acquiferi e di ricerca per la definizione delle modalità per uno sfruttamento sostenibile anche con riferimento a futuri scenari di cambiamento sia delle condizioni ambientali sia delle necessità antropiche.

Seguono sei lavori che descrivono le caratteristiche di acquiferi di rilevante interesse, tra i quali mi piace segnalare i due lavori sull'isola di Pianosa e sulla Montagnola Senese e il modello dell'acquifero a permeabilità fissurale del Monte Amiata. Il volume si conclude con due lavori su problemi di inquinamento.

Desidero ringraziare i colleghi che, partecipando numerosi al Convegno, hanno contribuito al successo dell'iniziativa e gli autori dei nove lavori qui pubblicati per avere scelto questa sede editoriale conferendo alla stessa rilevanza scientifica.

Questo volume è dedicato alla memoria del Prof. Giovanni Maria Zuppi, recentemente scomparso, il quale ha partecipato attivamente ai lavori del convegno.

Il Prof. Zuppi ha lasciato un grande vuoto nella comunità scientifica italiana e in quanti lo conoscevano come scienziato e come amico.

Grazia Martelli

Considerazioni sullo stato dell'approvvigionamento idropotabile nel territorio italiano

Stefano Tersigni¹, Giuseppe Sappa², Maria Teresa Coviello¹, Simona Ramberti¹

¹Istat – Servizio Statistiche Ambientali

²Sapienza – Università di Roma, Dipartimento di Ingegneria, Civile, Edile ed Ambientale

Considerations on the state of public water supply in Italy

ABSTRACT: This paper analyzes the results of the last surveys conducted by the Italian National Institute of Statistics (Istat), and relating to the water supply for the years 1999, 2005 and 2008. These surveys have inspected every branch of the drinking water supply system: water abstraction, drinking water treatment, water distribution and consumption. The variables examined for the whole national territory refer the size of water volumes of every knot of drinking water network. All of the information collected, processed and interpreted, reports on the state of exploitation of drinking water sources, which in terms of management and infrastructure is still very differed despite the gradual implementation of the reform of water services started with the Law 36, 1994.

Key terms: Public water supply system, Abstraction, Consumption, Hydrographical districts

Termini chiave: Sistema di approvvigionamento idrico, Prelievi, Consumi, Distretti idrografici

Riassunto

Il presente lavoro analizza i risultati delle ultime rilevazioni effettuate dall'Istituto Nazionale di Statistica (Istat) sulle acque per uso civile svolte con riferimento agli anni 1999, 2005 e 2008. Tali rilevazioni hanno preso in esame i differenti stadi del sistema di approvvigionamento idropotabile: prelievo dai corpi idrici, trattamento di potabilizzazione, distribuzione e consumo. Le variabili considerate descrivono per tutto il territorio nazionale l'entità dei volumi d'acqua nelle diverse fasi funzionali della filiera delle acque potabili.

L'insieme delle informazioni raccolte, elaborate ed interpretate, illustra lo stato dello sfruttamento della risorsa idropotabile che, dal punto di vista gestionale e infrastrutturale, risulta essere ancora molto differenziato nonostante la graduale attuazione della riforma dei servizi idrici avviata con la Legge n. 36 del 1994.

Introduzione

Dal 1951 l'Istat effettua rilevazioni sulle acque ad uso civile. I principali aspetti esaminati riguardano tutta la filiera di uso pubblico delle risorse idriche, dal prelievo di acqua per uso potabile alla depurazione delle acque reflue urbane e le principali caratteristiche della gestione dei servizi idrici presenti in Italia.

La continuità delle rilevazioni nel tempo ha permesso di disporre di una base informativa costante con un progressivo aggiornamento dei contenuti dettato dall'evoluzione normativa e dalle esigenze conoscitive sul fenomeno. Nell'ultimo decennio, in particolare, l'Istat

ha approfondito le proprie ricerche nel campo dell'approvvigionamento idropotabile, svolgendo un'intensa attività di raccolta presso gli enti gestori dei servizi idrici, di elaborazione ed interpretazione dei dati.

In particolare sono state analizzate le variabili quantitative relative alla risorsa idrica tra le quali i volumi di acqua: prelevata, potabilizzata, addotta, immessa ed erogata dalle reti di distribuzione comunale, fatturata all'utente. Ciò al fine anche di monitorare i cambiamenti derivanti dalla riforma dei servizi idrici avviata con la Legge n. 36 del 1994 seguita da successive integrazioni e modifiche normative. Le ultime tre edizioni della rilevazione sui servizi idrici fanno riferimento agli anni 1999, 2005 e 2008. I risultati ottenuti hanno consentito di delineare un quadro di rilevante interesse conoscitivo sullo stato e l'evoluzione delle modalità di sfruttamento delle risorse idriche per uso potabile. Inoltre, l'aggregazione spaziale delle informazioni raccolte consente un grado di interpretazione dei dati con un elevato dettaglio territoriale.

L'espletamento delle rilevazioni si scontra ancora oggi con la difficoltà nell'acquisizione completa dei dati presso gli Enti gestori, per la diversità delle strutture gestionali che essi presentano e per la limitata presenza di strumenti per la misurazione dell'acqua ai punti di captazione e lungo i tronchi della rete acquedottistica e di distribuzione.

Dall'altra, ha l'indubbio merito di valorizzare le informazioni frammentarie relative al sistema idrico, esistenti e altrimenti disperse. Il patrimonio informativo acquisito dalla rilevazione sui servizi idrici, anche grazie

alla disponibilità di informazioni derivanti sia da altre rilevazioni Istat che da fonti esterne, consente lo svolgimento di adeguate analisi di sostenibilità dello sfruttamento della risorsa acqua, finalizzato al miglioramento dell'aspetto gestionale dell'intera filiera idropotabile, da più parti auspicato (enti locali e legislatori).

L'impegno più oneroso risiede nel controllo e nella validazione dei dati richiesti agli enti gestori. A tale scopo sono state elaborate procedure informatizzate di controllo e correzione dei singoli microdati, utilizzando anche le serie storiche delle precedenti rilevazioni oltre che rapporti tecnici e scientifici.

Allo stato attuale le maggiori difficoltà nella costruzione di elementi conoscitivi attendibili risiedono nella carenza di approfondite e complete conoscenze dell'assetto idrogeologico degli acquiferi che ospitano le risorse idriche sfruttate, nella mancanza di sistematicità nel monitoraggio, raccolta ed archiviazione dei dati necessari alla pianificazione della risorsa, nell'elevata dispersione dei punti di prelievo e nella vulnerabilità delle falde. Tali inconvenienti si riflettono sulla valutazione della sostenibilità dello sfruttamento della risorsa.

Confronto internazionale

Per un'analisi complessiva dell'utilizzo delle risorse idriche ad uso potabile è necessario comparare i dati dei più importanti paesi europei dell'area Ue27 (Francia, Germania, Italia, Paesi Bassi, Regno Unito, Spagna).

Nel periodo 1998 – 2008 (Eurostat, 2011) in Italia sono stati prelevati, dai corpi idrici superficiali e sotterranei, i maggiori volumi di acqua per uso potabile, in particolare nell'anno 2008 sono stati prelevati poco più di 9,1 miliardi di metri cubi. Seguono, nello stesso anno, il Regno Unito con 6,9 miliardi di metri cubi e la Spagna

con 5,8. Nel 2007 in Francia e in Germania i prelievi sono stati di 5,8 miliardi di metri cubi. Stesso andamento si registra comparando i valori pro capite dei prelievi (Figura 1). Nel 2008 in Italia sono stati prelevati 153 metri cubi per abitante, 127 in Spagna, 113 nel Regno Unito, 76 nei Paesi Bassi, 62 in Germania (anno 2007).

Considerando i consumi d'acqua pro capite, nei paesi considerati si riscontrano valori superiori alla media europea, che corrisponde a circa 85 metri cubi per abitante. In particolare, nel periodo considerato i consumi in Italia, corrispondenti nel 2008 a circa 92 metri cubi per abitante, risultano inferiori a quelli del Regno Unito, simili a quelli della Spagna e superiori ai Paesi Bassi e alla Germania (Figura 2).

Lo stato dei prelievi di acqua ad uso potabile nei principali distretti idrografici

L'analisi dei dati dell'ultima rilevazione evidenzia come i prelievi maggiori nel territorio italiano rispecchino la distribuzione delle principali risorse idriche, allocate in maniera non omogenea sul territorio delle regioni italiane (Figura 3).

Prelievi da acque sotterranee

I prelievi da sorgente (pari a circa 102,5 metri cubi al secondo, corrispondenti al 35 per cento del totale captato) prevalgono sensibilmente fra le fonti di approvvigionamento idropotabile presenti nei comuni situati lungo, ed ai bordi, dell'arco alpino e della catena appenninica (Tabella 1).

In particolare, nell'ambito dell'arco alpino le regioni che incidono sul prelievo nazionale con i quantitativi maggiori sono la Lombardia, il Trentino-Alto Adige e il Veneto; in maniera meno incisiva il Piemonte e, a seguire, con contributi decisamente inferiori, il Friuli-Venezia Giulia e la Valle d'Aosta (Figura 10).

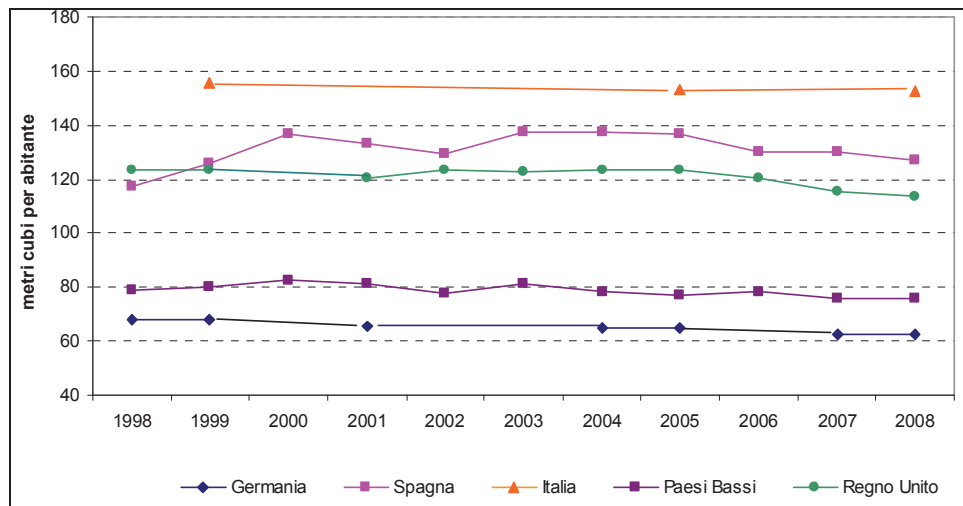


Figura 1 – Volumi d'acqua ad uso potabile, pro capite, prelevati complessivamente dai corpi idrici nei principali paesi europei.
 Figure 1 – Volumes of water abstracted for public supply by the main European countries, per capita.

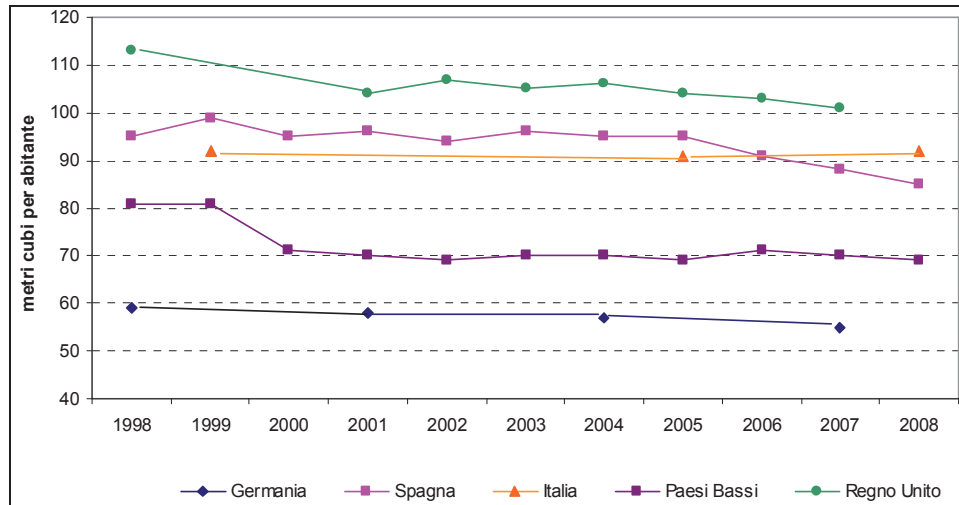


Figura 2 – Consumi pro capite d’acqua ad uso potabile nei principali paesi europei.
 Figure 2 – Per capita drinking water consumption in the main European countries.

Tabella 1 – Volumi d’acqua ad uso potabile per tipologia di fonte e distretto idrografico (composizione percentuale di colonna).
 Table 1- Volumes of water abstraction by source and by hydrographical districts (percent composition stored in column).

DISTRETTI	SORGENTE	POZZO	ACQUE SUPERFICIALI
	percentuale di volume d’acqua prelevato	percentuale di volume d’acqua prelevato	percentuale di volume d’acqua prelevato
Alpi Orientali	12,4%	14,2%	5,6%
Appennino Centrale	31,0%	6,9%	2,5%
Appennino Meridionale	32,8%	19,5%	22,4%
Appennino Settentrionale	5,3%	10,4%	23,4%
Bacino Pilota del Serchio	0,3%	0,5%	0,0%
Padano	12,9%	40,7%	17,3%
Sardegna	0,4%	0,7%	19,1%
Sicilia	4,9%	7,2%	9,6%

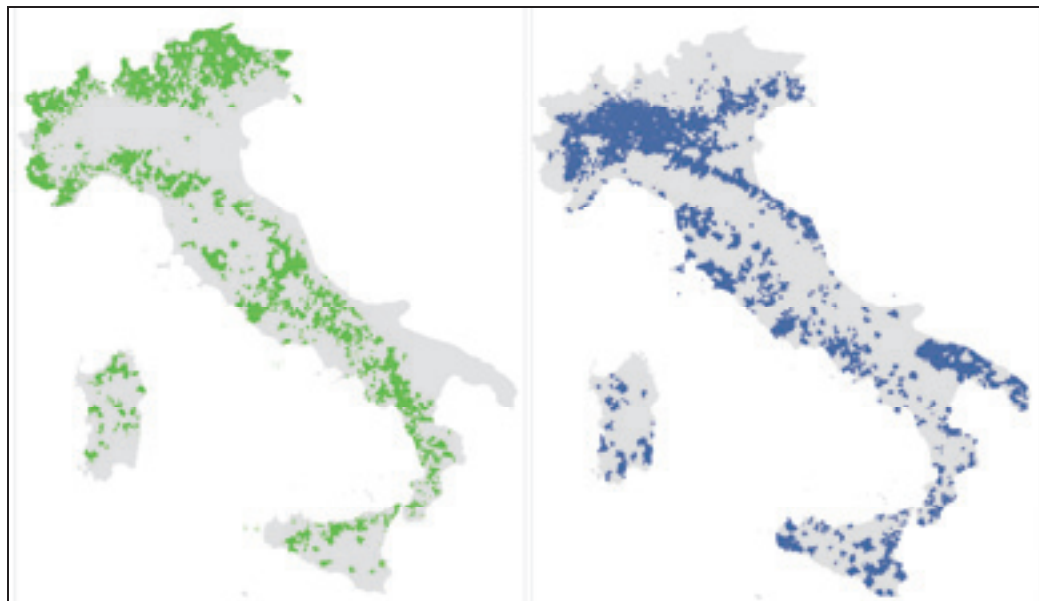


Figura 3 – Comuni in cui si effettuano prelievi da sorgente (a sinistra) o da pozzo (a destra).
 Figure 3 - Municipalities where water abstraction comes from spring (on left) or from well (on right).

L'analisi dei complessi idrogeologici giustifica, a grandi linee, tali distribuzioni regionali. Procedendo da Nord Est verso Nord Ovest, spicca innanzitutto la struttura carbonatica del Carso, caratterizzata da un'aliquota d'infiltrazione totale molto prossima alle precipitazioni, sede delle sorgenti più significative presenti nell'area. Le zone a Sud e Sud Est della catena alpina, nel Trentino centro settentrionale, parte del Veneto e del Friuli-Venezia Giulia, sono costituite da rocce cristalline e metamorfiche scarsamente permeabili, ma con modeste coperture carbonatiche acquifere, responsabili dell'alimentazione di alcune sorgenti importanti.

È però nelle aree meridionali di queste zone dell'arco alpino, quasi ai margini della pianura, e in corrispondenza dei complessi carbonatici carsici che si localizzano i principali gruppi sorgivi. Più ad Ovest, serie carbonatiche a permeabilità elevata si sovrappongono ai complessi cristallini e metamorfici di base, diventando sedi anch'esse di importanti sorgenti. Ancora più a Ovest, invece, parte delle alpi lombarde e la gran parte di quelle piemontesi sono composte prevalentemente da tali complessi metamorfici e cristallini poco permeabili per fratturazione; soltanto le zone particolarmente tettonizzate, quindi, e i complessi morenici sono caratterizzati dalla presenza di acquiferi di un certo rilievo. Infine, a Nord Ovest, le alpi marittime presentano una serie carbonatica, molto permeabile per fratturazione e carsismo, che poggia su un basamento cristallino

impermeabile.

L'area, sede del Distretto delle Alpi orientali ad Est e del Distretto padano più ad Ovest, contribuisce, complessivamente per circa il 24 per cento, ai volumi totali prelevati in Italia da sorgente (Figura 4 e Tabella 1), ricorrendo solo per il 20 per cento a processi di potabilizzazione. È noto, infatti, che le acque che scaturiscono dai bordi e dalle pendici dei rilievi sono per natura meno esposte a pericoli di contaminazione, essendo le aree in pendio meno interessate da fenomeni di urbanizzazione.

Procedendo lungo la penisola, la Toscana e l'Emilia Romagna, appartenenti al Distretto dell'Appennino settentrionale, pur evidenziando una prevalenza nel ricorso del prelievo da sorgente, dato il significativo affioramento dell'Appennino toscano-emiliano, presentano volumi complessivamente captati non particolarmente consistenti, in quanto gli insediamenti umani prevalgono nelle aree di pianura dove affiorano consistenti acquiferi alluvionali. Diversamente, Lazio e Campania presentano ingenti prelievi da sorgente, seguiti subito dopo da Abruzzo, Basilicata ed Umbria, ovvero da tutte quelle regioni allocate nelle zone di affioramento dell'Appennino centrale e meridionale più ricche di scaturigini naturali.

In queste aree, infatti, che sono sedi rispettivamente del Distretto centrale e del Distretto meridionale, viene captato complessivamente il 69 per cento del totale nazionale prelevato da sorgente (Figure 5-6 e Tabella 1).

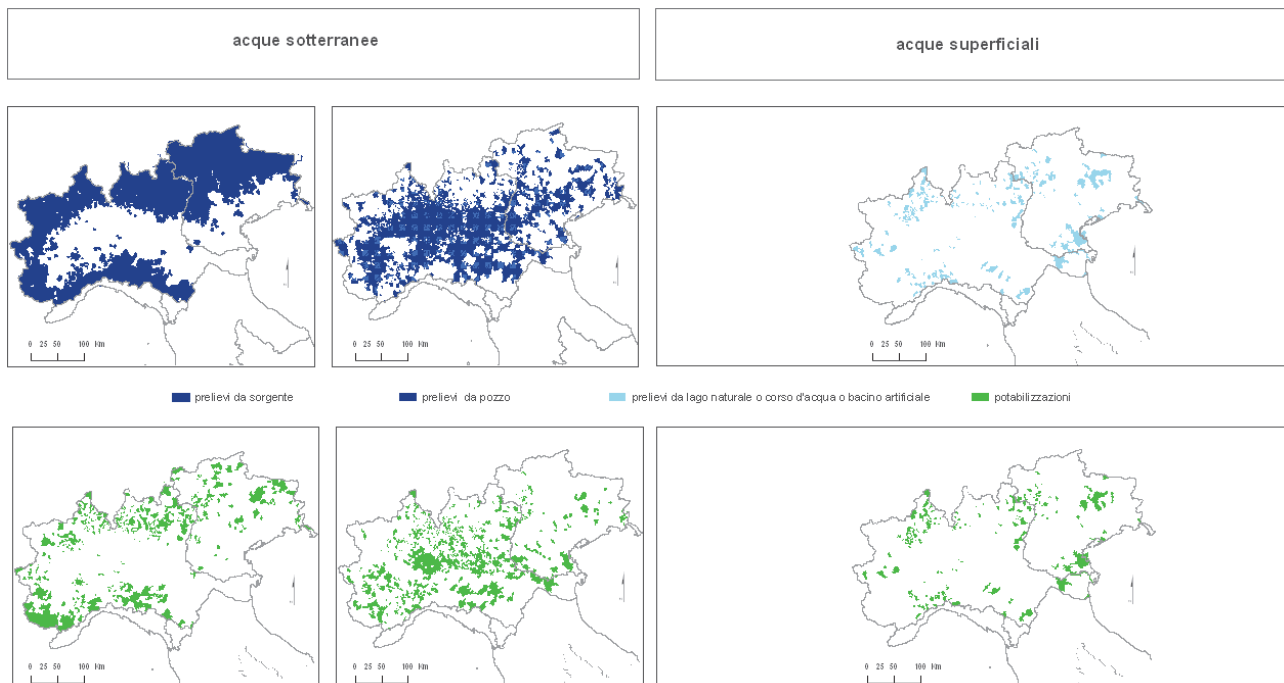


Figura 4 – Comuni del Distretto Padano e del Distretto delle Alpi Orientali nei quali si effettuano prelievi da acque sotterranee e superficiali.

Figure 4 - Padano District and District of Eastern Alps. Municipalities where abstraction comes from ground and surface water.

I massicci carbonatici abruzzesi, laziali, campani e in parte lucani, infatti, a causa delle diverse fasi tettoniche, risultano frammentati, spesso separati o sovrapposti a complessi impermeabili. Queste condizioni, pur rendendoli isolati dal punto di vista idrogeologico, conferiscono loro la capacità di immagazzinare volumi d'acqua tali da alimentare sorgenti tra le più potenti del

bacino del Mediterraneo. Numerosi gruppi sorgivi, ma di modesta portata, vengono a giorno nelle aree settentrionali della Sardegna, dove affiorano i massicci cristallino-metamorfici poco permeabili, con manifestazioni sorgentizie di importanza solo locale, e in Sicilia nella zona delle vulcaniti dell'Etna e nei complessi carbonatici degli Iblei (Figura 8).

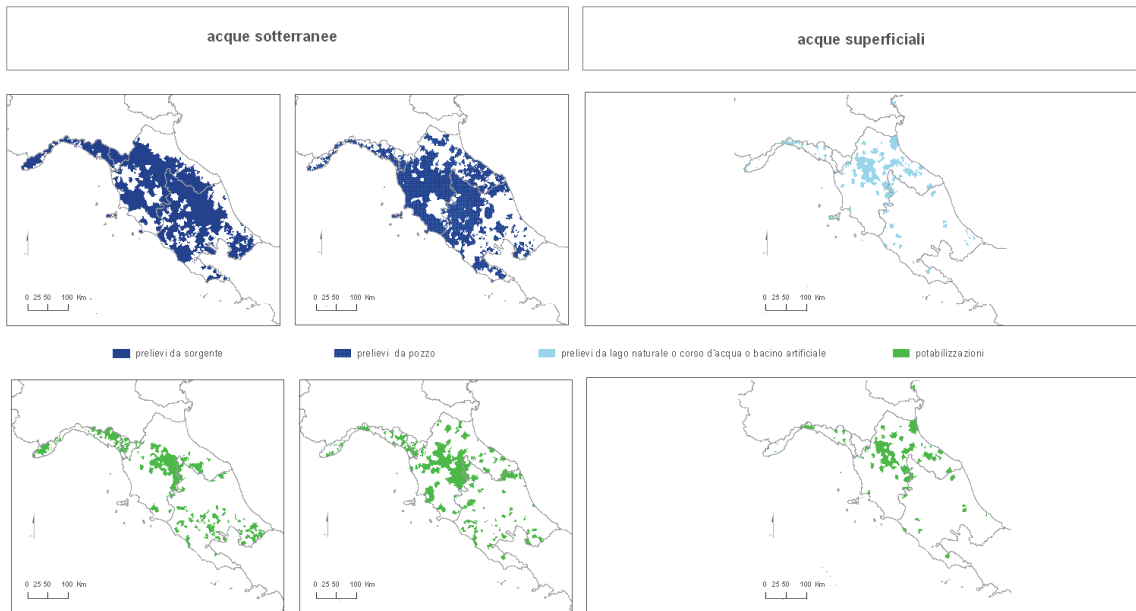


Figura 5 - Comuni del Distretto dell'Appennino settentrionale, del Distretto Pilota del Serchio e del Distretto dell'Appennino centrale nei quali si effettuano prelievi da acque sotterranee e superficiali.

Figure 5 - District of Northern Apennines, Pilot District of Serchio and District of Central Apennines. Municipalities where abstraction comes from ground and surface water.

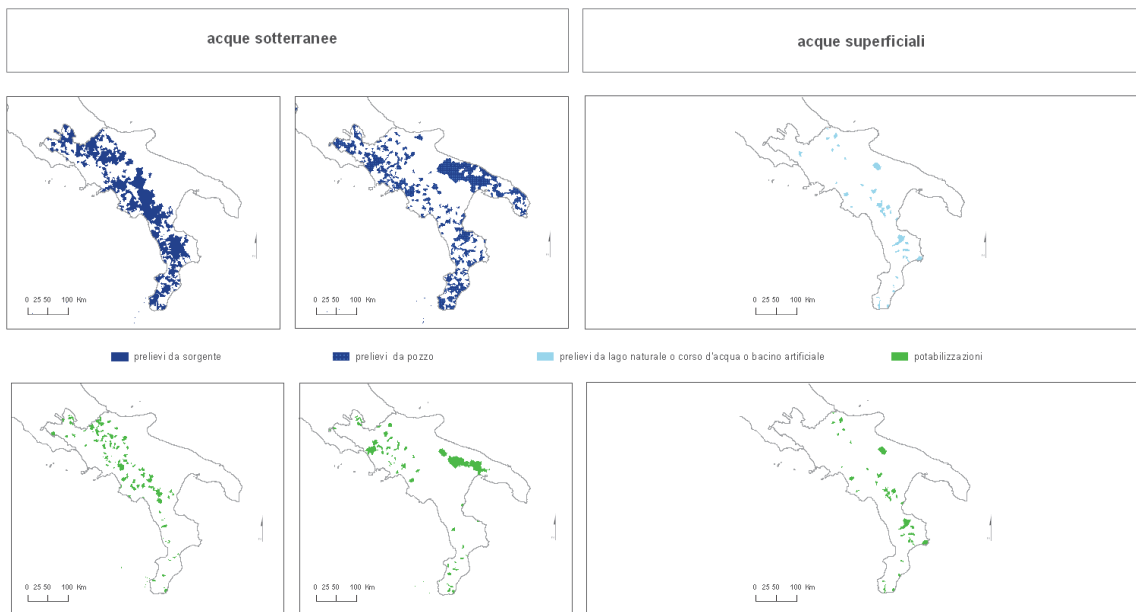


Figura 6 - Comuni del Distretto dell'Appennino meridionale nei quali si effettuano prelievi da acque sotterranee e superficiali.

Figure 6 - District of Southern Apennines. Municipalities where abstraction comes from ground and surface water.

I comuni nei cui territori il prelievo avviene prevalentemente da pozzo (con 143,73 metri cubi al secondo, pari al 50 per cento) sorgono, invece, nelle grandi e piccole pianure centrali, intramontane e costiere, sedi dei principali acquiferi porosi, primo fra tutti quello della grande Pianura padano-veneto-friulana. In essa confluiscono in larga parte le acque provenienti dagli acquiferi carbonatici sud-alpini e quelli della fascia settentrionale, nota come “alta pianura”. Questa, distribuita lungo le pendici dei rilievi alpini e appenninici, è composta da conoidi molto permeabili, originate dai numerosi fiumi che la attraversano. Le acque che s’infiltrano attraverso le conoidi in parte vengono restituite ai fiumi, in parte alimentano le cosiddette linee delle risorgive, e il resto convoglia nel complesso acquifero poroso sottostante, nel quale si realizzano la maggior parte delle captazioni da pozzo della penisola. Le regioni che fruiscono maggiormente delle potenzialità di queste aree (Emilia Romagna, Veneto, Piemonte e Lombardia) sono proprio quelle in cui si realizzano i maggiori prelievi da pozzo della penisola. Il solo Distretto padano, infatti, costituisce quasi il 41 per cento dell’intero prelievo nazionale (Tabella 1).

Di analogo interesse, sebbene maggiormente distribuito, è il prelievo da pozzo registrato in corrispondenza delle pianure costiere tirreniche e pugliesi. Si tratta dei vari acquiferi sovrapposti della Pianura pontina, della Piana del Volturno – Regi Lagni, della Piana del Sarno e di quella del Sele, corrispondenti al Distretto dell’Appennino meridionale, che contribuisce al prelievo nazionale con circa il 20 per cento (Tabella 1).

Prelievi da acque superficiali

Lo sfruttamento maggiore di acque superficiali per uso potabile, invece, interessa l’intero Distretto dell’Appennino settentrionale. Questo, limitato a Nord Est da un’importante lineazione tettonica e a Sud dalle alte valli dell’Arno e del Tevere, comprende la Liguria

orientale, l’Oltrepò pavese, l’Appennino parmense, modenese, bolognese, forlivese, le Cinque Terre sino al Casentino e l’alto Perugino. L’intera area è costituita in larga parte da complessi poco permeabili di origine terrigena; gli acquiferi sono modesti e le sorgenti rade e di piccola portata. Per questo motivo sono stati realizzati degli invasi che immagazzinano il forte ruscellamento montano. Situazione analoga, anche se di entità leggermente inferiore, è quella registrata nel Distretto meridionale (il cui prelievo da acque superficiali rappresenta quasi il 15 per cento del totale nazionale), dove regioni come la Puglia, la Basilicata e la Calabria, sedi di pianure terminali, hanno sfruttato in maniera intensa il regime torrentizio di molti fiumi, trasformando questa possibilità in una valida alternativa agli acquiferi modesti e ai gruppi sorgivi importanti, ma poco frequenti, che caratterizzano il proprio territorio. Le mappe rappresentative dei volumi d’acqua potabilizzata (Figure 4-5-6-8) e il diagramma a barre in Figura 7 confermano con maggiore evidenza tali indicazioni.

Le aree in cui si rendono particolarmente necessari i trattamenti di potabilizzazione sono le stesse in cui prevalgono i prelievi da pozzo (area della grande pianura emiliano-padano-veneta) e l’utilizzo di invasi artificiali (Basilicata, Sicilia e Sardegna). Relativamente alle prime, le cause sono probabilmente da ricondursi alla storica scarsa coordinazione fra pianificazione dello sfruttamento delle risorse idriche sotterranee e dello sviluppo territoriale economico.

Per quanto riguarda le acque superficiali, invece, in Sicilia queste devono, spesso, la loro scarsa qualità alla presenza di rocce saline e gessose; quelle sarde, che alimentano gli acquiferi dei depositi alluvionali delle pianure del Campidano, dell’Oristanese e del Fiume Cixerri, soffrono anch’esse dell’intenso inquinamento antropico (es. estrazioni minerarie) e naturale (intrusione salina).

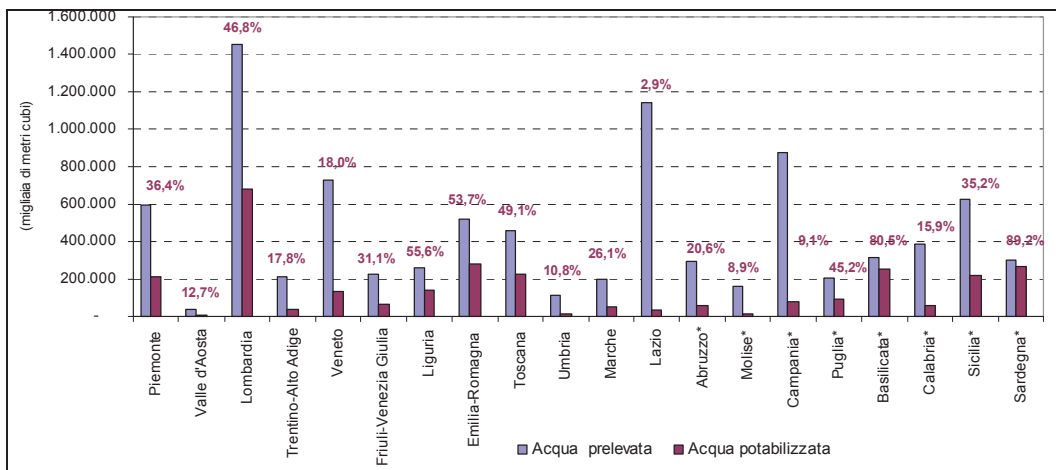


Figura 7 – Volume d’acqua prelevata ad uso potabile e percentuale della quota parte potabilizzata, per regione.
 Figure 7 – Volume of raw water abstracted for public supply and percentage of drinking amount, at regional level.

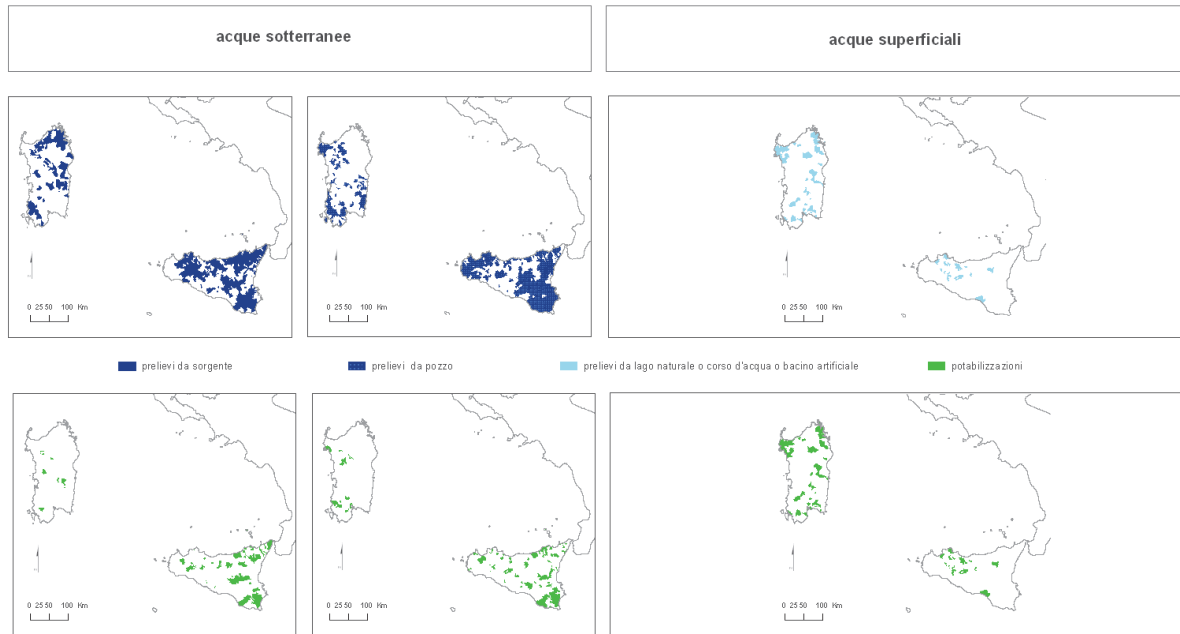


Figura 8 - Comuni del Distretto di Sardegna e del Distretto di Sicilia nei quali si effettuano prelievi da acque sotterranee e superficiali.
 Figure 8 – District of Sardinia and District of Sicily. Municipalities where abstraction comes from ground and surface water.

Indicatori di gestione

Da un punto di vista quantitativo, nel 2008 il prelievo lungo il territorio italiano deriva per l'85% da acque sotterranee e per la restante percentuale del 15% da acque superficiali.

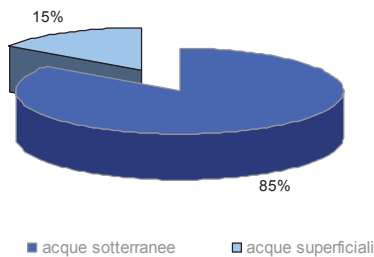


Figura 9 – Volumi d'acqua ad uso potabile prelevati in Italia per tipologia di fonte (valori percentuali)
 Figure 9 – Volumes of water abstracted in Italy for public supply, by source (percent values).

In particolare, l'analisi della distribuzione a livello regionale delle diverse tipologie di fonte, quali "pozzo" e "sorgente", evidenzia un quadro fortemente eterogeneo su tutto il territorio italiano, come del resto si presenta, dal punto di vista idrogeologico, lo stesso territorio. Tuttavia nel complesso emerge con chiarezza una netta differenza tra la distribuzione dei prelievi da sorgente e quella da pozzo. Nelle Figure 10 e 11 sono rappresentate, per regione, le distribuzioni percentuali dei comuni per classe di volume captato e fonte, su base annua. I pozzi

risultano, infatti, uniformemente distribuiti per classe di volume prelevato, rispetto alle sorgenti che, diversamente, presentano una maggiore variabilità nella ripartizione percentuale dei comuni per quantità di acqua captata nell'arco dell'anno. Fanno eccezione, rispetto a questo andamento tendenziale, Lombardia e Piemonte, dove la distribuzione percentuale dei comuni per classe di volume prelevato da sorgente e da pozzo è sostanzialmente paragonabile. In quest'ultimo caso le motivazioni di un analogo ricorso a pozzi e sorgenti sono riconducibili, probabilmente, in larga parte a scelte gestionali ed ancora di più alle caratteristiche evolutive della domanda di utenze potabili.

Per quanto riguarda l'estrazione da pozzo, la frammentazione maggiore si registra in Friuli-Venezia Giulia, Trentino-Alto Adige, Liguria, Umbria, Abruzzo e Molise, dove non prevale, infatti, l'estrazione d'acqua da una singola classe di portata. In particolare in Friuli-Venezia Giulia e Trentino-Alto Adige prevale il numero di pozzi con classe di portata molto piccola (inferiore a 1.000 metri cubi annui), il che suggerirebbe la possibilità di rendere più efficiente la gestione massimizzando il numero di pozzi di grande portata ed eliminando quelli con volumi modesti. Situazione simile in Piemonte e Lombardia, dove, nonostante si prelevi principalmente da pozzi con portata medio-grande (superiore a 50.000 metri cubi annui), risulta, comunque, ancora molto alto il numero di comuni che prelevano da pozzi con piccola portata.

Nel caso dei prelievi da sorgente, è evidente come la dispersione sia dovuta spesso al quadro idrogeologico di appartenenza della risorsa. Il numero di comuni nei cui

territori si effettuano captazioni da sorgente è superiore lungo l'arco alpino, ma l'alternarsi di complessi cristallino-metamorfici e coperture carbonatiche fa sì che coesistano numerose scaturigini di piccola o media portata con gruppi sorgivi invece di entità consistente. Lungo l'Appennino, al contrario, il numero di comuni che prelevano da sorgente è limitato, e allo stesso tempo il volume captato appartiene ad un ristretto numero di

classi più elevate, come avviene per il Lazio, la Basilicata e la Calabria. In quest'ultimo caso i grandi volumi idropotabili sono prelevati per alimentare i grandi sistemi di adduzione dell'Italia centro-meridionale, in larga parte progettati e realizzati dalla Cassa per il Mezzogiorno, con l'eccezione delle sorgenti del Peschiera, storica risorsa idrica strategica per l'approvvigionamento della città di Roma, fin dai primi decenni del secolo scorso.

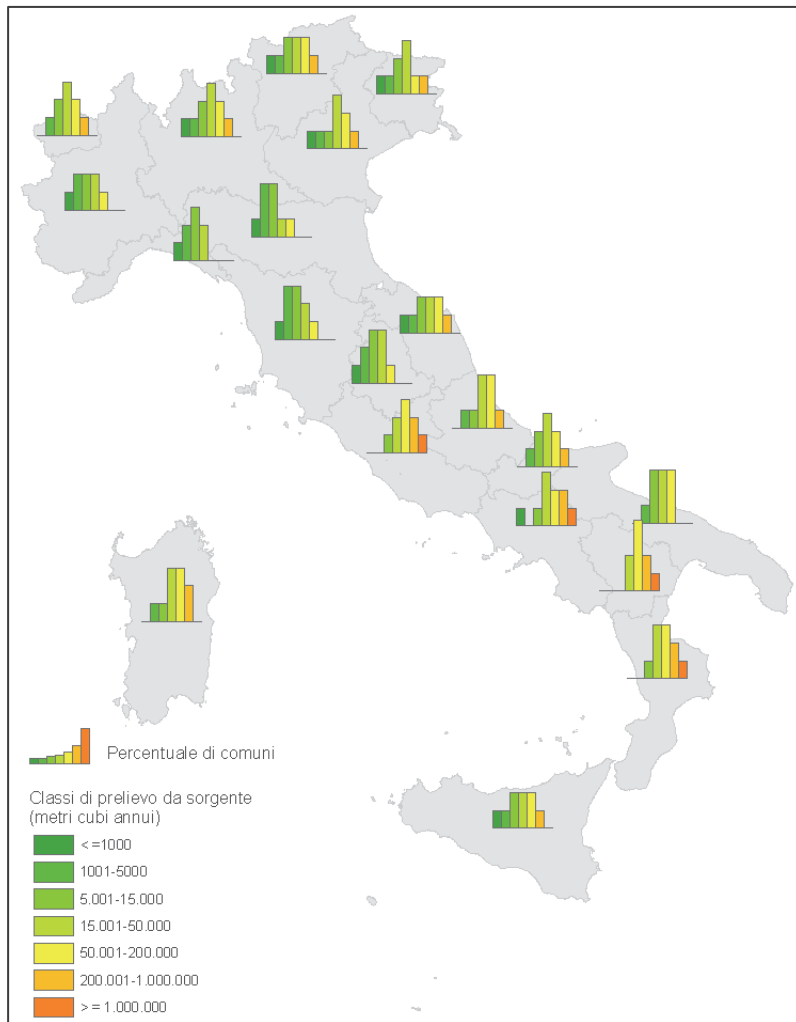


Figura 10 – Distribuzione della percentuale di comuni per classe di prelievo da sorgente e regione.

Figure 10 – Percentage distribution of municipalities, by range of abstraction levels from spring, at regional level.

Diversamente, a Nord, la storica attribuzione ai comuni della gestione dei servizi idrici, ancora oggi in essere, ha condotto, fisiologicamente, alla moltiplicazione di punti di prelievo (spesso modesti), piuttosto che ad un'ottimizzazione dello sfruttamento della risorsa.

Andamento dei prelievi in Italia dal 1999 al 2008

Dal punto di vista strettamente quantitativo il totale dei volumi prelevati appare, in Italia, in lieve ma continua crescita dal 1999 al 2008 (Figura 12). L'analisi della serie

storica regionale riferisce che le regioni che hanno incrementato maggiormente i prelievi dal 1999 al 2008 sono il Friuli-Venezia Giulia, con un incremento di circa il 10 per cento, e a seguire Lazio e Trentino-Alto Adige, con un aumento di circa il 9 per cento. Al contrario, Abruzzo e Liguria si distinguono dal trend generale, facendo registrare, rispettivamente, una riduzione del 16 e del 7 per cento circa. Pressoché invariati risultano invece i volumi prelevati da Piemonte e Lombardia.

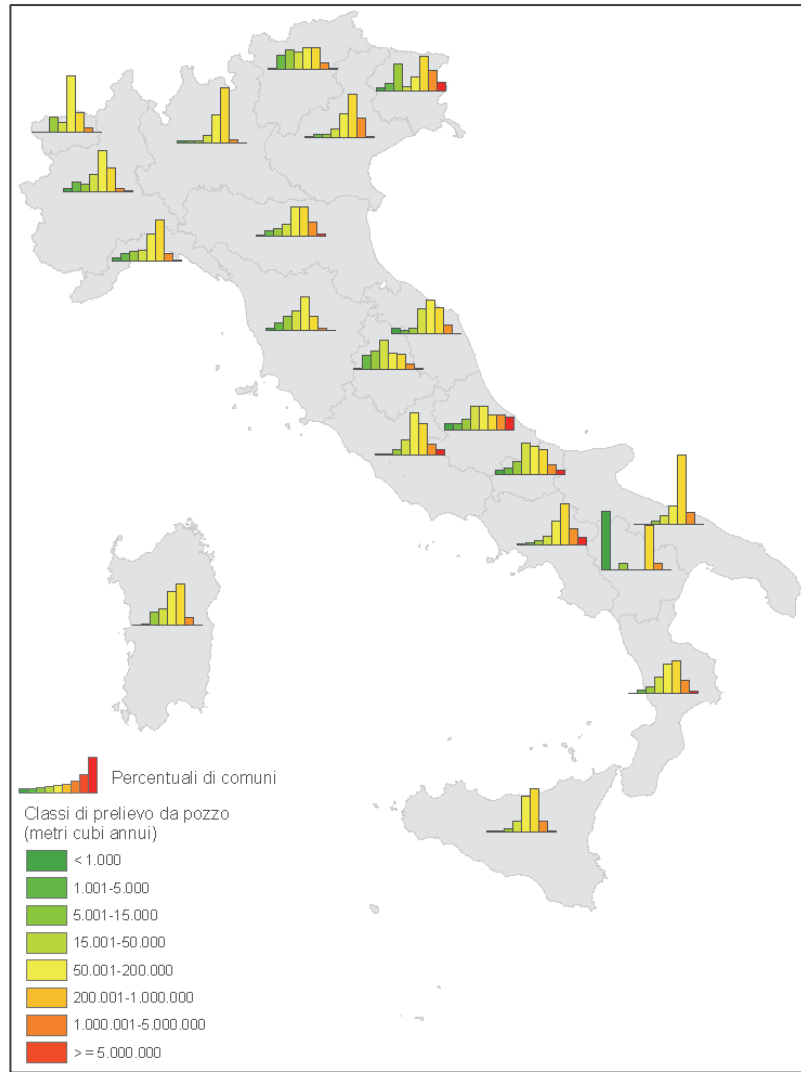


Figura 11 – Distribuzione della percentuale di comuni per classe di prelievo da pozzo e regione.
 Figure 11 - Percentage distribution of municipalities, by range of abstraction levels from well, at regional level.

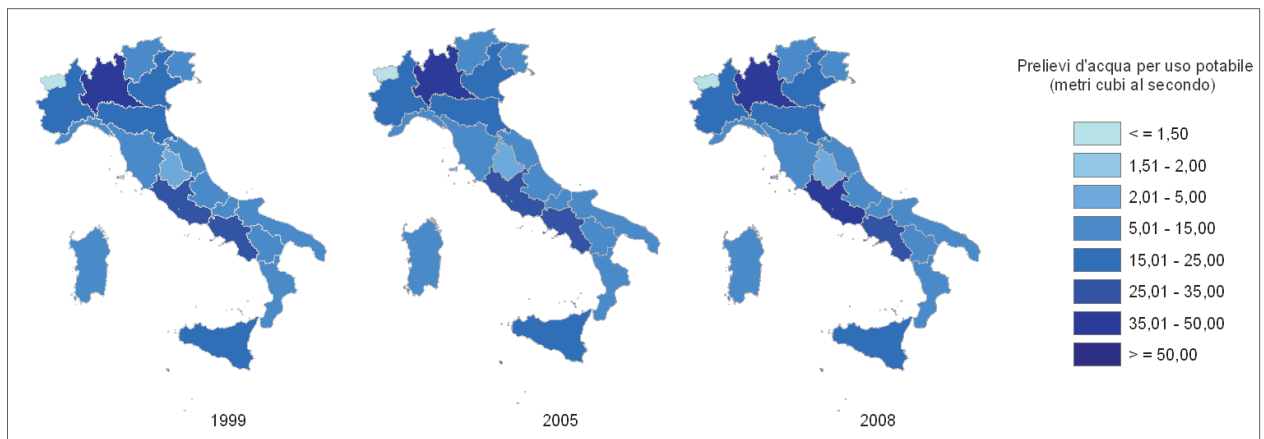


Figura 12 – Volumi d'acqua ad uso potabile per classe di prelievo e regione.
 Figure 12 - Volumes of water abstracted for public supply, by range of abstraction levels, at regional level.

Qualitativamente, invece, dall'analisi per tipologia di fonte emerge un dato interessante: l'incremento del prelievo dal 1999 al 2008 non è riconducibile ai prelievi da sorgente (i cui volumi captati diminuiscono fra il 1999 ed il 2008), ma piuttosto a quelli da acque superficiali e da pozzi. In particolare per questi ultimi l'aumento è dovuto probabilmente all'approfondimento dei pozzi preesistenti, ad impatto economico più basso rispetto ad altre soluzioni (Figura 13).

Analisi territoriale dell'acqua erogata

La distribuzione dei consumi idropotabili su base annua per comune (Figura 14) e per regione (Figura 15), relativi al 2008, consente ulteriori considerazioni: la mappa in Figura 14 indica che la gran parte dei comuni italiani presenta un consumo idropotabile pro capite annuo non superiore a 80 metri cubi, valore corrispondente a circa 220 litri/abitante/giorno, ampiamente riconosciuto come valo-

re di riferimento per le dotazioni civili nel nostro paese. Emerge, diversamente, dalla stessa mappa, la singolarità di comuni che presentano un consumo pro capite annuo superiore a 500 metri cubi, riconducibile nella maggior parte dei casi alla vocazione turistica di questi centri, i cui fruitori si moltiplicano, in diversi casi anche di diversi ordini di grandezza, in alcuni mesi dell'anno: d'inverno nelle località sciistiche, d'estate in quelle di mare. In questo senso alcuni piccoli centri della costa sarda appaiono esemplari.

Diversamente la lettura della Figura 15 evidenzia il deciso prevalere dei consumi totali d'acqua ad uso potabile nelle regioni in cui è maggiore la presenza di centri ad elevata densità abitativa come il Lazio, dove la città di Roma assorbe in modo cospicuo i consumi idropotabili dell'intera regione, oppure l'esistenza di una fitta rete di centri urbani fortemente sviluppati anche nei servizi, come in Lombardia.

Tabella 2 – Volumi d'acqua prelevati ad uso potabile per regione.
Table 2 – Volumes of water abstracted for public supply, at regional level.

REGIONI	Acqua prelevata (migliaia di metri cubi)			REGIONI	Acqua prelevata (migliaia di metri cubi)		
	1999	2005	2008		1999	2005	2008
Piemonte	591.464	588.386	594.124	Abruzzo	336.521	292.555	290.662
Valle d'Aosta/Vallée d'Aoste	38.178	37.596	39.728	Molise	165.691	160.486	161.355
Lombardia	1.451.744	1.464.894	1.451.578	Campania	847.737	869.501	872.032
Trentino-Alto Adige	194.938	199.210	214.359	Puglia	201.568	198.106	209.590
<i>Bolzano - Bozen</i>	<i>72.065</i>	<i>74.028</i>	<i>76.894</i>	Basilicata	316.097	318.781	315.676
<i>Trento</i>	<i>122.873</i>	<i>125.182</i>	<i>137.465</i>	Calabria	359.576	373.943	388.234
Veneto	677.600	702.078	729.773	Sicilia	616.827	627.517	625.797
Friuli-Venezia Giulia	201.518	202.085	223.761	Sardegna	306.832	256.442	297.898
Liguria	274.728	262.565	257.558				
Emilia-Romagna	508.683	525.786	517.484				
Toscana	432.205	447.765	460.333	ITALIA	8.873.630	8.931.759	9.108.313
Umbria	112.066	114.723	115.753				
Marche	204.561	201.868	202.364				

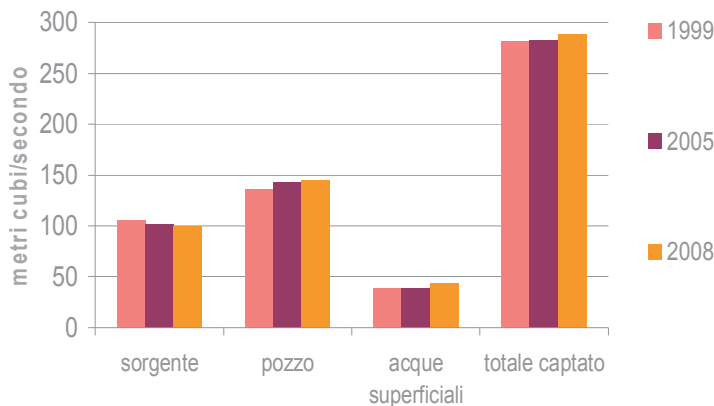


Figura 13 – Prelievi nazionali per tipologia di fonte.
Figure 13 – National water abstraction by source.

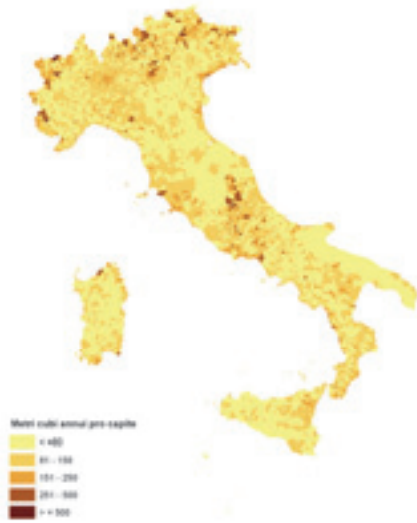


Figura 14 – Consumo d’acqua ad uso potabile per abitante
 Figure 14 – Drinking water consumption per capita.

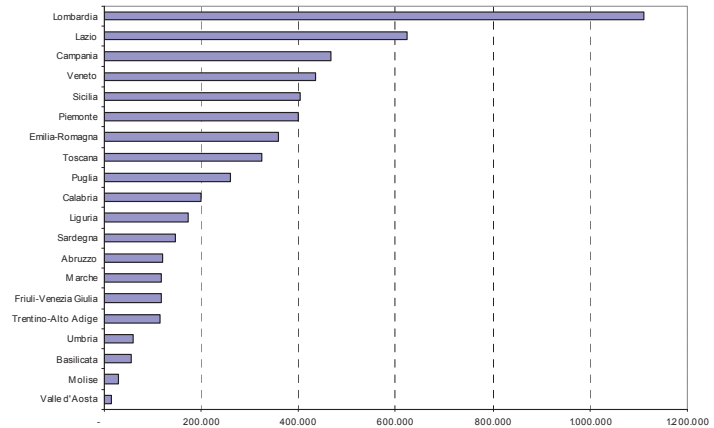


Figura15 – Consumo d’acqua ad uso potabile per regione (migliaia di metri cubi)
 Figure 15 – Drinking water consumption at regional level (thousands cubic meters).

Conclusioni

Il presente lavoro ha evidenziato come il capillare lavoro di raccolta, elaborazione ed interpretazione dei dati relativi ai prelievi ad uso idropotabile sul territorio italiano, svolto da Istat con progressivo impegno negli ultimi decenni, cui recentemente hanno fornito il proprio supporto alcune strutture universitarie, restituisca un quadro aggiornato delle conoscenze in materia di prelievi e dei relativi consumi, sostanzialmente dettagliato ed interessante ai fini di qualunque ulteriore scelta di ordine strategico sulle modalità di gestione dei servizi idrici. La conoscenza della risorsa prelevata e potenzialmente prelevabile è, infatti, il presupposto necessario per una corretta impostazione delle scelte di sfruttamento sostenibile di essa. In questa sede sono state illustrate le prime considerazioni

ritenute di interesse per ogni valutazione successiva in merito, nella convinzione che l’approfondimento delle conoscenze acquisite fino ad ora potrà essere di maggiore supporto per le decisioni future.

Bibliografia

- Istat (2009) – Statistica in breve “Censimento delle risorse idriche a uso civile”
http://www.istat.it/salastampa/comunicati/non_calendario/20091210_00
- Civita M.V.(2008) - L’assetto idrogeologico del territorio italiano: risorse e problematiche. Quaderni della Società Geologica Italiana.
- Eurostat (2011) - Environment statistics:
http://epp.eurostat.ec.europa.eu/portal/page/portal/environment/data/main_tables

Aspetti geologici e idrogeologici del peculiare acquifero dell'Isola di Pianosa (Arcipelago Toscano)

Marco Doveri¹, Roberto Giannecchini^{2*}, Mario Mussi¹, Irene Nicotra³,
Alberto Puccinelli²

¹Istituto di Geoscienze e Georisorse - C.N.R., Pisa - doveri@igg.cnr.it, mussi@igg.cnr.it

²Università di Pisa - Dipartimento di Scienze della Terra - rgiannecchini@dst.unipi.it, pucci@dst.unipi.it

³Provincia di Livorno - i.nicotra@provincia.livorno.it

* Autore di riferimento

Hydrogeological and hydrogeochemical features of the peculiar aquifer of Pianosa Island (Tuscan Archipelago, Italy)

ABSTRACT: The Pianosa Island (Tuscan Archipelago), characterized by the typical flat morphological structure, is formed by Neogenic-Quaternary sedimentary rocks. Despite its small extension and poor rainfall amount, the Pianosa aquifer is characterized by significant groundwater resources, supporting the presence of about 2,000 people in the past. Nevertheless, the groundwater overexploitation and the local land use (agricultural activity and cattle-breeding, related to the local penal settlement) caused sea-water intrusion and pollution phenomena. An improvement of such situation occurs since 1998, owing to the closing of the penal settlement. By means of a multidisciplinary approach, this research intended to describe the hydrogeological and hydrogeochemical features of the Pianosa Island aquifer system. Preliminary results show that the groundwater recharge and circulation are substantially controlled by the hydro-structural conditions. The water table flow direction is generally W-E, in conformity with the dip direction of the stratigraphic contact between the outcropping permeable calcarenite and the underlying impermeable marly-clayey rocks. However, the last ones present conglomerate and sandstone intercalations, sometimes in contact (by angular unconformity) with the calcarenite, determining a continuity in the groundwater circulation, which is phreatic in the calcarenite, and confined in the conglomerate and sandstone horizons. The electric conductivity (EC) map confirms this hydrogeological structure. EC values above 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ are common in almost all the groundwater analyzed. Greater problems of salinity in groundwater have been observed in the eastern part of Pianosa, where piezometric depressions have been individuated. In agreement with the hydro-structural and piezometric conditions, the hydrogeochemical analyses confirm the recharge of the confined horizons (conglomerate and sandstone) by the superficial calcarenite. The isotopic data indicate that the aquifer system is recharged by the rainfall direct infiltration. The chemical analyses of most groundwater samples suggest an intermediate facies Na-Cl/Ca-HCO₃, produced by the combination of the sea spray and the circulation in prevalently carbonate aquifer. Clearly Na-Cl groundwater prevails in the eastern portion of the island, evidencing the seawater intrusion in the calcarenite, also confirmed by water table conditions and isotopic data.

Key terms: Hydrogeology, Hydrogeochemistry, Aquifer, Seawater intrusion, Pianosa Island, Tuscan Archipelago

Termini chiave: Idrogeologia, Idrogeochimica, Acquifero, Intrusione marina, Isola di Pianosa, Arcipelago Toscano

Riassunto

L'Isola di Pianosa (Arcipelago Toscano), caratterizzata dal tipico aspetto morfologico piatto, è costituita essenzialmente da rocce sedimentarie neogenico-quadernarie. Nonostante la sua piccola estensione e la scarsità di afflussi meteorici, l'acquifero di Pianosa presenta una risorsa idrica significativa, che in passato ha consentito la presenza di circa 2.000 persone. Tuttavia, il sovrasfruttamento dell'acquifero, nonché il locale uso del suolo (attività agricole e di allevamento collegate alla colonia penale), ha provocato nel tempo un consistente deterioramento della qualità delle acque sia per fenomeni di intrusione marina, sia per inquinamento. La situazione è migliorata

a partire dal 1998, in seguito alla chiusura della colonia penale e alla riduzione dell'attività carceraria.

Mediante un approccio multidisciplinare questo studio ha pertanto lo scopo di descrivere le caratteristiche idrogeologiche e idrogeochimiche del sistema acquifero di Pianosa.

I risultati preliminari mostrano che ricarica e circolazione delle acque sotterranee sono sostanzialmente controllate dall'assetto idrostrutturale dell'isola. La direzione di flusso è generalmente ovest-est, conformemente con la direzione di immersione del contatto stratigrafico tra la calcarenite superficiale (permeabile) e le sottostanti rocce marnoso-argillose (sostanzialmente impermeabili). Quest'ultime presentano

tuttavia intercalazioni conglomeratiche ed arenacee, talvolta in contatto discordante con le soprastanti calcareniti, determinando una certa continuità nella circolazione idrica sotterranea, freatica nella calcarenite e confinata negli orizzonti conglomeratico-arenacei.

La carta della conducibilità elettrica (CE) conferma questo assetto idrogeologico. Valori di CE oltre 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sono comuni in gran parte delle acque sotterranee campionate sull'isola. Tali valori sono verosimilmente dovuti alla combinazione della circolazione in rocce carbonatiche con lo spray marino cui è soggetta l'isola. Maggiori problemi di salinità delle acque sono stati osservati nella parte orientale dell'isola, in concomitanza con le depressioni piezometriche.

In accordo con l'assetto idrostrutturale e le condizioni piezometriche, le analisi idrogeochimiche confermano la ricarica degli orizzonti confinati (arenarie e conglomerati) da parte della calcarenite sovrastante. I dati isotopici indicano inoltre che l'acquifero è ricaricato dall'infiltrazione diretta delle piogge.

Infine, le analisi chimiche della maggior parte dei campioni analizzati suggeriscono una facies intermedia Na-Cl/Ca-HCO₃, derivante dalla combinazione di una circolazione delle acque in ambiente prevalentemente carbonatico unitamente allo *spray* marino. Acque più marcatamente cloruro-sodiche prevalgono tuttavia nella porzione orientale dell'isola, evidenziando fenomeni di intrusione marina nella calcarenite, confermata anche dai dati piezometrici ed isotopici.

Introduzione e cenni storici

Peculiarità, importanza e fragilità dell'ambiente idrogeologico delle isole di modeste dimensioni sono stati bene evidenziati da Falkland & Custodio (1991), Falkland (1993), Vacher & Quinn eds. (1997) e Bricker (2007). Le piccole isole hanno comunemente problemi legati alla ricarica e all'intrusione marina in acquifero (Singh & Gupta, 1999; Herbert & Lloyd, 2000; Robins & Lawrence, 2000). A questi si aggiungono condizioni di sfruttamento della risorsa idrica talvolta elevato, specialmente nelle zone a forte vocazione turistica (White et al., 2007). L'isola di Pianosa non è esente da molte delle problematiche appena esposte e ad esse vanno aggiunte anche condizioni di vulnerabilità a fenomeni di inquinamento legati alle attività agricole e di allevamento.

Pianosa è l'isola più occidentale dell'Arcipelago Toscano e la quinta per estensione tra le sette isole che lo compongono. Essa è situata a 13 km a sud dell'Isola d'Elba, 50 km dalla costa continentale e 40 km dalla Corsica. L'isola è nel complesso pianeggiante, presentandosi come un tavolato di forma sub-triangolare, leggermente basculato verso est. Ha un'estensione di 10,2 km² e un perimetro costiero di circa 18 km, con un'altezza topografica massima di 29 m e media di circa 18 m.

Nonostante le sue modeste dimensioni e l'assetto morfologico sfavorevole alle precipitazioni (480,7 mm annui nel periodo 1951-2002 – dati IBIMET-CNR), in passato l'isola di Pianosa è arrivata a garantire il sostentamento di circa 2000 persone, legate essenzialmente alla locale colonia penale. Infatti, sin dal 1858 l'isola è caratterizzata dalla presenza di una colonia penale, allora denominata Colonia Penale Agricola della Pianosa, con appena 12 detenuti, passati a 149 già nel 1861. Nel 1880 il numero di detenuti sale a 960 e viene aperta la prima scuola elementare. Il successo della colonia è garantito dal fatto che nasce come premio per i reclusi che avevano scontato almeno metà della pena e che vantavano una buona condotta. In tal modo, l'isola mantenne tali le sue caratteristiche di integrità naturali che furono sfruttate all'epoca come terapia per il trattamento dei detenuti malati di tubercolosi, inviati da tutte le parti d'Italia. Sommier (1909) fornisce un elenco della popolazione residente ai primi del '900, con circa 800 detenuti, 80 guardie carcerarie, 41 militari di presidio e 21 persone titolari di specifico ruolo, per un totale di circa 942 abitanti. L'Autore inoltre segnala alcune sorgenti, di cui quella della Lavanderia Vecchia (nella costa prospiciente il Golfo della Botte – vedi Figura 6 per l'ubicazione) "...perenne ed abbastanza abbondante...". Egli fornisce anche notizie sul numero dei pozzi ancora in uso (9) che "...danno acqua, se non ottima almeno potabile, in quantità sufficiente per gli usi della colonia".

Nel 1920 si assiste ad un sensibile aumento della popolazione residente, con l'ulteriore invio di 500 malati e di altri agenti di custodia insieme alle famiglie (Ministero della Giustizia, 1923), situazione che induce un aumento delle attività produttive, tra cui l'allevamento. A tale scopo, nel 1917 viene realizzato il "Pollaio Razionale". Negli anni '30 il numero di detenuti sale a più di 1000 unità, oltre a 60 famiglie di civili. Negli anni '50 avviene la perforazione dei primi pozzi profondi (oltre 100 m), poiché le esigenze idriche dell'isola non potevano essere più sostenute dai soli pozzi "alla romana" (scavati a mano e quindi poco profondi) e dalle piccole sorgenti (Masini, 1953). Negli anni '70 vengono quindi perforati altri pozzi profondi, fino ad un totale di 6 pozzi trivellati.

Gli anni '80, con la presenza del supercarcere, sono quelli di maggior presenza umana sull'isola. Per l'aumentato fabbisogno vengono costruite nuove abitazioni e, nonostante la presenza di falde acquifere produttive e una notevole quantità di pozzi tra romani e trivellati, nello studio di Raggi (1983) si denunciano le gravi difficoltà di approvvigionamento idrico di quell'epoca per far fronte alle richieste idropotabili, agricole e zootecniche. Nella primavera del 1989 a Pianosa sono presenti 1000 detenuti, 500 agenti e relative famiglie. In quell'anno, tuttavia, inizia ad affacciarsi l'ipotesi della chiusura del carcere ed in previsione di questa eventualità il numero dei detenuti si riduce,

cessando ogni tipo di attività da loro svolta. Nel 1992 i reclusi sono appena 100, in regime di semilibertà, con 92 agenti di custodia. Peraltro, non essendosi palesato nessun vero progetto di recupero dell'isola e con il sopraggiungere di una nuova emergenza di sicurezza del Paese (è il periodo degli attentati ai giudici Falcone e Borsellino), viene disposta l'immediata riapertura del supercarcere nel luglio dello stesso anno, con la detenzione di criminali mafiosi. Furono anni di rigido isolamento per l'isola. In seguito fu installato il depuratore, mentre le fognature non furono mai costruite (Nicotra, 2007).

Una chiusura quasi completa del carcere c'è stata nel 1998, terminando l'era della colonia penale dell'Isola di Pianosa. Nel 1999 iniziano le prime escursioni turistiche e con esse l'isola si riapre al mondo esterno. Nel 2000 si insedia sull'isola una comunità di Frati Benedettini e Suore della Fraternità di Gesù, con un progetto di agricoltura biologica (Piga & Foresi, 2001).

Attualmente l'isola è ancora sede di carcere, estensione della Casa di Reclusione di Porto Azzurro. I detenuti, ai quali quotidianamente vengono affidate attività lavorative, sono liberi di circolare sotto il controllo della polizia penitenziaria. Dal 1996, con l'istituzione dell'Ente Parco Nazionale dell'Arcipelago Toscano, l'isola e le sue acque sono considerate ambiente protetto. La popolazione attuale è quindi limitata a una ventina di detenuti ed alle poche unità di polizia penitenziaria. Nel periodo primavera-estate sono presenti alcune unità del Corpo Forestale dello Stato, dei Carabinieri e della Guardia Costiera con funzioni di vigilanza e custodia. E' inoltre attivo un flusso turistico giornaliero controllato, ma non esistono strutture ricettive.

Le vicissitudini dell'isola hanno quindi avuto un'influenza notevole sulle disponibilità idriche e sulla qualità delle acque di falda. Peraltro, benché l'isola sia stata indagata in ambito multidisciplinare, sino ad oggi solo pochi ricercatori si sono dedicati allo studio della risorsa idrica, nonostante che la presenza di acqua in significative quantità su un territorio insulare piatto e di piccole dimensioni possa considerarsi un evento raro nel panorama geologico italiano, di prezioso interesse da un punto di vista scientifico, ma anche socio-economico. Tra questi si ricordano in particolare Masini (1953), Raggi (1983), alcuni rapporti tecnici relativamente recenti della Provincia, editi (Bartoletti et al., 2003) e inediti (Provincia di Livorno, 2000), Nicotra (2007) e Nicotra et al. (2010).

Assetto geologico e idrogeologico

Pianosa costituisce la parte terminale emersa della dorsale Elba-Pianosa (anche detta Dorsale o Altofondo di Pianosa), che separa il bacino della Corsica dalla piattaforma toscana. Tale dorsale si allunga dallo "Scoglio d'Africa"

(alcuni chilometri ad ovest dell'Isola di Montecristo) in direzione nord-sud, chiudendosi pochi chilometri ad est dell'Isola di Capraia (Bossio et al., 2000; Foresi et al., 2000).

Nell'isola si rinvengono principalmente tre unità litostratigrafiche (Figura 1): la Formazione di Marina del Marchese, la Formazione del Golfo della Botte e la Formazione di Pianosa. La Formazione di Marina del Marchese (spessore di circa 120 m) è composta da due differenti unità sedimentarie, una del Miocene inf. (di ambiente marino), l'altra del Miocene sup. (continentale). Essa è costituita da marne con intercalazioni calcarenitiche, affiora lungo il settore nord-occidentale dell'isola ed è di età burdigaliana. A questa si sovrappone la Formazione di Golfo della Botte (spessore di circa 300 m), formata da argille marnose con intercalazioni arenacee e conglomeratiche. E' esposta alla base della falesia del Golfo della Botte e a Cala della Ruta, mentre l'età è riferibile al Tortonian sup.-?Messiniano. Al di sopra poggia, in discordanza, la Formazione di Pianosa, costituita da calcareniti organogene e sabbie cementate ricche in macrofossili, con uno spessore di circa 25-30 m. La parte basale della formazione risale al Pliocene medio, mentre la parte terminale si fa risalire al Pliocene sup.-Pleistocene inf.

Oltre a distinguersi dalle altre isole dell'arcipelago per la sua morfologia pressoché piatta, Pianosa è l'unica ad essere costituita esclusivamente da rocce sedimentarie che possono costituire acquiferi di una certa rilevanza. Questa peculiarità le ha permesso di poter contare su una riserva idrica sotterranea significativa, paragonata alla sua piccola estensione. Infatti, le calcareniti e sabbie cementate della Formazione di Pianosa, affioranti in assetto suborizzontale per tutta l'isola (Figure 1 e 2), sono caratterizzate da una permeabilità medio-alta per porosità, per fessurazione e carsismo (Raggi, 1983; Graciotti et al., 2003). Ciò ha consentito nel tempo la realizzazione di numerosi pozzi scavati a mano ("alla romana", Figura 3), che per anni hanno permesso il sostentamento della popolazione residente.

A seguito della trivellazione di nuovi pozzi (avvenuta negli anni '70), sono stati rinvenuti livelli acquiferi profondi, a permeabilità da media a medio-alta, oltre il contatto tra Pliocene e Miocene, corrispondenti a orizzonti arenaceo-conglomeratici e calcarenitici, che fino ad allora erano stati osservati solo in affioramento sulla costa occidentale. Da allora sono circolate opinioni disperate sull'origine delle acque contenute in tali livelli, che alcune teorie volevano far provenire dall'Elba o addirittura dalla Corsica. Raggi (1983) avanzò un'ipotesi assai più semplice e realistica circa la provenienza delle acque profonde, basata sulle sue osservazioni di campagna e sui pochi dati analitici dei campionamenti eseguiti.

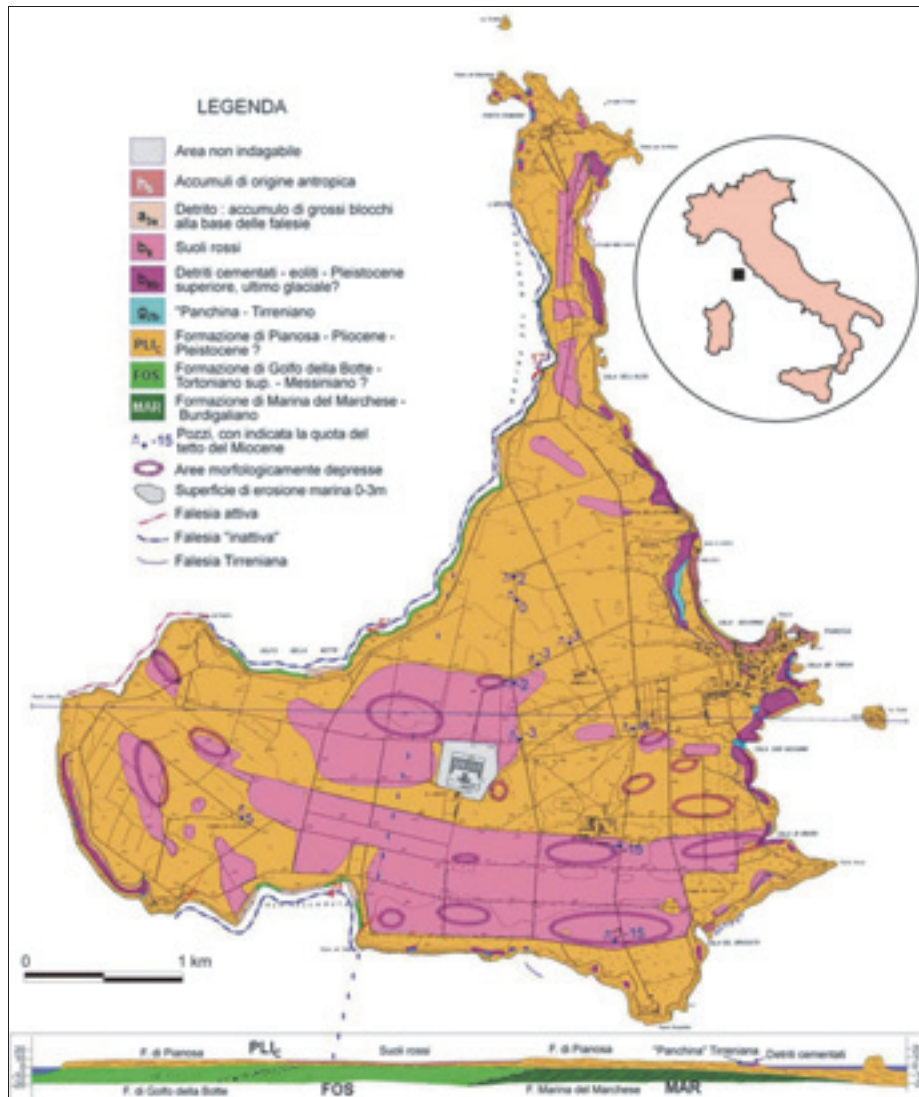


Figura 1. Carta geologica dell'Isola di Pianosa (Regione Toscana - Carta Geologica Regionale).
 Figure 1. Geological map of the Pianosa Island (Tuscany Region – Regional Geological Map).



Figura 2. Il contatto discordante tra le calcareniti organogene plioceniche della Formazione di Pianosa e le sottostanti formazioni mioceniche in prossimità del Golfo della Botte (da Graciotti et al., 2003).
 Figure 2. The unconformity between the Pliocene calcarenite of the Pianosa Formation and the Miocene formations near the Botte Gulf (after Graciotti et al., 2003).

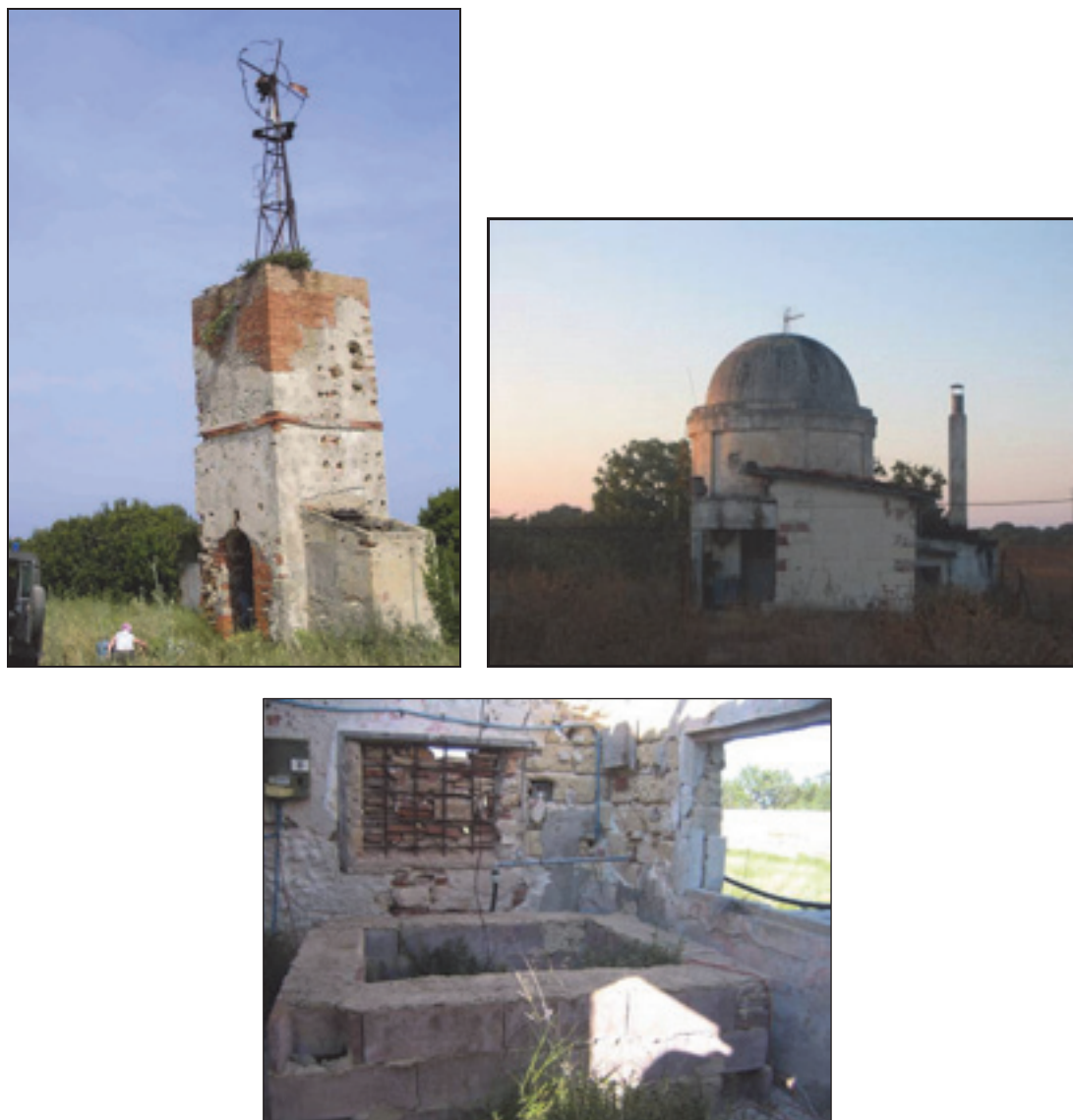


Figura 3. Alcuni esempi di costruzioni di pregevole fattura, seppur vetuste, che rivestono pozzi “alla romana” (in senso orario, PN26, PN16 e PN21 di Figura 6).

Figure 3. Some examples of old but valuable buildings related to dug wells (PN26, PN16 and PN21 of Figure 6, ordered clockwise).

In particolare, nel modello proposto dall’Autore (Figura 4) si individua un complesso idrogeologico superficiale permeabile, costituito dalle calcareniti plioceniche della Formazione di Pianosa, che rappresenta un acquifero freatico. Esso poggia in discordanza su un complesso idrogeologico inferiore, rappresentato dai due litotipi miocenici, immergenti verso ovest. Questo secondo complesso nell’insieme offre, al contatto con le sovrastanti calcareniti plioceniche, una superficie di scarsa permeabilità che rappresenta, quindi, il substrato dell’acquifero freatico. Il ruolo di substrato impermeabile, o scarsamente permeabile, è testimoniato anche dalle scaturigini (di modesta portata, circa 2 litri/min) presenti nel settore occidentale dell’isola (Golfo della Botte), proprio in corrispondenza del contatto tra i

termini pliocenici e quelli miocenici (Figura 5). Ferma restando la generale bassa permeabilità del complesso miocenico, i livelli conglomeratici e calcarenitici presenti al suo interno costituiscono dei termini di buona permeabilità e sono sede di una circolazione idrica significativa, come testimoniano i pozzi profondi e produttivi presenti sull’isola che intercettano tali orizzonti. In ragione del particolare assetto idrostrutturale, determinato dalla discordanza tra la giacitura delle calcareniti plioceniche e quella dei termini miocenici (sub-orizzontale, la prima, con immersione verso i quadranti occidentali, la seconda), i livelli permeabili presenti in quest’ultimi possono ricevere le acque della falda freatica dalle zone in cui essi vengono a contatto con l’orizzonte calcarenitico pliocenico (Figura

4). Allontanandosi dalle zone di contatto con l'acquifero freatico, la circolazione idrica nei livelli acquiferi conglomeratici e calcarenitici di età miocenica avviene in condizioni confinate o semi-confinate, visto che tali livelli risultano intercalati a materiali marnosi e argillitici, sempre appartenenti al complesso miocenico.

Sempre sulla base dello schema di Figura 4, risulta evidente la possibilità di un richiamo di acqua di mare in acquifero dalla costa orientale dell'isola, mentre tale fenomeno non può verificarsi sul lato occidentale ove affiorano, ad un'altezza superiore al livello del mare, gli orizzonti argillosi o argilloso-marnosi miocenici. È inoltre da sottolineare come l'intrusione marina sul lato orientale possa interessare non solo l'acquifero freatico, ma anche gli orizzonti permeabili confinati e

semiconfinati sottostanti.

Approccio metodologico

Al fine di indagare il sistema acquifero dell'Isola di Pianosa, sono stati effettuati rilievi in sito, con acquisizione di dati piezometrici e chimico-fisici, nonché campionamento di acque per analisi più complete effettuate in laboratorio. L'approccio utilizzato ha carattere multidisciplinare, unendo le consuete indagini di idrogeologia classica alla raccolta di dati chimici e soprattutto isotopici, particolarmente utili nello studio della circolazione idrica, dei rapporti tra corpi acquiferi, dei tempi di percorrenza e della miscelazione con acqua di mare.

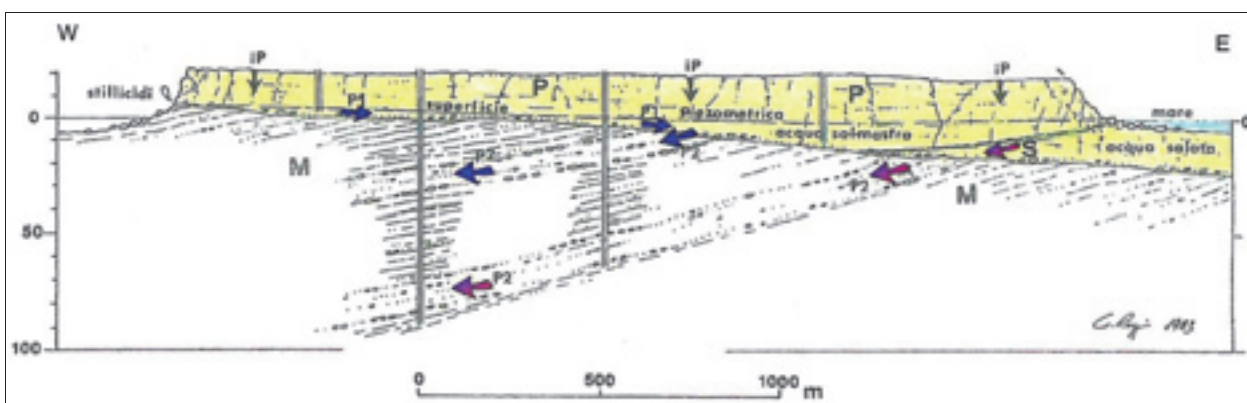


Figura 4. Schema della circolazione idrica sotterranea dell'Isola di Pianosa proposto da Raggi (1983, mod.) (M: Miocene; P: Pliocene; iP: infiltrazione meteorica diretta; S: cuneo salino; P1: falda freatica; P2: orizzonti acquiferi confinati. Le frecce blu indicano il percorso dell'acqua dolce, quelle rosse dell'acqua salata).

Figure 4. Outline of the Pianosa groundwater circulation proposed by Raggi (1983, mod.) (M: Miocene; P: Pliocene; iP: direct rainfall infiltration; S: seawater intrusion; P1: water table; P2: confined aquifer horizons. The blue arrows indicate the way of the fresh water; the red arrows that of the salt water).



Figura 5. Le sorgenti della Lavanderia Vecchia (a sinistra) e di Punta del Pulpito (a destra) (rispettivamente PN32 e PN33 di Figura 6). La rudimentale captazione della sorgente di Punta del Pulpito è stata alloggiata dagli scriventi per effettuare il campionamento.

Figure 5. The springs of Lavanderia Vecchia (left) and Punta del Pulpito (right) (PN32 and PN33 of Figure 6, respectively). The rough water pipe of the Punta del Pulpito spring was carried out by the Authors in order to carry out the water sampling.

L'attività di ricerca è stata impostata su quattro campagne di campionamento delle acque sotterranee e sorgentizie e di rilievi piezometrici:

- la prima a conclusione del periodo di morbida della falda (maggio 2006);
- la seconda alla fine della magra estiva della falda (settembre 2006);
- la terza e la quarta a conclusione del successivo periodo di morbida (aprile-maggio 2007), di verifica ed integrazione dei dati rilevati nelle precedenti campagne di misura.

Inoltre, nel periodo 2006-2007 sono state raccolte le precipitazioni atmosferiche sull'isola, mediante l'allestimento di un pluviometro artigianale, allo scopo di confrontare i valori isotopici misurati nelle acque meteoriche con quelli delle acque sotterranee, verifica importante per fornire attendibilità ai risultati dello studio idrogeochimico affrontato.

Le indagini effettuate nelle quattro campagne sono

state articolate come di consueto nell'ambito di ricerche di tipo idrogeologico:

- censimento e selezione di punti d'acqua rappresentativi con strumentazione GPS e restituzione dei dati su cartografia CTR 1:10.000;
- rilievo dei livelli piezometrici nei punti d'acqua prescelti e misurazione della portata delle sorgenti esistenti;
- misura dei parametri fisico-chimici in situ mediante conducimetro (rilievo della conducibilità), sonda multifunzione (rilievo di temperatura e pH), microdosimetro (misura dell'alcalinità mediante titolazione acido-base), sale di Seignette e reattivo di Nessler (valutazione qualitativa presenza di ammoniaca);
- analisi chimiche e isotopiche sui campioni prelevati, effettuate nel campionamento mediante campionatori "bailer" utilizzando:

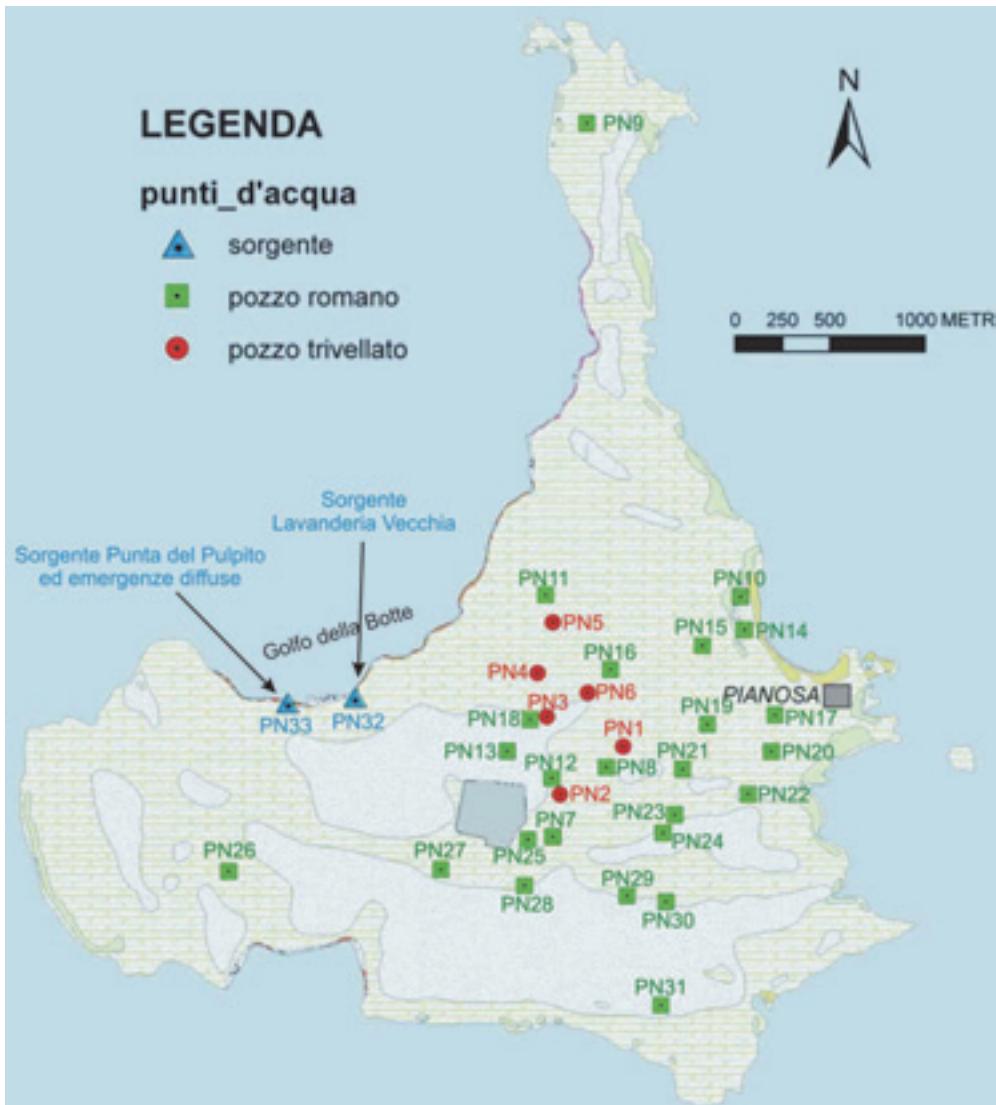


Figura 6. Ubicazione dei punti d'acqua censiti sull'Isola di Pianosa.
Figure 6. Location of the water points individuated on the Pianosa Island.

1. contenitori in polietilene: campione tal quale per analisi isotopiche, refrigerato per analisi chimiche a breve scadenza, stabilizzato con HNO₃ 1:1 per eventuali analisi chimiche di controllo a lunga scadenza;
 2. contenitore in vetro scuro: campione stabilizzato con HCl 1:1 per analisi quantitativa ammoniacale.
- analisi chimiche e isotopiche sui campioni prelevati, effettuate nei laboratori dell'ARPAT di Piombino (a e b) e dell'IGG-CNR di Pisa (c e d):
 - a) cationi (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺), mediante spettroscopia di emissione con sorgente al plasma ICP-OES;
 - b) anioni (SO₄²⁻, Cl⁻, NO₃⁻) mediante cromatogra-

- fia ionica;
- c) ²H, ¹⁸O mediante spettrometro di massa;
- d) Trizio mediante strumento Quantulus per scintillazione liquida;
- e) elaborazione dei dati.

Piezometria

L'attività di controllo piezometrico è stata eseguita su 31 pozzi (Figura 6), la maggior parte dei quali (25), come detto in precedenza, di tipo romano e attestati nell'acquifero freatico calcarenitico. I sei rimanenti sono pozzi trivellati che attingono acqua dai livelli acquiferi profondi di natura conglomeratica intercalati alle argille marnose della Formazione del Golfo della Botte.

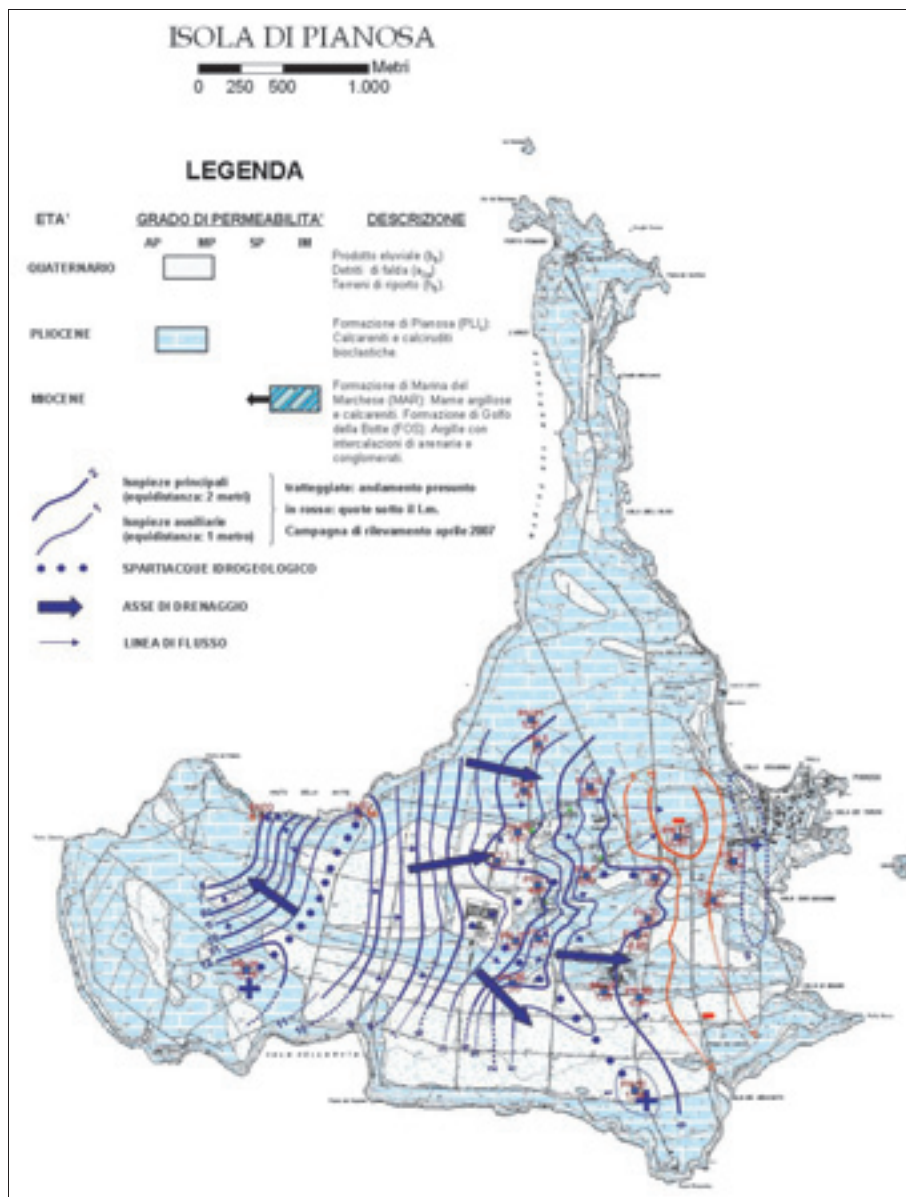


Figura 7. Carta idrogeologica e piezometrica dell'Isola di Pianosa. Le isopieze si riferiscono alla falda freatica contenuta nelle calcareniti della Formazione di Pianosa in aprile 2007.

Figure 7. Hydrogeological and piezometric map of the Pianosa Island. The piezometric contour represents the water table held in the calcarenite unconfined aquifer of the Pianosa Formation in April 2007.

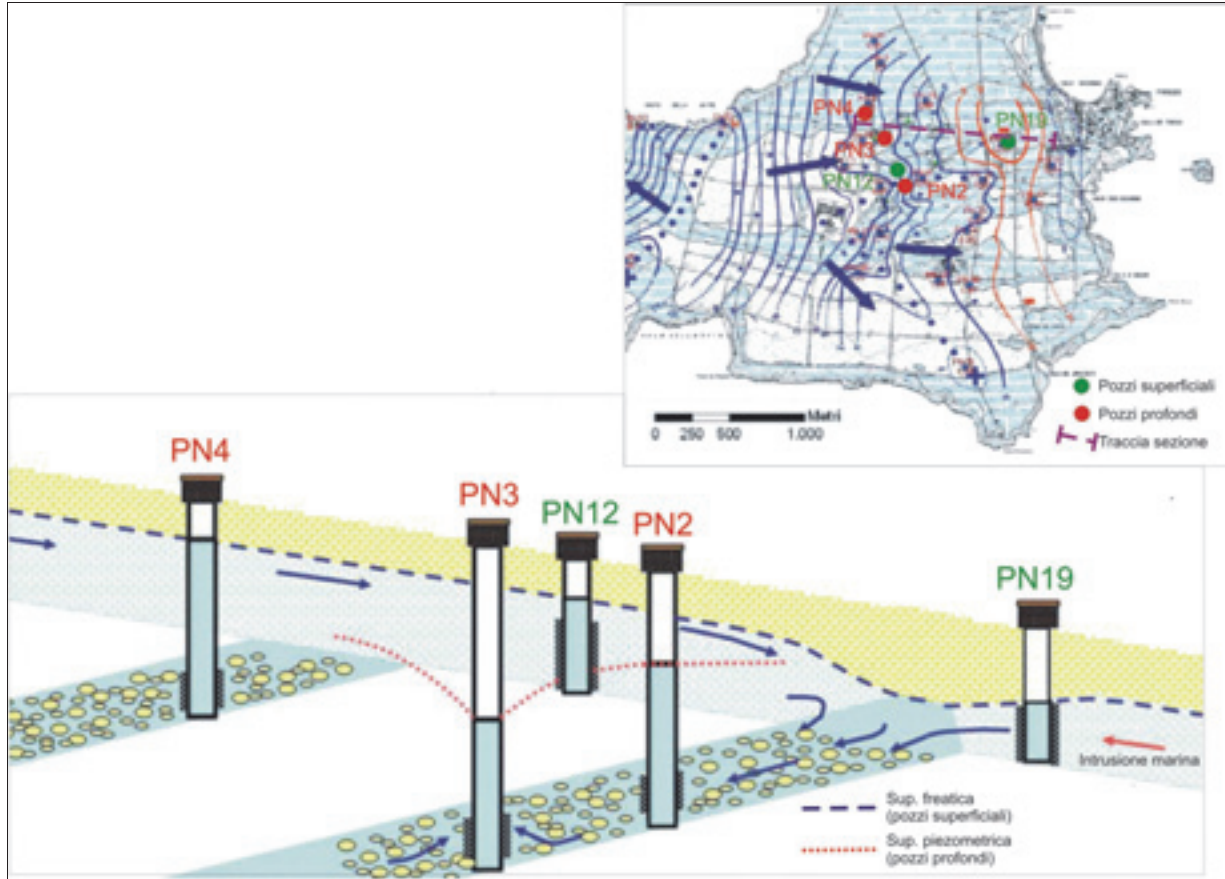


Figura 8. Schema idrodinamico dell'acquifero di Pianosa (scala arbitraria). (Linea tratteggiata blu: superficie freatica; linea tratteggiata rossa: livelli piezometrici misurati nell'orizzonte conglomeratico dal quale emunge il pozzo PN3. Lo schema si riferisce alla traccia di sezione indicata nel riquadro).

Figure 8. Hydrodynamic outline of the Pianosa aquifer (arbitrary scale). (Blue broken line: water table; red broken line: piezometric level measured in the conglomerate confined horizon in which the well PN3 is drilled. The outline is related to the section showed in the box).

In Figura 7 è riportata la carta piezometrica relativa ad aprile 2007, ovvero quella maggiormente completa di informazioni. Essa è stata volutamente ricostruita utilizzando i soli pozzi superficiali e quindi è rappresentativa della falda freatica contenuta nelle calcareniti della Formazione di Pianosa.

E' stata realizzata anche una carta piezometrica relativa ai 6 pozzi profondi, e quindi che copre un'area piuttosto ristretta, che non è stata inserita in questo lavoro; essa indica un marcato cono di depressione piezometrica concentrato nel pozzo PN3, come era lecito attendersi essendo questo l'unico in emungimento da diversi anni sull'isola.

L'elaborazione delle isopieze di Figura 7 è stata quindi eseguita tenendo conto sia dei livelli di falda misurati nei pozzi, sia delle quote di emergenza delle sorgenti situate sul lato occidentale dell'isola. La carta mostra la presenza di uno spartiacque sotterraneo, di direzione nord-est/sud-ovest, nella zona centro-occidentale dell'isola, che impone due direzioni

preferenziali di recapito, verso la costa orientale da un lato e verso la costa occidentale dall'altro.

Ciò è verosimilmente imputabile alla conformazione del contatto tra le calcareniti superficiali e le formazioni mioceniche poco permeabili sottostanti. Le superfici piezometriche dalla zona di alto presentano un gradiente elevato verso ovest ed uno meno pronunciato verso est; inoltre, sembrano non risentire della presenza del pozzo PN3 in prossimità della zona di emungimento.

Tale evidenza sembra confermare la tesi che localmente l'attività del pozzo profondo non influenzi direttamente il deflusso delle acque della falda superficiale, attingendo dai livelli conglomeratici dell'unità idrogeologica inferiore, che si confermano quindi, almeno in quella zona, in condizioni di confinamento.

Nella zona orientale dell'isola si denotano anche quote piezometriche negative, configurando in particolare una depressione del livello freatico in corrispondenza del pozzo PN19, allungata in direzione circa N-S. Ciò è

apparso subito piuttosto singolare, dato che da tempo né il pozzo PN19, né altri nella zona sono soggetti ad emungimento.

Quest'ultima osservazione, unitamente alla mancanza di influenza del cono di depressione del PN3 sulla superficie freatica, ha quindi fatto ipotizzare, dimostrando ciò che Raggi (1983) aveva intuito, un collegamento idraulico tra l'acquifero calcarenitico superficiale e i livelli acquiferi conglomeratico-arenacei inclusi nelle formazioni di Golfo della Botte e di Marina del Marchese.

In Figura 8 è rappresentata pertanto una schematizzazione del modello idrodinamico dell'Isola di Pianosa. Si nota come l'emungimento nel pozzo PN3 si risenta in prossimità del pozzo PN19 per la connessione idraulica tra il livello conglomeratico e le calcareniti superficiali. Non si hanno invece particolari influenze sulla superficie freatica in corrispondenza di PN3. Il pozzo profondo PN4 non risente dell'emungimento di PN3 probabilmente perché terebrati in livelli conglomeratici separati.

Come si vedrà in seguito, questo modello idrodinamico concorda anche con i dati idrochimici, che evidenziano intrusione di acqua di mare in corrispondenza della zona del pozzo superficiale PN19.

Studio conducimetrico

Contestualmente alle misure piezometriche, sono stati acquisiti in situ anche i dati relativi alla conducibilità elettrica (CE) delle acque di falda. In Figura 9 sono riportati i dati medi derivanti da tutte le campagne effettuate. Essi mostrano come i valori di CE siano frequentemente superiori a 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e sono ricollegabili alla circolazione in ambiente prevalentemente carbonatico, con la combinazione dello *spray* marino. Ciò giustifica anche i valori non particolarmente bassi delle sorgenti le quali, essendo poste a quote superiori al livello del mare per le condizioni idrostrutturali di quella porzione dell'isola, non possono certamente essere interessate da fenomeni di intrusione marina.

In accordo con i rilievi piezometrici, i maggiori problemi di salinità delle acque si riscontrano nel settore orientale, dove sono stati misurati valori di CE fino a 5.000-6.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, verosimilmente associati a miscelazione con acqua di mare. Di natura diversa dovrebbe invece essere l'origine della salinità riscontrata nei pozzi PN30 e PN31 (CE poco oltre i 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), legati, come si vedrà meglio in seguito, a fenomeni di inquinamento di origine antropica (attività agricole ed allevamento).

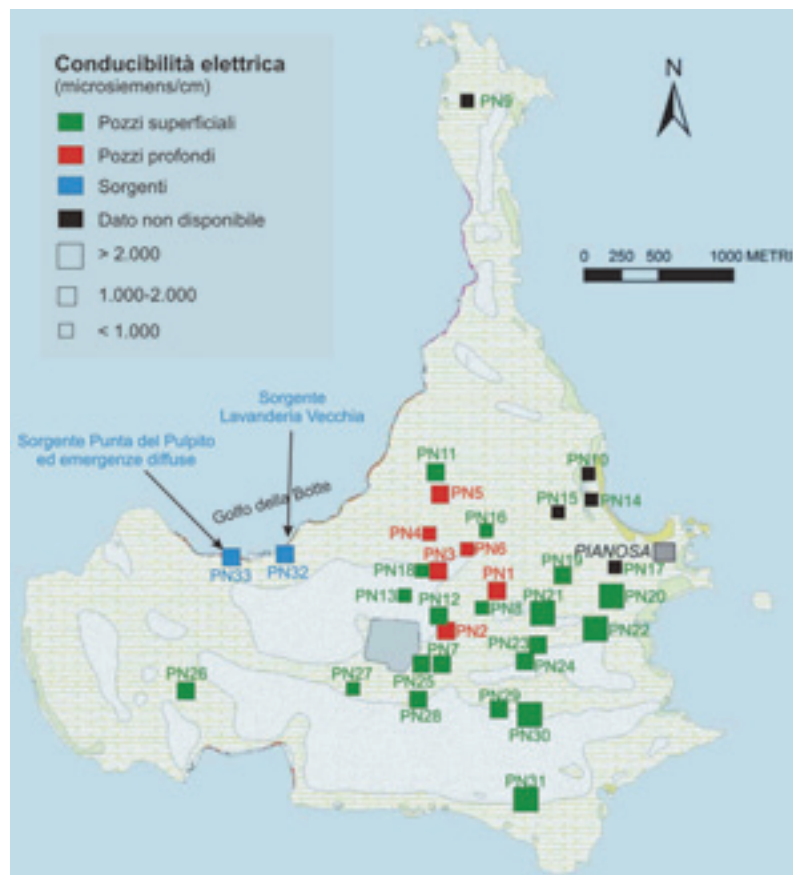


Figura 9. Carta della conducibilità elettrica media delle acque di falda dell'Isola di Pianosa.

Figure 9. Mean electric conductivity of the Pianosa Island groundwater.

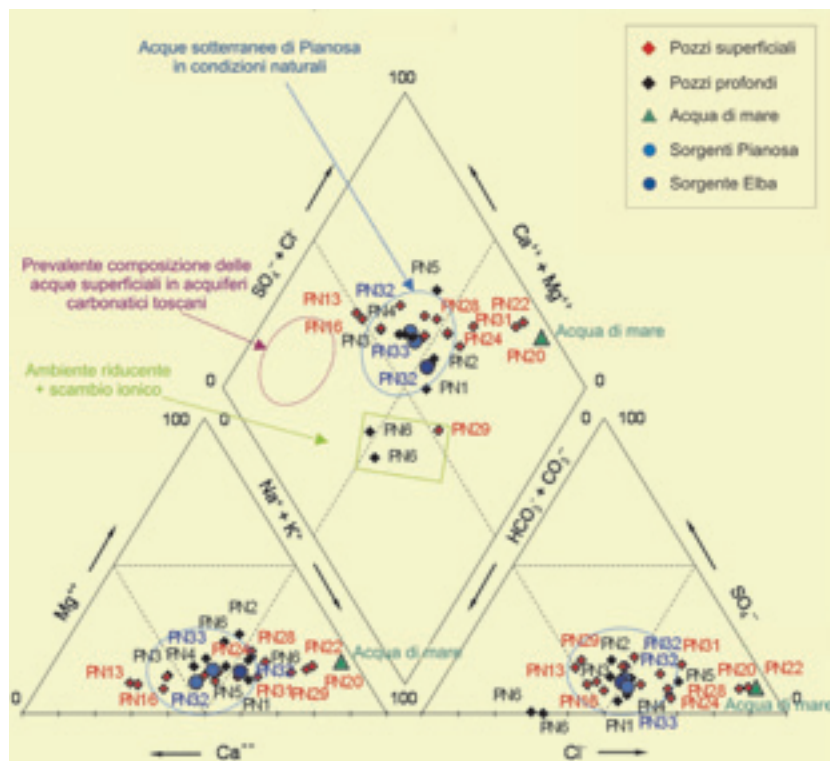


Figura 10. Diagramma di Piper (1944) per la classificazione delle acque di falda.
 Figure 10. Groundwater classification by the Piper (1944) diagram.

Studio idrogeochimico - isotopico

Come precedentemente accennato, lo studio idrochimico ha consentito di classificare le acque sotterranee in una facies intermedia cloruro-alcalina/bicarbonato-calcica (Figura 10), determinata dalla combinazione tra il fenomeno dello *spray* marino e la circolazione in un serbatoio a composizione prevalentemente carbonatica.

Quasi tutti i campioni ricadono infatti tra la composizione dell'acqua di mare e il campo in cui ricade, in modo prevalente, la composizione chimica delle falde superficiali carbonatiche in Toscana. Questo comportamento è imputabile a due fenomeni: quello dello *spray* marino, che porta sali nello strato superficiale del terreno e che entrano poi in acquifero con la percolazione delle piogge, e quello di un mescolamento con acqua di mare. Quest'ultimo, sulla base dei contenuti isotopici e in cloruri riportati nelle Figure 11 e 12, pare particolarmente evidente per i pozzi PN20 e PN22, che nel diagramma di Piper (1944) di Figura 10 sono molto prossimi al chimismo dell'acqua di mare.

Un comportamento particolare viene evidenziato dai pozzi PN6 e PN29, che si discostano sensibilmente dagli altri. Per PN29 possiamo chiamare in causa principalmente fenomeni di scambio ionico, legati alla presenza di minerali argillosi; per PN6 invece è particolarmente evidente, per la presenza di ammoniaca, come i bicarbonati siano significativamente alti, mentre si denota la scomparsa di nitrati e solfati, indice di

condizioni per la formazione di un ambiente riducente con probabile attività batterica originata dalla presenza di materia organica e da una limitata capacità di circolazione.

L'applicazione di metodiche idrochimico-isotopiche (Mussi et al., 1998), comparate agli aspetti più strettamente idrogeologici, ha permesso di rilevare fenomeni di mescolamento tra acqua dolce ed acqua di mare nella zona orientale dell'isola, fenomeni di evaporazione su alcuni pozzi ed una concomitanza di entrambi i fenomeni su altri pozzi (Figure 10, 11 e 12).

Gli aspetti di mescolamento con acqua di mare sono già stati illustrati durante la discussione del diagramma di Piper (1944). I fenomeni di evaporazione, con arricchimento in isotopi più pesanti, sono particolarmente evidenti (Figure 11 e 12) per il pozzo PN28 e, in minor misura, per PN24, mentre in PN22 si verifica sia l'evaporazione che il mescolamento con acqua di mare. L'evaporazione, con arricchimento marcato in isotopi pesanti, può essere legata all'attività agricola in quanto l'irrigazione, con prelievo di acqua dalla falda, può generare una ricarica della falda stessa per percolazione dell'eccesso dell'acqua utilizzata, che però ha subito un arricchimento isotopico per evaporazione. Questo fenomeno si accentua particolarmente in un acquifero con mobilità in falda relativamente modesta in un ambiente con limitati apporti meteorici.

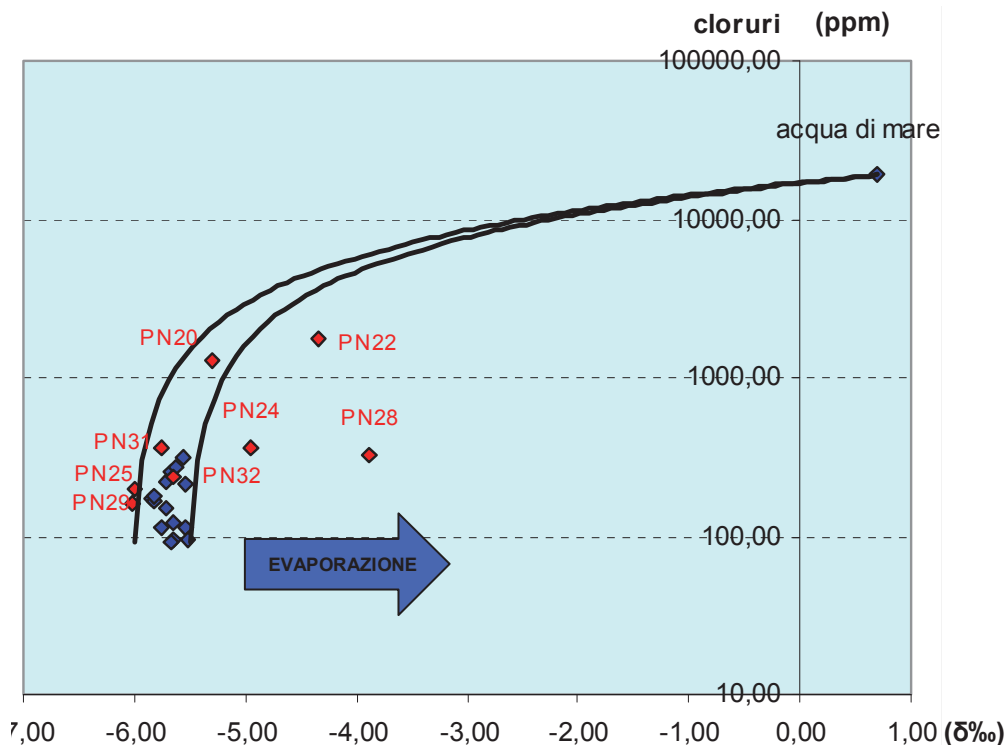


Figura 11. Diagramma Cl vs ^{18}O (‰) (ppm).
 Figure 11. Cl vs ^{18}O (‰) diagram (ppm).

Fenomeni evaporativi minori, evidenziati da una posizione dei contenuti isotopici a destra della retta meteorica mondiale (Figura 12), si verificano sulla maggior parte dei pozzi dell'acquifero freatico, mentre non c'è evidenza di questo nelle acque dei pozzi profondi, che si trovano invece molto prossimi alla retta meteorica mondiale. La posizione assunta, nella stessa figura, dalla composizione media delle piogge (periodo dal dicembre 2005 al maggio 2006), analoga a quella della maggior parte dei pozzi freatici, non implica necessariamente che il punto stesso rappresenti la media effettiva delle precipitazioni che cadono sull'isola, ma potrebbe essere semplicemente dovuto al relativamente breve periodo di osservazione.

Le analisi chimiche hanno permesso di individuare una contaminazione delle acque di circolazione relativamente superficiale da potassio e nitrati, dovuta verosimilmente alle pratiche agricole e di allevamento del bestiame, a lungo effettuate durante il periodo di attività della colonia penale.

Il confronto dei dati isotopici delle acque sotterranee e delle sorgenti presenti sull'isola con quelli delle acque meteoriche ivi raccolte nell'arco di circa un anno e mezzo ha dimostrato che il ravvenamento dell'acquifero è compatibile con infiltrazioni locali, escludendo qualsiasi altra ipotesi di alimentazione delle acque profonde da bacini attigui (Figura 12). Ciò è confermato anche dal confronto con le acque di una sorgente (Figura 12) situata

nella vicina Isola d'Elba (Fonte Fresca a Pomonte) che, pur essendo quasi a livello del mare, denota valori isotopici compatibili con infiltrazioni di acque meteoriche a quote assai più elevate (M. Capanne).

L'esame dei contenuti in Trizio ha consentito di effettuare valutazioni riguardanti l'età delle acque, mostrando tempi di permanenza brevi per le acque che circolano nell'orizzonte calcarenitico superficiale e tempi relativamente maggiori per alcune acque prelevate da pozzi profondi, come del resto era lecito attendersi in considerazione dello schema idrogeologico individuato. L'analisi dei contenuti in Trizio delle acque circolanti nelle calcareniti mostra, di fatto, corrispondenza con i valori che si registrano nelle precipitazioni degli ultimi anni ed in particolare in quelle del periodo tardo-invernale/primaverile.

Ciò evidenzia che l'infiltrazione efficace nell'acquifero calcarenitico di Pianosa si verifica principalmente proprio in tale periodo dell'anno. La concentrazione di Trizio, pari a 2 UT (unità trizio: 1 UT = un atomo di ^3H ogni 10^{18} atomi di H), rilevata nelle acque di uno dei pozzi profondi, mostra che i tempi di permanenza negli orizzonti conglomeratici miocenici possono anche essere dell'ordine dei 50 anni.

Questo aspetto è evidenziato dalle acque di un pozzo profondo relativamente distante dalla zona in cui ricade l'unico pozzo (PN3), sempre profondo, attualmente e da tempo utilizzato sull'isola.

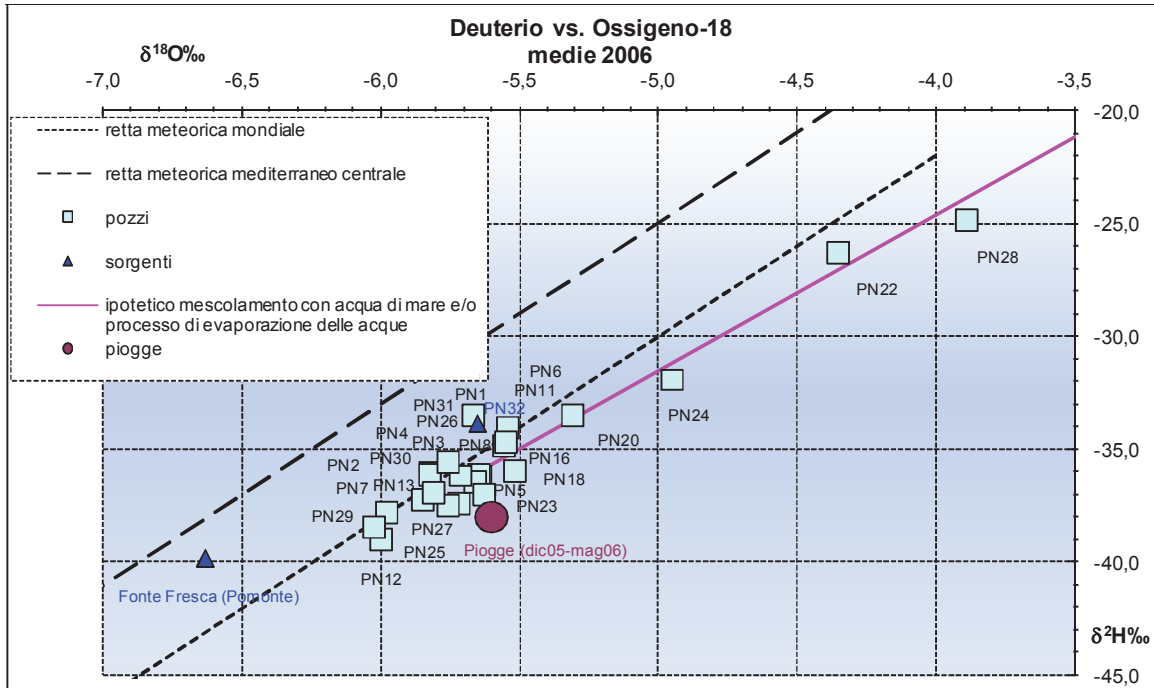


Figura 12. Relazione tra $\delta^2H\text{‰}$ e $\delta^{18}O\text{‰}$.

Figure 12. Relationship between $\delta^2H\text{‰}$ and $\delta^{18}O\text{‰}$.

In quest'ultimo pozzo ed in altri due profondi, relativamente vicini alla zona di attuale attingimento, i dati di Trizio evidenziano viceversa una più recente età delle acque; ciò è con ogni probabilità da imputare ad un richiamo, sotto l'azione dell'emungimento ed a causa dell'assetto idrostrutturale precedentemente descritto, delle acque dall'acquifero freatico calcarenitico.

Conclusioni

Lo studio del sistema acquifero dell'Isola di Pianosa, affrontato con metodologie idrogeologiche classiche e idrochimico-isotopiche, ha permesso la caratterizzazione del serbatoio sotterraneo, la comprensione dei meccanismi che regolano la circolazione idrica nel sottosuolo e di evidenziare eventuali problemi attribuibili ad inquinamento di origine antropica o per effetto di ingressione di acqua di mare in falda.

L'acquifero freatico è costituito da un livello suborizzontale di rocce calcarenitiche prevalentemente di origine organica, a permeabilità medio-alta, che giace in discordanza su litotipi miocenici immergenti verso ovest/sud-ovest e rappresentati da argille e marne argillose impermeabili con alternanze di orizzonti arenaceo-conglomeratici e calcarenitici dotati di buona permeabilità. Il contatto tra le due formazioni appare inclinato verso est/nord-est; mentre sul lato orientale dell'isola tale contatto si approfondisce verso il mare, sul lato occidentale emerge al di sopra di esso, ad una quota di una decina di metri. Come evidenziato dalla

morfologia della superficie piezometrica ricostruita, tale assetto idrostrutturale determina un prevalente deflusso da ovest verso est, pur consentendo un flusso modesto di acqua anche da est verso ovest, testimoniato dall'esistenza di alcune piccole emergenze nella zona del Golfo della Botte, conosciute sin dall'antichità. È stata rilevata una continuità della circolazione idrica tra gli strati calcarenitici superficiali e gli orizzonti permeabili intercalati all'interno dei terreni miocenici, che si realizza grazie alla infiltrazione di acqua nelle zone di contatto tra essi. Tale alimentazione è stata confermata dal confronto dei dati isotopici delle acque dei pozzi superficiali e delle sorgenti con quelli dei pozzi profondi, che mostrano una sostanziale affinità. Lo studio della piezometria ha inoltre evidenziato un parziale confinamento delle acque che risiedono negli orizzonti conglomeratici più profondi, aspetto questo testimoniato dalla disomogenea risposta agli emungimenti dei pozzi trivellati in tali livelli rispetto a quelli superficiali; tra questi ultimi, sembrano essere influenzati dagli attuali attingimenti, effettuati attraverso un unico pozzo profondo, soltanto quelli posti nella parte est dell'isola, caratterizzati da livelli piezometrici al di sotto della quota mare.

Confrontando i contenuti isotopici delle acque sotterranee con quelli delle acque meteoriche raccolte su Pianosa nell'arco di circa un anno e mezzo, si è potuto accertare che l'alimentazione del bacino è compatibile con infiltrazioni locali, escludendo qualsiasi altra ipotesi di alimentazione da bacini attigui. Inoltre, i dati isotopici, confermando quelli del bilancio idrologico, hanno

evidenziato che il serbatoio sotterraneo si ricarica prevalentemente in un limitato periodo dell'anno, corrispondente ai mesi tardo-invernali e primaverili, durante i quali si ha infiltrazione efficace. La datazione con il Tritio ha mostrato tempi di permanenza brevi per le acque che circolano negli orizzonti superficiali, relativamente maggiori per quelle prelevate da alcuni pozzi profondi.

Lo studio idrochimico ha consentito di classificare le acque sotterranee, determinandone l'appartenenza ad una *facies* intermedia cloruro-alcalina/bicarbonato-calcica, determinata dalla combinazione tra il fenomeno dello "spray marino" e la circolazione in un serbatoio a composizione prevalentemente carbonatica. Inoltre, la comparazione tra dati chimici ed isotopici ha permesso di rilevare fenomeni di mescolamento tra acqua di falda ed acqua di mare nella zona orientale dell'isola, nei pozzi prospicienti la costa.

Nel complesso, le caratteristiche idrogeologiche e idrostrutturali dell'isola palesano un'elevata vulnerabilità dell'acquifero sia all'ingressione marina, specialmente nella sua porzione orientale, sia per fenomeni di

inquinamento di origine antropica (contaminazione da potassio e nitrati delle acque di circolazione relativamente superficiale), riconducibile alle attività agricole e di allevamento del bestiame legate alla colonia penale, che in un recente passato hanno diffusamente e intensamente interessato il territorio.

La sostanziale dismissione della colonia penale, con l'ingente riduzione di presenze sull'isola, e delle principali attività ad essa collegate ha certamente migliorato le qualità chimiche delle acque sotterranee, come verificato dal confronto tra i dati raccolti in questo lavoro e quelli pregressi (Provincia di Livorno, 2000). Attualmente, anche l'interfaccia acqua dolce-acqua salata risulta regredita rispetto al passato, anche se tale regressione è stata in parte rallentata dalla scarsità di precipitazioni degli anni precedenti a questo lavoro.

Nel complesso, dallo studio è emerso come l'Isola di Pianosa sia caratterizzata da un ambiente molto delicato, con una vulnerabilità degli acquiferi, per quanto significativamente produttivi, estremamente elevata, per cui qualsiasi ipotesi di sviluppo del territorio deve prevedere l'accertamento della sua sostenibilità.

Bibliografia

- Bartoletti, E., Bini, A., Rucci, C., 2003. Un acquifero in mezzo al mare: l'Isola di Pianosa. Atti del 4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information System. Bologna, 17-20 giugno 2003.
- Bossio, A., Cornamusini, G., Ferrandini, J., Ferrandini, M., Foresi, L.M., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., 2000. L'evoluzione sedimentaria neogenica dell'area tirrenica settentrionale (Toscana Marittima, Isola di Pianosa, Bacino di Aléria). Atti Congresso Environnement et Identité en Méditerranée, Imprimerie Pierre-Dominique Sammarcelli, Biguglia, 72-79.
- Bricker, S.H., 2007. Impacts of climate change on small island hydrogeology - A literature review. British Geological Survey Internal Report, OR/09/025, 28 pp.
- Foresi, L.M., Cornamusini, G., Bossio, A., Mazzei, R., Salvatorini, G., Argenti, P., 2000. La successione miocenica dell'Isola di Pianosa nel Mar Tirreno Settentrionale. Atti Congresso Environnement et Identité en Méditerranée, Imprimerie Pierre-Dominique Sammarcelli, Biguglia, 175-178.
- Graciotti, R., Foresi, L.M., Pantaloni, M., 2003. Caratteristiche geomorfologiche dell'isola di Pianosa (Arcipelago Toscano). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Ser. A, 108, 2002-2003, 95-111.
- Falkland, A., 1993. Hydrology and water management on small tropical islands. Proc. Yokohama Symposium "Hydrology of Warm Humid Regions", July 1993, IAHS Publ. no. 216, 263-303.
- Falkland, A., Custodio, E., 1991. Hydrology and water resources of small islands: a practical guide. Studies and Reports in Hydrology 49, UNESCO Press, Paris, 1-435.
- Herbert, A.W., Lloyd, J.W., 2000. Approaches to modelling saline intrusion for assessment of small island water resources, Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 33, 77-86.
- Masini, R., 1953. Note geoidrologiche sui nuovi pozzi dell'Isola di Pianosa dell'Arcipelago Toscano. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A, 60, 1-10.
- Ministero della Giustizia, Direzione Generale delle Carceri e dei Riformatori, 1923. Il lavoro negli stabilimenti Carcerari e nei RR. Riformatori. Tipografia delle Mantellate, Roma.
- Nicotra, I., 2007. Studio idrogeologico e idrogeochimico del sistema acquifero dell'Isola di Pianosa. Tesi di Laurea inedita, Università di Pisa, 208 pp.
- Nicotra, I., Doveri, M., Giannecchini, R., Mussi, M., Puccinelli, A., 2010. Risultati preliminari dello studio della circolazione idrica sotterranea nell'Isola di Pianosa (Arcipelago Toscano, prov. Livorno). Atti Congresso Codice Armonico 2010 - III Congresso Regionale di Scienze Naturali. Castiglioncello (LI), 11-13/03/2010, 96-107.
- Piga, P., Foresi, F.A., 2001. L'Isola di Pianosa. Edizioni Debatte, Livorno, 120 pp.
- Piper A.M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. Am. Geophys. Un. Trans., 25, 914-923.
- Provincia di Livorno, 2000. Rapporto sulle risultanze delle campagne d'indagine del 29-30 maggio 2000 e 23-24 ottobre 2000 e valutazioni sulle conoscenze geologiche ed idrogeologiche esistenti sull'isola di Pianosa. Servizio Difesa del Suolo, Rapporto inedito.
- Mussi, M., Leone, G., Nardi, I., 1998. Isotopic geochemistry of natural waters from the Alpi Apuane - Garfagnana area, Northern Tuscany, Italy. Miner. Petrog. Acta, 41, 163-178.
- Raggi, G., 1983. Le acque del sottosuolo dell'Isola di Pianosa. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A, 90, 75-84.
- Robins, N.S., Lawrence, A.R., 2000. Some hydrogeological peculiarities to various types of problems small islands. Water and Environment Journal, 14 (5), 341-346.
- Singh, V.S., Gupta, C.P., 1999. Groundwater in a coral island, Environmental Geology, vol. 37, 72-77.
- Sommier, S., 1909. L'Isola di Pianosa nel Mar Tirreno. Riv. Geog. It., 16, 585-606.
- Vacher, H.L., Quinn, T.M. (eds), 1997. Geology and hydrogeology of carbonate islands. Development in Sedimentology. 54, 948 pp.
- White, I., Falkland, T., Metutera, T., Metai, E., Overmars, M., Perez, P., Dray, A., 2007. Climatic and human influences on groundwater in low atolls. Vadose Zone Journal, 6 (3), 581-590.

L'acquifero alluvionale della piana costiera del Fiume Roja a Ventimiglia: definizione del modello concettuale

Fausto Capacci, Jenny Migliorini, Piero Barazzuoli, Roberto Rigati

Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Siena

Centro Interdipartimentale di Ricerca sull'Acqua (C.R.A.)

capacci10@unisi.it; migliorini5@unisi.it; barazzuoli@unisi.it; rigati@unisi.it

Autore corrispondente: Fausto Capacci Via Laterina, 8 cap. 53100 Siena. Fax: 0577-233938.

The alluvial aquifer of the costal plain of the river Roja, in Ventimiglia: definition of the conceptual model

ABSTRACT: The area studied is situated slightly upriver from the city of Ventimiglia and stretches for approximately 1.5 km to the north and south of the confluence of the rivers Roja and Bevera. The geometrical reconstruction of the aquifer was based on data obtained from geognostic drilling and on geophysical surveys carried out in the ambit of the Eurobasin and Risknat projects. From this information 9 hydrogeological cross-sections were developed, showing the presence of a single unconfined aquifer composed of sandy gravel with pebbles of a silty-clayey matrix. In order to define the hydrodynamic characterization of the aquifer, a survey of the piezometric surface was carried out, with 21 points of measurement. The flows of water between the river Roja and the aquifer hydraulically linked to it were also evaluated. As a result a conceptual model was developed, schematically illustrating and quantifying the inflows and outflows, from which it was seen that the water balance is always positive.

Key Terms: Hydrogeology, Roja, Aquifer, Conceptual model

Termini chiave: Idrogeologia, Roja, Acquifero, Modello concettuale

Riassunto

La zona oggetto di studio è collocata poco a monte dell'abitato di Ventimiglia e si estende per circa 1,5 km a nord e a sud della confluenza tra il F. Roja ed il suo principale affluente, il T. Bevera. L'acquifero si trova all'interno di una fascia di larghezza variabile da circa 450 m a 600 m lungo il fiume Roja all'interno di formazioni alluvionali e detritiche del Quaternario.

Per quanto riguarda la ricostruzione della geometria dell'acquifero, essa si è basata sulle perforazioni geognostiche e sulle prospezioni geofisiche realizzate nell'ambito del progetto Eurobasin e Risknat. Con queste informazioni sono state elaborate 9 sezioni idrogeologiche dell'area (2 longitudinali e 7 trasversali alla valle) dalle quali emerge la presenza di un unico acquifero a falda libera in prevalenza costituito da ghiaie sabbiose con ciottoli in gran parte con matrice limoso-argillosa. Lo spessore medio del materasso alluvionale è di circa 32 m e il substrato che delimita l'acquifero alla sua base e lateralmente è costituito prevalentemente dal Flysch di Ventimiglia.

Per la caratterizzazione della idrodinamica dell'acquifero, è stata effettuata una campagna di rilevamento della superficie piezometrica (ancora in corso) con misurazioni in 21 punti; questo ha permesso la realizzazione di carte isopiezometriche che rappresentano

l'andamento idrodinamico della falda durante il periodo di osservazione (Giugno 2010 – Giugno 2011). Sono stati inoltre valutati gli interscambi idrici tra il fiume Roja e la falda ad esso idraulicamente collegata. Il metodo di calcolo utilizzato è stato di tipo indiretto, ovvero mediante misure delle portate fluviali del Roja fatte con l'impiego di un mulinello idrometrico su più sezioni e analizzando le variazioni di queste lungo il corso d'acqua.

A conclusione dello studio è stato realizzato il modello concettuale dell'acquifero, dove sono state schematizzate e quantificate le relative entrate ed uscite per i vari scenari, dal quale è risultato un bilancio idrico nel complesso sempre attivo.

Introduzione

Questo studio trova collocazione nell'ambito del Progetto della comunità europea "Risknat". L'Acquifero alluvionale del Fiume Roja, oggetto di studio (Figura 1), occupa la porzione più ad Ovest della Regione Liguria, nel territorio della Provincia di Imperia, a Nord dell'abitato di Ventimiglia, per una superficie complessiva di circa 1,9 km². L'acquifero si trova all'interno di una fascia di oltre 3 km di lunghezza e larghezza variabile da circa 450 m a 600 m del fiume Roja all'interno di depositi alluvionali e detritici.

Il fiume Roja ed il suo principale affluente, il Torrente Bevera (anch'esso presente nell'area di studio), nascono nel massiccio Mercantour, entrambi scavano il loro corso nel massiccio montagnoso per congiungersi successivamente in territorio italiano e sfociare nel Mediterraneo, in Comune di Ventimiglia. La superficie totale del bacino imbrifero misura circa 672 Km².



Figura 1: Ubicazione dell'area di studio
Figure 1: Map of the area under study

Inquadramento geologico - strutturale

Il bacino idrografico del fiume Roja ricade interamente nel Dominio Delfinese-Provenzale che caratterizza l'estremità più occidentale della Liguria.

Le litologie affioranti appartengono, nella parte Nord occidentale, alla copertura cretaceo-eocenica, che comprende una serie di terreni calcarei e calcareo-marnosi. L'alto corso del Roja, e buona parte di quello del Bevera, risulta impostato su calcari più o meno marnosi e marne con intercalati livelli arenacei del Cretaceo superiore. A questi seguono calcari arenaceo-marnosi a nummuliti del Luteziano che costituiscono una fascia di modesta estensione areale che affiora con direzione N-S da Capo Mortola a testa d'Alpe.

Nella parte centrale e finale del bacino, a partire da una zona a Nord dell'abitato di Trucco, affiorano i Flysch di Ventimiglia, costituiti da torbiditi arenaceo-pelitiche.

Infine nel tratto terminale del Fiume Roja, all'interno dell'area in studio (Figura 2) compaiono i depositi pliocenici, comprendenti le Argille di Ortovero, costituite da depositi marnosi ed argillosi di mare aperto, ed i Conglomerati di Monte Villa, costituiti da facies arenacee e conglomeratiche assimilabili a resti di apparati deltizi di discrete dimensioni.

L'assetto tettonico (Figura 2) ricopre un ruolo fondamentale per il corso d'acqua principale e per i suoi affluenti, determinandone le principali direzioni di deflusso e regolandone, insieme al controllo operato dalla litologia, il tipo di gerarchizzazione del reticolo idrografico (Carobene L. e Cevasco A., 2008).

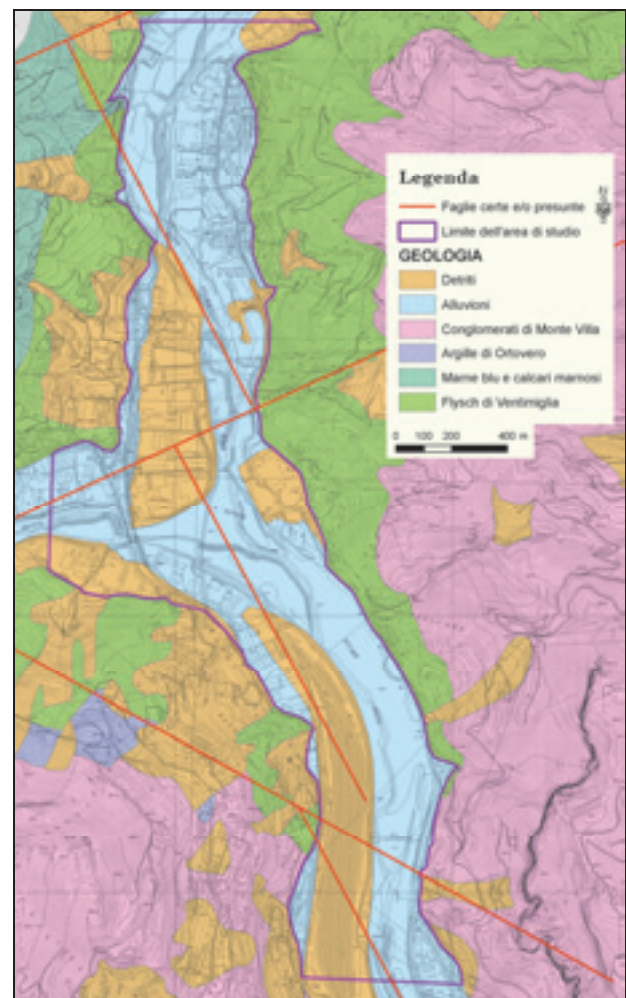


Figura 2: Carta Geologica dell'area di studio
Figure 2: Geologic map of the area under study

La valle del F. Roja e del T. Bevera è caratterizzata, in affioramento, da depositi alluvionali e detritici costituiti prevalentemente da ghiaie sabbiose con ciottoli

e sabbie limose e da ghiaia con sabbia limosa. All'interno del materasso alluvionale è stata riscontrata (stratigrafie dei sondaggi) anche la presenza di alcuni livelli decimetrici, presumibilmente di carattere lenticolare, di materiale limoso-sabbioso e limoso-argilloso.

Data-base idrogeologico

In questo studio idrogeologico è stata realizzata una banca dati che fa riferimento ad un Geodatabase in ambiente Gis. Dopo la prima fase di raccolta dati generale (Eurobassin 2006 e Risknat 2009-2012) e della successiva informatizzazione, si è passati alla struttura del database. Questo è stato suddiviso in 4 *feature dataset* principali: Geologia, Indagini, Geometria e Monitoraggio. All'interno di ognuno di questi contenitori principali si trovano suddivise per le varie tematiche sottoforma di *feature class* tutte le informazioni e i dati a partire dai quali sono state fatte le elaborazioni del progetto Risknat.

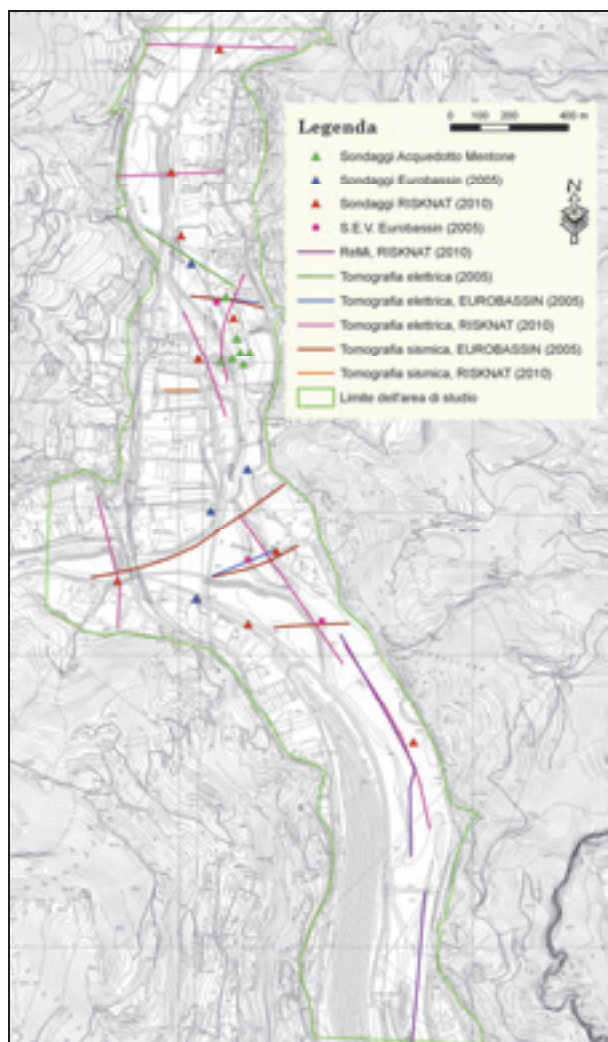


Figura 3: Ubicazione delle indagini raccolte
Figure 3: Location of the collected surveys

Ricostruzione geometrica dell'acquifero

Per la definizione della geometria del corpo idrico in studio sono necessarie alcune conoscenze di base, ovvero informazioni sia sugli spessori dell'acquifero, sia sulle caratteristiche idrogeologiche dei litotipi che lo costituiscono e lo delimitano, e sia sulla presenza di elementi strutturali (faglie).

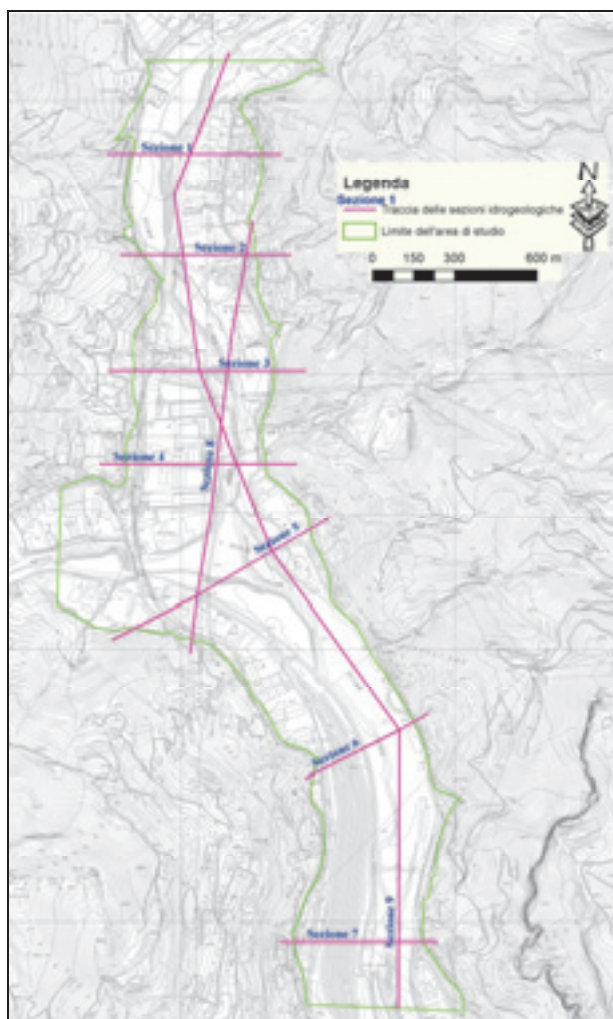


Figura 4: Traccia delle Sezioni Idrogeologiche
Figure 4: Hydrogeological sections of the track

Per far questo, oltre che a ricorrere all'utilizzo della Carta Geologica (Progetto Eurobassin, 2006), sono state impiegate le stratigrafie dei sondaggi e le indagini geofisiche effettuate all'interno del Progetto Eurobassin 2006 e del Progetto Risknat 2013 (Figura 3) in particolare:

- 10 Sondaggi Geognostici (2010);
- 4 Sondaggi Geognostici (2005);
- 7 Tomografie Elettriche (2010);
- 1 Tomografia Sismica (2010);
- 4 Refractor Microtremor Re.Mi. (2010);

- 1 Tomografia Elettrica (2005);
- 3 S.E.V. (2005);
- 6 Tomografie sismiche (2005);
- 24 Prove di permeabilità Lefranc (2010).

Le prospezioni condotte hanno avuto come obiettivo primario la definizione dello spessore e dell'andamento delle formazioni alluvionali che, in alcuni punti, raggiungono altezze pari a circa 65 m.

Dai dati ricavati emerge una certa variabilità dello spessore delle alluvioni costituenti l'acquifero, direttamente condizionata dalla topografia del substrato. La conseguenza principale di questa irregolarità è lo spessore del livello saturo che varia in funzione della quota del substrato.

Le indagini effettuate in questo studio ed in quelli precedenti forniscono un quadro abbastanza esaustivo dell'assetto geometrico-strutturale dell'acquifero nella parte immediatamente a nord e a sud della confluenza con il T. Bevera. Nella parte più meridionale dell'area di studio le indagini sono presenti solo sulla sponda sinistra del Fiume Roja, limitando così la conoscenza dell'andamento del substrato dell'intera valle e rendendo più incerta la definizione del suo assetto in profondità, a

causa della distribuzione non omogenea dei dati.

Per una visione globale più dettagliata ed esaustiva sono state realizzate 9 sezioni idrogeologiche interpretative (Figura 4), 2 longitudinali al corso del Fiume Roja e 7 trasversali, delle quali si riportano in Figura 5 le più rappresentative. Si precisa che nelle sezioni il substrato impermeabile viene rappresentato con un unico simbolo senza effettuare distinzione di tipo geologico.

All'interno dell'acquifero, invece, è stato possibile individuare 4 differenti granulometrie che sono state distinte in colori differenti (ghiaie con ciottoli e sabbie limose, ghiaie con sabbie limose, limi sabbiosi argillosi e coperture detritiche).

Le indagini effettuate hanno permesso di ampliare le conoscenze della geometria dell'acquifero, in particolare riguardo la stima della profondità del substrato impermeabile e di conseguenza la stima degli spessori.

Utilizzando tutti i dati a disposizione è stato possibile realizzare la carta della superficie del substrato (Figura 6), misurando la quota alla quale si trova la base del materasso alluvionale ghiaioso (acquifero) al contatto con il Flysch (substrato).

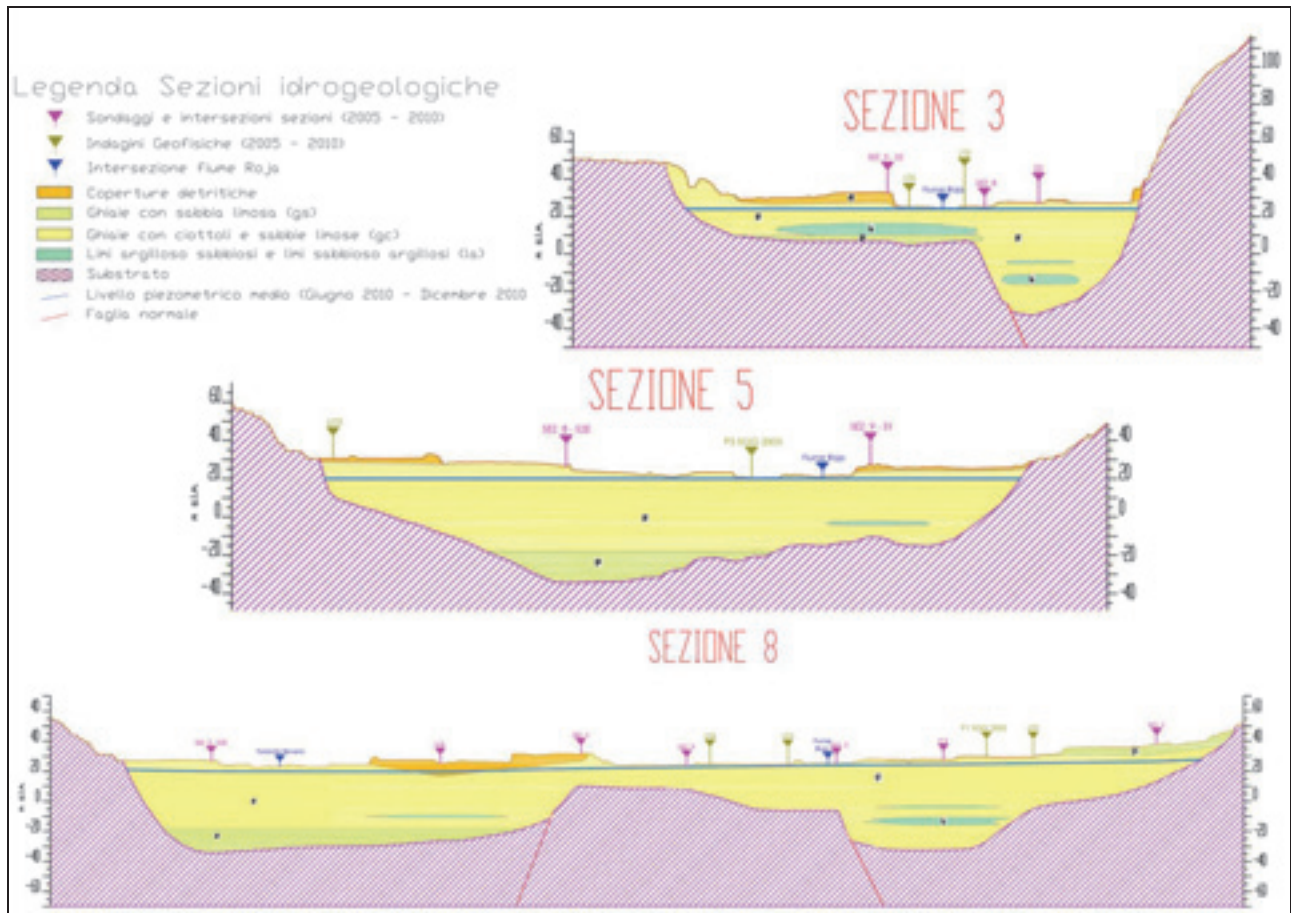


Figura 5: Sezioni Idrogeologiche
Figure 5: Hydrogeological Sections

L'andamento delle isobate del substrato, ossia della base dell'acquifero, presenta una definizione di qualità del dato abbastanza variabile; è infatti meno accurata nella parte a sud della zona di studio a causa della densità piuttosto bassa delle indagini sulla sponda destra del Fiume Roja. Il substrato dell'acquifero, a causa della presenza di faglie e di un paleoalveo (Figura 7) che lo ribassa, presenta quote molto variabili da un massimo di circa 40 m s.l.m. a nord dell'area in studio ad un minimo di circa -48 m s.l.m. nella zona sud. Nell'analisi della morfologia della base dell'acquifero si nota un alto strutturale nell'area subito a nord della confluenza tra il Roja e il Torrente Bevera e una depressione presente nell'area di confluenza dei due corsi d'acqua.

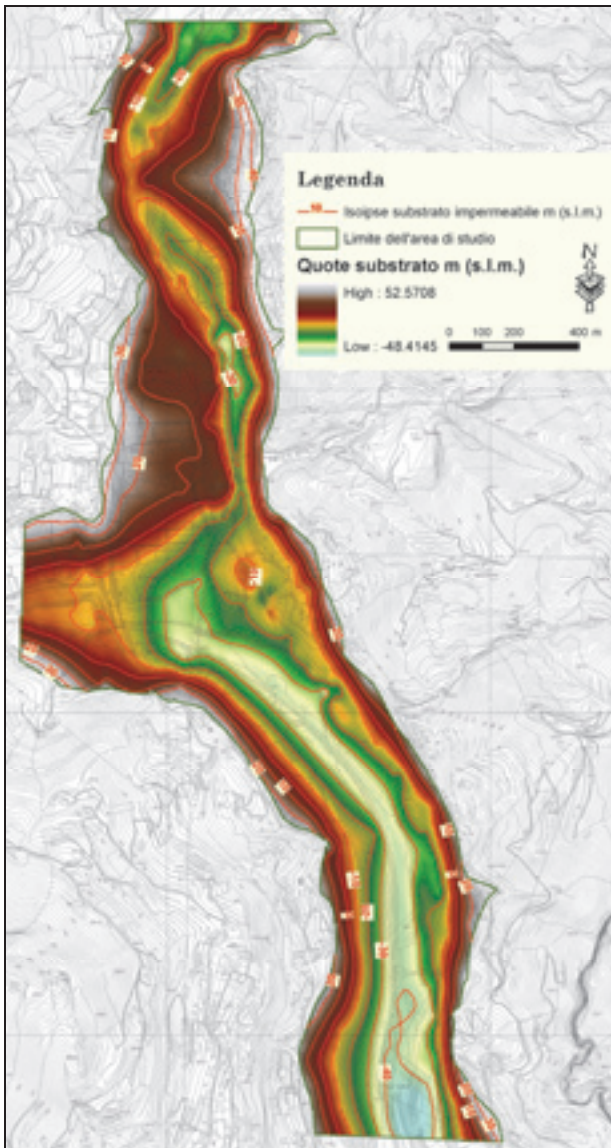


Figura 6: Carta delle isobate della base dell'acquifero (celle 10x10 m)
 Figure 6: Map of the isobaths of the base of the aquifer (10x10 m cells)

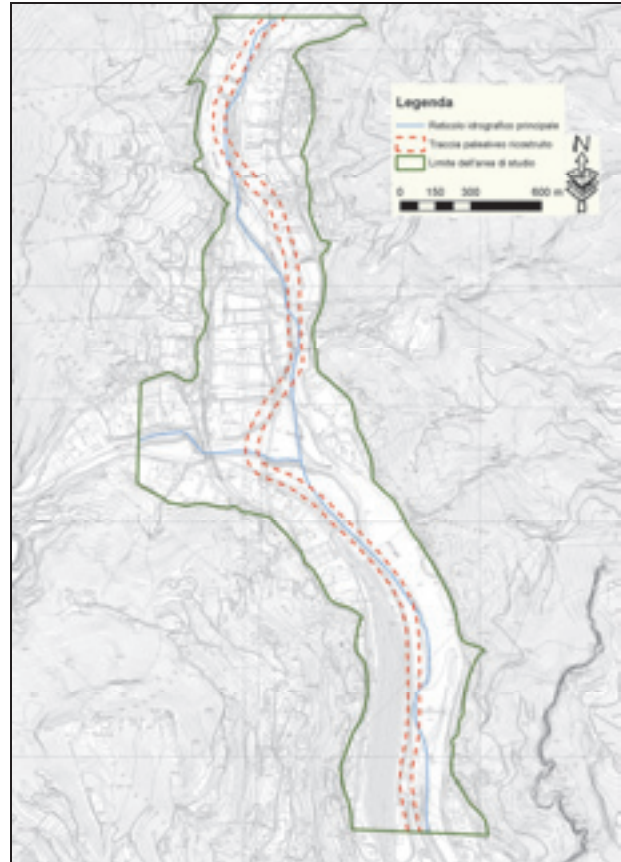


Figura 7: Traccia della ricostruzione del paleoalveo del fiume Roja
 Figure 7: Track reconstruction of the riverbed of the river Roja

La quota media del substrato dell'acquifero è risultata pari a circa - 6 m s.l.m.

Una volta ottenuta la carta della base dell'acquifero siamo passati alla realizzazione della carta delle isopache, ovvero dello spessore delle formazioni alluvionali che lo costituiscono. L'operazione è così formalizzata:

$$Q_t - Q_s = H_a$$

dove Q_t è la quota del tetto (in questo caso coincide con la superficie topografica), Q_s la quota del substrato, H_a lo spessore calcolato dell'acquifero. La risultante di questa operazione è la carta delle isopache dell'acquifero (Figura 8). La Q_t corrisponde alla superficie topografica e fa riferimento al DTM (cella 1m per 1m).

L'intero materasso alluvionale, risulta avere uno spessore medio di circa 32,5 m; i maggiori spessori fino ad un massimo di circa 64 m, si riscontrano nella parte centrale in corrispondenza del paleoalveo.

Il calcolo del volume totale dell'acquifero, risultante dal prodotto dell'area di studio, pari a circa 1,9 Km², per lo spessore medio, risulta circa 62*10⁶ m³.

E' possibile calcolare anche il volume idrico potenzialmente immagazzinabile nell'acquifero (V_{H_2O}) stimandolo tramite il prodotto tra il volume totale (VA) e la porosità efficace (Pe):

$$V_{H_2O} = VA * Pe$$

La valutazione di questo parametro è stata basata su analisi granulometriche che fanno riferimento a dati bibliografici di Tabella 1 (Celico, 1988).

Tabella 1: Valori di porosità media per i principali serbatoi (CELICO, 1998)

Table 1: Average porosity values for the main tanks (CELICO, 1998)

Tipo di serbatoio	Porosità efficace Pe (%)
Ghiaia grossa	30
Ghiaia media	25
Ghiaia fine	20
Ghiaia e sabbia	15-20
Alluvioni	8-10
Sabbia grossa	20
Sabbia media	15
Sabbia fine	10
Sabbia molto fine	5
Sabbia grossa e silt	5
Silt	2
Fanghi	0.1
Calcceo fessurato	2-10
Craie	2-5
Arenaria fessurata	2-15
Granito fessurato	0.1-2
Basalto fessurato	8-10
Scisti	0.1-2

Per un acquifero costituito prevalentemente da ghiaie, ciottoli e sabbie con la presenza anche di una frazione limosa, il valore della porosità efficace varia in letteratura dal 20% al 30%. Il valore qui utilizzato è $Pe = 25\%$ (è stato scelto il valore medio).

Il volume idrico potenzialmente immagazzinabile risulta quindi essere:

$$V_{H_2O} = 32,5 * 1,9 * 10^6 \text{ m}^3 * (25/100) = 15,4 * 10^6 \text{ m}^3$$

Caratterizzazione idrodinamica del sistema acquifero

La determinazione delle caratteristiche idrodinamiche di un acquifero rappresenta il mezzo che ci permette di capire il movimento (direzione e velocità) delle acque al suo interno. Questa operazione è possibile solo grazie al rilevamento continuo della superficie per più volte in un certo periodo di tempo (almeno sei mesi e comunque che comprenda il periodo più secco e quello più umido).

La campagna piezometrica, eseguita da parte della Provincia di Imperia e dall'ARPA, riguarda il monitoraggio di 21 punti di misura (pozzi e sondaggi), la cui distribuzione è visibile in Figura 9.

La prima campagna di misurazione è stata effettuata a partire dal mese di Giugno 2010 e successivamente si è proceduto con cadenza mensile. In Tabella 2 è riportato l'elenco dei punti monitorati.

Grazie a queste misurazioni (Tabella 3) è possibile

individuare la superficie piezometrica della falda ottenuta tramite procedure di gridding e contouring.

Tramite l'utilizzo di queste interpolazioni è stato possibile rappresentare in carta l'andamento idrodinamico dell'acquifero durante il periodo monitorato. In Figura 10 è riportato l'andamento della piezometria media nel periodo di misurazione.

Tutti i livelli misurati ogni mese nei diversi punti di osservazione costituiscono, come detto, la superficie piezometrica della falda e in qualsiasi punto ne mostrano il gradiente idraulico, ovvero il rapporto tra la variazione del livello piezometrico tra due punti considerati (Δh) e la distanza tra questi (Δl) lungo una stessa direzione di flusso; tali curve sono fondamentali per determinare le direzioni del flusso idrico sotterraneo.

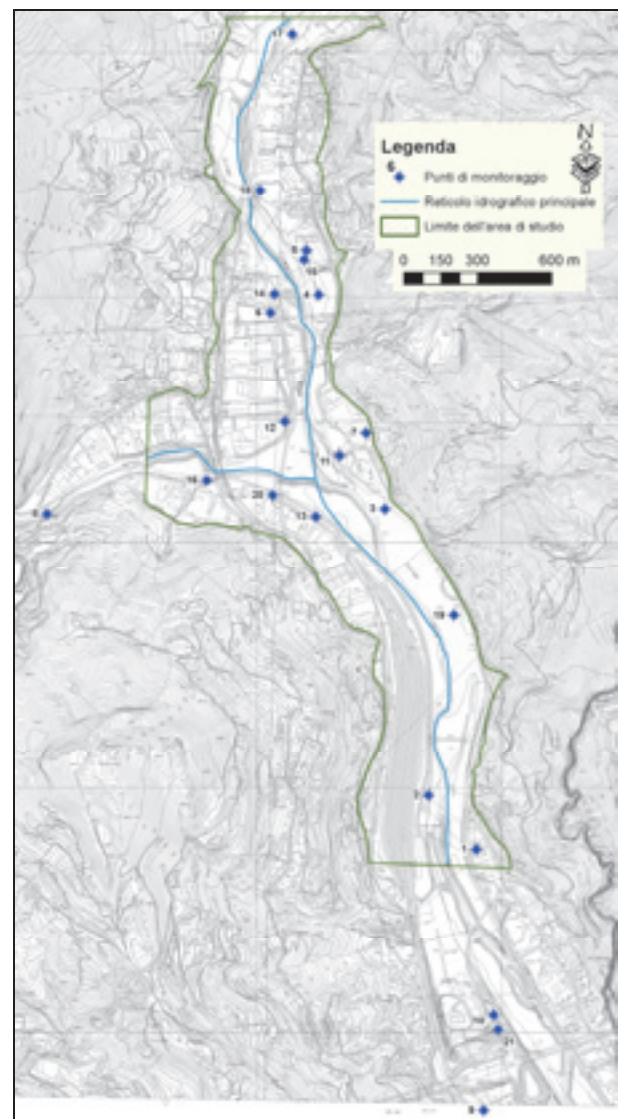


Figura 9: Distribuzione dei punti di monitoraggio della piezometria della falda

Figure 9: Distribution of monitoring points of the ground water table

Tabella 2: Elenco dei pozzi monitorati durante il periodo 2010-2011

Table 2: List of wells monitored during the period 2010-2011

Codice Uni	Coord. Est Gauss Boaga	Coord. Nord Gauss Boaga	PROPRIETA'	QUOTA m (s.l.m.)
1	1386835.47	4851567.64	AAMAIE 1	17.8
2	1386641.00	4851788.00	AAMAIE 2	20.36
3	1386463.09	4852956.83	AAMAIE 3	22.35
4	1386194.08	4853828.36	AIGA/GDU, Porra 1	28.78
5	1386144.52	4854009.69	AIGA/GDU, Porra 2	29.9
6	1385996.88	4853755.29	Privato	28.5
7	1386386.12	4853266.57	Privato	25.48
8	1385087.71	4852936.68	Privato	32.5
9	1386865.27	4850500.49	PEDAIGO	6.31
10	1386906.73	4850891.11	Privato	18.71
11	1386279.17	4853174.16	Sondaggio 1 (2010)	27.82
12	1386055.40	4853313.69	Sondaggio 1, Eurobassin	27.28
13	1386182.46	4852925.60	Sondaggio 10 (2010)	22.3
14	1386013.51	4853831.87	Sondaggio 2 (2010)	32.41
15	1386133.53	4853972.84	Sondaggio 3 (2010)	27.64
16	1385737.87	4853073.37	Sondaggio 4 (2010)	27.37
17	1386085.41	4854893.28	Sondaggio 5 (2010)	34.63
18	1385954.52	4854252.70	Sondaggio 7 (2010)	33.94
19	1386744.95	4852522.24	Sondaggio 8 (2010)	18.44
20	1386005.92	4853014.30	Sondaggio 9 (2010)	27.04
21	1386923.00	4850832.00	Privato	12.44

Tabella 3: Elenco dei pozzi e dei valori piezometrici misurati (Giugno 2010-Gennaio 2011)

Table 3: List of wells and measured piezometric values (June 2010-January 2011)

Codice Uni	Misurazioni effettuate m (s.l.m.)									Piezometria media m (s.l.m.)
	09/06/2010	28/06/2010	20/07/2010	26/08/2010	28/09/2010	26/10/2010	22/11/2010	14/12/2010	18/01/2011	
1	~	10.43	9.39	9.2	8.91	7.1	11	9.4	~	9.3
2	~	10.46	11.01	10.24	10.26	9.76	12.25	11.26	~	10.7
3	~	18.27	17.47	17.07	17.07	17.5	17.64	18.27	~	17.8
4	~	~	~	~	~	~	~	~	~	~
5	~	24.75	24.57	24.36	24.12	24.37	24.76	24.86	~	24.5
6	~	23.8	23.75	23.33	23.23	23.22	23.75	23.72	~	23.5
7	~	19.88	19.68	19.39	19.14	19.73	19.68	19.72	~	19.6
8	31.22	31.13	31.12	30.94	30.22	30.83	30.42	30.42	~	30.8
9	-2.29	-2.14	-2.55	-2.24	-2.51	-2.64	-1.99	-2.49	-2.31	-2.3
10	~	-2.99	-3.05	-3.04	-2.76	-2.95	-2.63	-2.89	~	-2.9
11	20.17	20.07	19.93	19.62	19.34	19.92	20.22	20	19.93	19.9
12	21.23	21.05	20.88	20.60	20.26	20.83	21.33	21.03	21.00	20.9
13	19.65	19.53	19.4	19.1	18.89	19.35	19.66	19.36	19.34	19.4
14	24.26	24.05	24.03	23.66	23.49	23.61	24.17	24.01	23.96	23.9
15	24.84	24.71	24.56	24.3	24.19	24.39	24.99	~	~	24.6
16	20.42	20.37	20.08	19.72	19.38	19.85	20.48	20.08	20.03	20.0
17	31.78	31.98	31.95	31.7	31.63	31.83	32.08	32.03	31.79	31.9
18	26.99	26.97	26.92	26.81	26.74	26.77	27.24	27.09	~	26.9
19	16.24	16.08	16.04	15.84	15.73	15.72	16.39	16.29	16.29	16.1
20	20.39	20.3	20.11	19.76	19.47	20.05	20.54	20.24	20.14	20.1
21	~	4.08	3.97	3.79	3.14	3.73	3.88	3.97	~	3.8

Analizzando i valori piezometrici relativi ai mesi di misurazioni effettuate, la superficie piezometrica rimane piuttosto costante per tutto il periodo monitorato.

La superficie piezometrica ricostruita presenta un range di variazione da circa 32 m s.l.m. a circa 9 m s.l.m.. Dalla carta di Figura 10 si possono identificare i principali rapporti che intercorrono tra la falda e il fiume. Il rilevamento piezometrico ha infatti evidenziato un generale movimento del flusso idrico dal fiume verso la falda per tutto il periodo di osservazione fino alla zona di

confluenza con il Bevera.

Sono stati inoltre valutati gli interscambi idrici tra il fiume Roja e la falda ad esso idraulicamente collegata. Il metodo di calcolo utilizzato è stato di tipo indiretto, ovvero mediante misure delle portate fluviali del Roja fatte con l'impiego di un mulinello idrometrico su più sezioni e analizzando le variazioni di tali portate lungo il corso d'acqua.

Dal confronto tra i risultati delle misure di portata fluviale del fiume Roja, emerge che nel 2005 tra la

misura di monte e quella di valle vi era una differenza di portata dell'ordine di circa $7 \text{ m}^3/\text{s}$. Questa era giustificata dall'intervento antropico e in particolare dal rilascio, nel tratto di fiume compreso tra le due sezioni, di acqua da parte delle condotte della Centrale Idroelettrica della Tirreno Power che, come risulta dalla documentazione fornita dalla stessa società, può arrivare fino ad un massimo di $10 \text{ m}^3/\text{s}$ (in media circa $7 \text{ m}^3/\text{s}$). Per quanto riguarda le misure effettuate nel 2010, invece, tale differenza non è stata rilevata in quanto, nel periodo di svolgimento della campagna di misurazione, la centrale idroelettrica risultava non funzionante e quindi non effettuava prelievi/rilasci di acqua, permettendo al corso d'acqua di avere il suo naturale deflusso ed alla falda di essere in equilibrio idrodinamico con il fiume stesso.

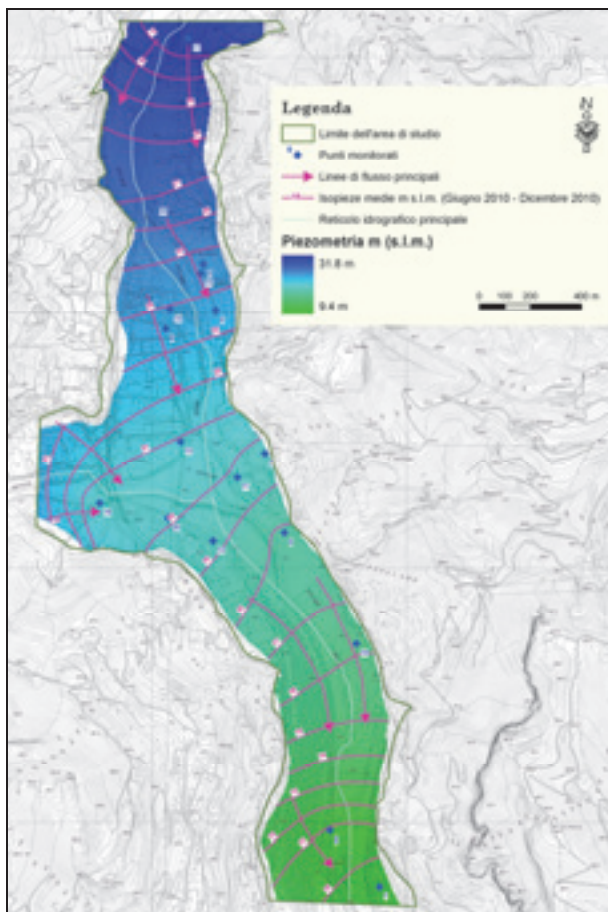


Figura 10: Prime valutazioni dell'andamento della superficie piezometrica della falda del Fiume Roja
 Figure 10: First evaluation of the trend of the piezometric surface of the water of the river Roja

Valutazione della risorsa idrica rinnovabile e delle riserve dell'acquifero

La risorsa idrica è la quantità di acqua che può essere estratta da un dominio circoscritto durante un dato perio-

do, tenuto conto dell'insieme dei cosiddetti vincoli di pianificazione; in altre parole, senza che ciò possa provocare eccessivi squilibri al ciclo idrologico naturale. La sua valutazione si basa sui comportamenti idrodinamico, idrochimico ed idrobiologico dell'acquifero ed è usualmente espressa in unità di portata media.

La riserva idrica è intesa come la quantità di acqua gravifica, contenuta ad una certa data o immagazzinata nel corso di un periodo medio annuale, in un sistema idrogeologico: essa, generalmente espressa in unità di volume, è associata al concetto di risorsa idrica non rinnovabile e risulta dalla funzione capacitiva del serbatoio degli acquiferi.

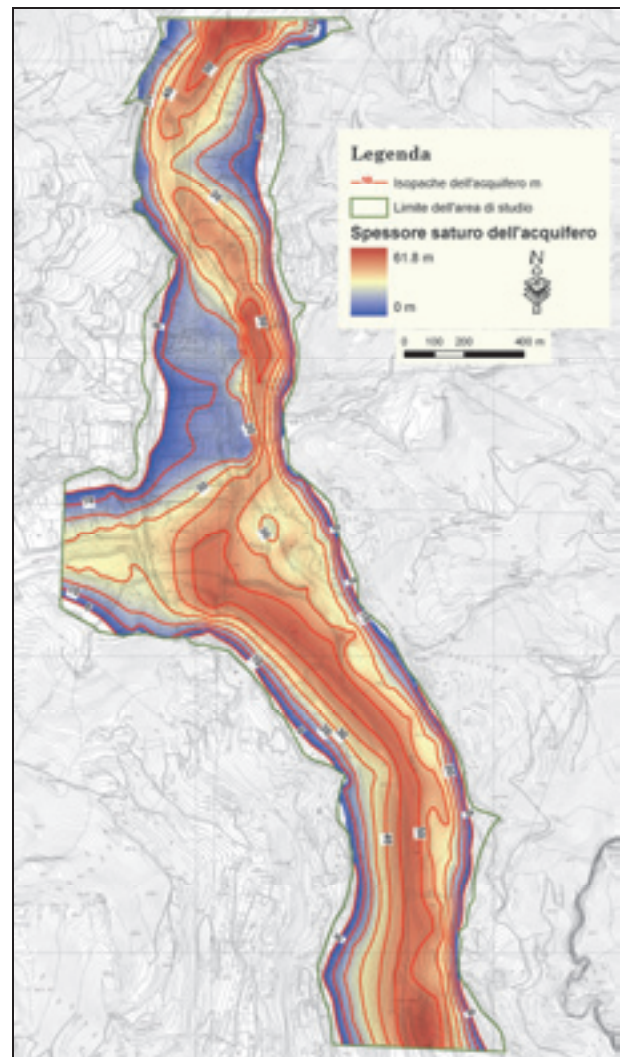


Figura 11: Carta delle isopache dell'acquifero saturo (celle 5x5 m)
 Figure 11: Map of the saturated aquifer isopachs (5x5 m cells)

Le risorse e le riserve idriche sotterranee possono essere valutate attraverso lo studio della geometria dell'acquifero, se sono note anche la porosità efficace e la

morfologia della superficie piezometrica nel periodo investigato. Non avendo a disposizione un valore adeguato di porosità efficace, derivante da valutazioni dirette o indirette, si è fatto riferimento a valori di letteratura (Tabella 1), prendendo in considerazione valori di porosità efficace di litologie simili (ghiaia media), vale a dire una Pe pari a circa il 25%.

Calcolo delle risorse medie nel periodo monitorato

Avendo come riferimento i livelli piezometrici, è stata stimata l'entità della risorsa media dell'acquifero durante il periodo monitorato.

Attraverso operazioni di map algebra è stato possibile ottenere le isopache medie (linee di uguale spessore) dell'acquifero saturo (Giugno 2010 - Gennaio 2011).

La relativa carta è rappresentata in Figura 11; lo spessore medio saturo dell'acquifero risulta essere di circa 30,5 m.

Di conseguenza è stato possibile calcolare, sulla base della Pe supposta pari al 25%, il volume idrico medio immagazzinato (V_{H_2O}):

$$V_{H_2O} = 30,5 * 1,7 * 10^6 \text{ m}^3 * (25/100) = 13 * 10^6 \text{ m}^3$$

Valutazione dei quantitativi di acqua prelevati dall'acquifero

L'acquifero in esame, per quantità e qualità, è uno dei più

importanti serbatoi naturali della Liguria. Per quanto riguarda lo sfruttamento della risorsa, le sue acque soddisfano i fabbisogni idrici sia del territorio francese (Mentone, Nizza, Montecarlo, ecc.) sia del territorio italiano (Ventimiglia, Bordighera, Imperia, Sanremo, ecc.).

In particolare, per quanto riguarda i volumi attualmente estratti dalla porzione di acquifero studiato, si può desumere quanto segue:

consumo idropotabile (grandi derivazioni: AIGA, GDU, AMAIE) circa 1,8 m³/s;

altri consumi (industriale e privato) circa 0,2 m³/s.

Quindi l'uscita dal sistema in studio dovuta ai prelievi antropici risulta pari a circa 2 m³/s.

Modello concettuale dell'acquifero

A conclusione della prima fase dello studio è stato realizzato il modello concettuale dell'acquifero (Figura 12), base fondamentale per la futura modellazione numerica, dove sono state schematizzate e quantificate le entrate e le uscite della porzione di acquifero in studio ospitante una falda libera. L'acquifero in questione, come abbiamo detto, è costituito essenzialmente da ghiaie sabbiose con ciottoli e con intercalazioni lenticolari limoso argillose; tutto ciò poggia su un substrato flyschoido.

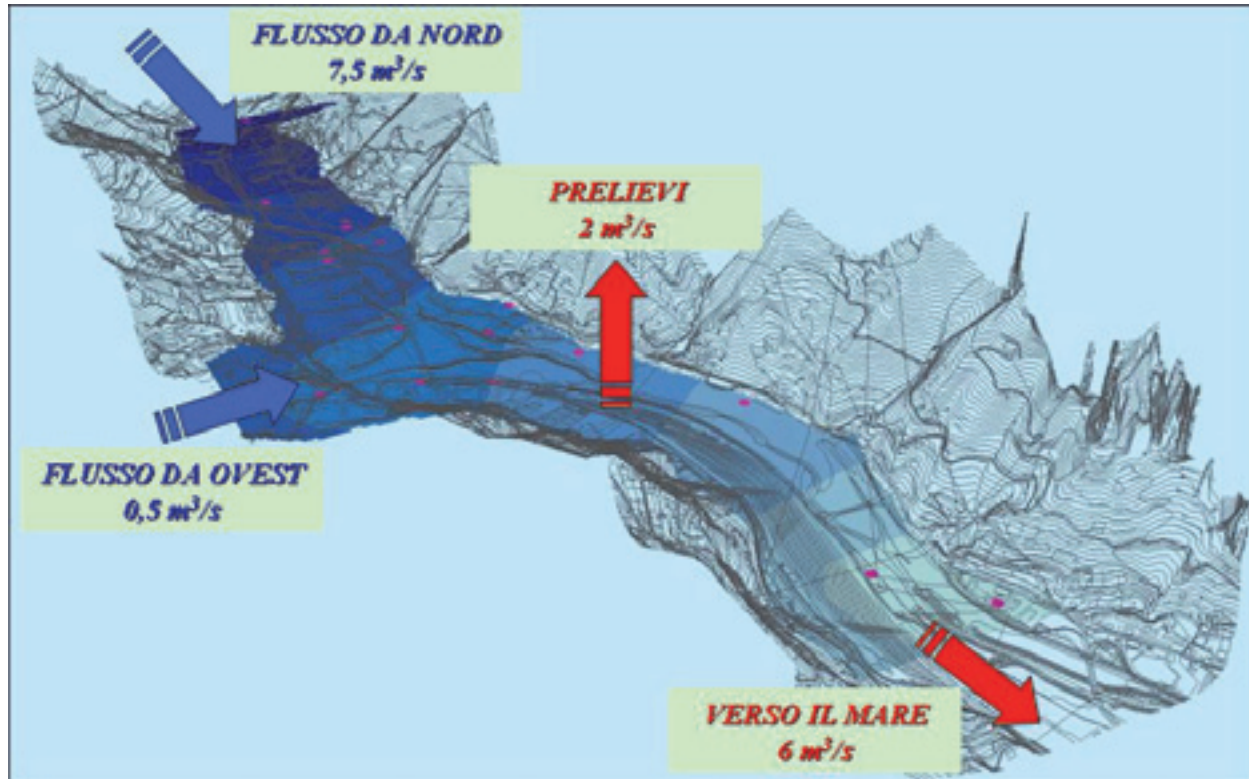


Figura 12: Modello concettuale dell'acquifero
 Figure 12: Conceptual model of the aquifer

La raccolta, organizzazione ed interpretazione dei dati ha portato a concludere che la ricarica del sistema proviene prevalentemente da nord ($7,5 \text{ m}^3/\text{s}$ dal F. Roja), da ovest ($0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ dal T. Bevera) e in minima parte da infiltrazione meteorica (Barazzuoli *et alii*, 2011, in stampa). Le uscite dell'acquifero di tipo artificiale sono da attribuire principalmente ai prelievi legati all'uso idropotabile (pozzi AIGA, GDU e AAMAIE) e solo in minima parte all'attività industriale e a privati. Questi quantitativi sono stati stimati in base ai rilievi diretti e ai dati forniti dalla Provincia di Imperia e sono stati valutati, complessivamente, pari a circa $2 \text{ m}^3/\text{s}$.

Gli elementi che giocano un ruolo importante in questo sistema acquifero sono i due corsi d'acqua. Il F. Roja e il F. Bevera, come risulta dall'analisi della superficie piezometrica nel tratto analizzato, alimentano e drenano la tavola d'acqua. Il saldo stimato all'uscita dell'area di studio, verso sud e quindi verso il mare, risulta pari a circa $6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Il bilancio idrico annuale del sistema, che descrive le quantità di acqua sotterranea scambiata attraverso i suoi limiti, ha reso possibile quantificare la risorsa idrica disponibile (Figura 12); infatti come si può vedere nel

complesso il bilancio è sempre in attivo.

Ringraziamenti

Gli autori ringraziano vivamente la Provincia di Imperia ed in particolare il Dr. Ennio Rossi e il dott. Francesco D'Adamo. Si ringrazia inoltre il dott. Enrico Capezoli del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Siena per i suoi consigli e le sue valutazioni in merito agli aspetti stratigrafico-deposizionali per la redazione delle sezioni idrogeologiche.

Bibliografia

- Barazzuoli P., Capacci F., Migliorini J. & Rigati R., 2011 (in stampa) - Studio per la definizione del Bilancio Idrico del Bacino Transfrontaliero del Fiume Roja. *Giornale di Geologia Applicata* 2011, 14.
- Carobene L., Cevasco A. (2008) – “Ricostruzione dell'evoluzione della complessa deformazione di versante presso Ventimiglia - Liguria di Ponente” *Giornale di Geologia Applicata* 2008, 10, 31-50.
- Celico P. (1988) – *Prospezioni idrogeologiche*. Voll. I e II, Liguori editore, Napoli.
- Progetto della Comunità Europea Interreg IIIA Alcotra “Eurobassin - Piano di bacino transfrontaliero del Fiume Roja” - Documenti vari.

Modello concettuale dell'acquifero carbonatico della Montagnola Senese (Toscana, Italy)

Jenny Migliorini, Fausto Capacci, Piero Barazzuoli, Roberto Rigati

Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Siena, Centro Interdipartimentale di Ricerca sull'Acqua (C.R.A.)
migliorini5@unisi.it, capacci10@unisi.it, barazzuoli@unisi.it, rigati@unisi.it. Autore corrispondente: Jenny Migliorini

Conceptual model of the Montagnola Senese carbonate aquifer (Tuscany, Italy)

ABSTRACT: The *Montagnola Senese* aquifer (known as the “*Luco*”) is an important and strategic water reserve in Southern Tuscany. With this study we have furthered our knowledge for the geometrical/structural, hydrodynamic and hydrochemical characterization of the aquifer and for the development of a conceptual model of it. The evaluation of the aquifer's recharge followed two paths: the first carried out by means of an indirect evaluation of the total infiltration in comparison to the water surplus, which lead to an estimate of an average recharge of over 21 million m³/year; the second based on the changes measured in the aquifer's piezometric levels, estimated at approximately 20 million m³/year. As far as the water reserve is concerned, it is evaluated at around 1.6 billion m³, that is to say about 100 times greater than the dynamic resource.

Key terms: Aquifer, Resource, Management, Luco
Termini chiave: Acquifero, Risorsa, Gestione, Luco

Riassunto

L'acquifero della Montagnola Senese (conosciuto come “Luco”) è considerato un importante serbatoio idrico strategico della Toscana Meridionale.

Questo studio ha consentito l'approfondimento delle conoscenze per una migliore caratterizzazione geometrico-strutturale, idrodinamica e idrochimica dell'acquifero e restituisce i risultati di un lavoro che ha l'obiettivo di realizzare un modello concettuale del medesimo ai fini di una corretta valutazione e gestione delle risorse idriche sotterranee.

I nuovi dati relativi alla geometria dell'acquifero, costituito dalle formazioni carbonatiche del Calcere Cavernoso e della Breccia di Grotti, sono stati acquisiti attraverso sondaggi geoelettrici, tomografie, stratigrafie di pozzi ed analisi della nuova cartografia geologica regionale 1:10000.

Ciò ha permesso di valutare la sua estensione, affiorante e non, pari a circa 166,3 Km² a fronte di un'area di alimentazione pari a circa 91,6 Km². L'intero complesso idrogeologico permeabile risulta avere uno spessore medio di circa 178 m.

La valutazione della ricarica dell'acquifero ha seguito due strade.

La prima, una volta definita la superficie dell'area di ricarica per infiltrazione, attraverso la valutazione indiretta dell'infiltrazione totale in relazione all'eccedenza idrica calcolata. Tale valutazione (dati medi del periodo 1967-2006) porta a stimare la ricarica

media in oltre 21·10⁶ m³/anno.

La seconda, basata sulle escursioni dei livelli piezometrici di falda misurati (Marzo 2009-Gennaio 2010), individua una risorsa dinamica che, in virtù di una porosità efficace *ne* dell'8% (da letteratura tale complesso è caratterizzato da *ne* tra 5 e 10%), può essere valutata in circa 8,1·10⁶ m³/anno, ai quali andrebbero sommati i circa 12·10⁶ m³/anno di acqua che attualmente vengono prelevati dall'acquifero, per un ammontare complessivo della risorsa annua pari a circa 20·10⁶ m³.

Pur con tutti i limiti connessi a tale tipo di valutazione, i risultati ottenuti, con i due criteri, sono in pieno accordo tra loro.

Per quanto concerne la riserva idrica, la sua valutazione è dell'ordine di 1,6·10⁹ m³, vale a dire circa 100 volte superiore alla risorsa dinamica.

Infine, se confrontiamo le valutazioni della risorsa rinnovabile con l'attuale domanda d'acqua ad uso idropotabile, si nota che a fronte di una ricarica media pari a circa 21·10⁶ m³, i consumi ammontano a circa 11,7·10⁶ m³, è quindi teoricamente possibile un ulteriore utilizzo della falda ospitata nell'acquifero del Luco.

Introduzione

L'obiettivo di questo lavoro è quello di fornire un valido supporto scientifico alla progettazione e alle politiche di gestione della qualità e della conservazione delle risorse idriche del territorio.

Per lo studio dell'Acquifero Carbonatico della Monta-



Figura - 1: Ubicazione dell'area di studio
Figure - 1: Map of the area under study

gnola Senese e Piano di Rosia o Acquifero del “Luco” (Codice Identificativo C.I.S.S. Regione Toscana: 99MM030), l’area indagata (Figura 1) occupa una porzione del territorio della Provincia di Siena per una superficie di circa 200 km² e ricade sotto le Amministrazioni comunali di Casole d’Elsa, Monteriggioni, Siena, Sovicille, Castellina in Chianti, Monteroni d’Arbia e Murlo (Fogli 2964, 2963, 2962, 2961 della Carta Topografica Regionale alla scala 1:25.000).

La zona di studio è relativamente estesa e, come tale, al suo interno si osservano diverse forme del rilievo: il paesaggio è prevalentemente collinare con quota media di circa 300 metri s.l.m.; tuttavia si osserva una discreta varietà di paesaggi sia collinari sia pianeggianti, in relazione alle caratteristiche litostrutturali delle formazioni geologiche affioranti e allo sviluppo morfologico e tettonico dell’area.

Il reticolo idrografico presenta diversi tipi di drenaggio. I più diffusi sono quelli dendritico e subparallelo-dendritico, è comunque rilevabile anche un certo controllo strutturale dell’andamento delle aste uviali principali, che sono quasi sempre orientate in direzione NE-SO oppure NO-SE.

Nell’area ricadono porzioni di due bacini di importanza regionale: quello del Fiume Ombrone, di cui fanno parte i due sottobacini del Fiume Merse e del Torrente Arbia, affluenti di destra; quello del Fiume Arno, di cui fa parte il sottobacino del Fiume Elsa.

Il crinale della Montagnola-Monte Maggio rappresenta lo spartiacque geomorfologico. L’ambito più esteso è quello del Fiume Merse che occupa gran parte dell’area considerata; quello del Fiume Elsa, meno esteso, è localizzato nella parte nord-occidentale dell’area oggetto di studio.

Il paesaggio presenta caratteri di tipo carsico, in quanto impostato sulle formazioni dolomitico-calcaree della Montagnola Senese. Si può pensare ad un avanzato stadio di morfogenesi carsica chiaramente desumibile dalle forme dolci ed arrotondate solcate da valli e vallecole, molte delle quali sospese e prive di corsi d’acqua.

La forma più rilevante è il polje che ha originato la conca di Pian del Lago. Altre forme diffuse sono doline, inghiottitoi e cavità ipogee a sviluppo orizzontale e verticale (Castagnini, 2008), chiara testimonianza dell’ottima capacità dei terreni presenti a farsi attraversare dalle acque.

Inquadramento geologico – strutturale e geometria dell’acquifero

L’area in esame si localizza sul versante tirrenico dell’Appennino Settentrionale, che è una catena a pieghe e sovrascorrimenti (fold & thrust belt) il cui assetto strutturale è il risultato di articolate vicende geologiche precedenti da due fasi distinte: una fase divergente-distensiva

giurassica che ha portato all’apertura dell’Oceano Ligure-Piemontese e una convergente (dal Cretacico inferiore all’Eocene medio) che ha portato alla chiusura del bacino stesso. Le fasi successive che hanno caratterizzato la storia dell’Appennino Settentrionale hanno visto l’alternarsi di due eventi deformativi principali a partire dall’Oligocene D1 e D2 (Carmignani *et alii*, 1995; Decandia *et alii*, 1998; Liotta, 2002).

L’assetto geologico della zona è rappresentato in Figura 2. Di seguito vengono descritti i litotipi costituenti l’acquifero, secondo la differenziazione proposta nelle Note illustrative alla carta Geologica d’Italia, Foglio 296 Siena (Costantini *et alii*, 2010).

Unità della Falda Toscana

La Falda Toscana è rappresentata da termini calcarei che rivestono molta importanza nello studio idrogeologico perché, insieme ai terreni miocenici della Breccia di Grotti, costituiscono l’acquifero. Si colloca al tetto dell’Unità Toscana Metamorfica, di cui rappresenta le litologie di origine: in prevalenza calcari nella parte inferiore, mentre nella parte superiore prevale la componente silico-clastica (argille-marne).

La facies più diffusa nelle aree della Montagnola Senese è quella del *Calcare Cavernoso*, CCA: è costituita da una breccia tettonica ed autoclastica ad elementi carbonatici grigi e cemento calcareo, con tipica struttura a cellette (talvolta riempite da polvere grigia dolomitica nota in letteratura come “cenerone”); raramente presenta una grossolana stratificazione. La formazione è delimitata a letto e a tetto da contatti tettonici: essa poggia su formazioni diverse dell’Unità di Monticiano-Roccastrada ed è sormontata dalle formazioni delle Unità liguri ed in particolare dalle Argille a palombini; il suo spessore è, di conseguenza, molto variabile; quello massimo è valutabile in alcune centinaia di metri. Per quanto riguarda l’età, tale formazione viene attribuita al Norico (Triassico sup.) sulla base di correlazioni litostratigrafiche con altri affioramenti della Toscana.

Formazioni Neogeniche

Le formazioni Neogeniche sono legate alla fase tettonica distensiva. Nei bacini formati in questa fase si realizzano diversi cicli deposizionali marini e continentali dovuti all’azione combinata di variazioni eustatiche e movimenti tettonici verticali. Nell’area di studio le litologie depositatesi in questo contesto mostrano il risultato della rielaborazione (erosione-trasporto-sedimentazione) delle rocce preesistenti.

Le litologie caratterizzanti sono composte, quindi, da sabbie, argille e conglomerati di ambiente continentale e da successioni di ambiente marino.

La *Breccia di Grotti*, MESA (Miocene Superiore), che affiora diffusamente ad est della dorsale Montagnola-Monte Maggio, tra le formazioni neogeniche è quella che riveste maggiore interesse nel presente studio.

La sua importanza è dovuta al fatto che giace in mas-

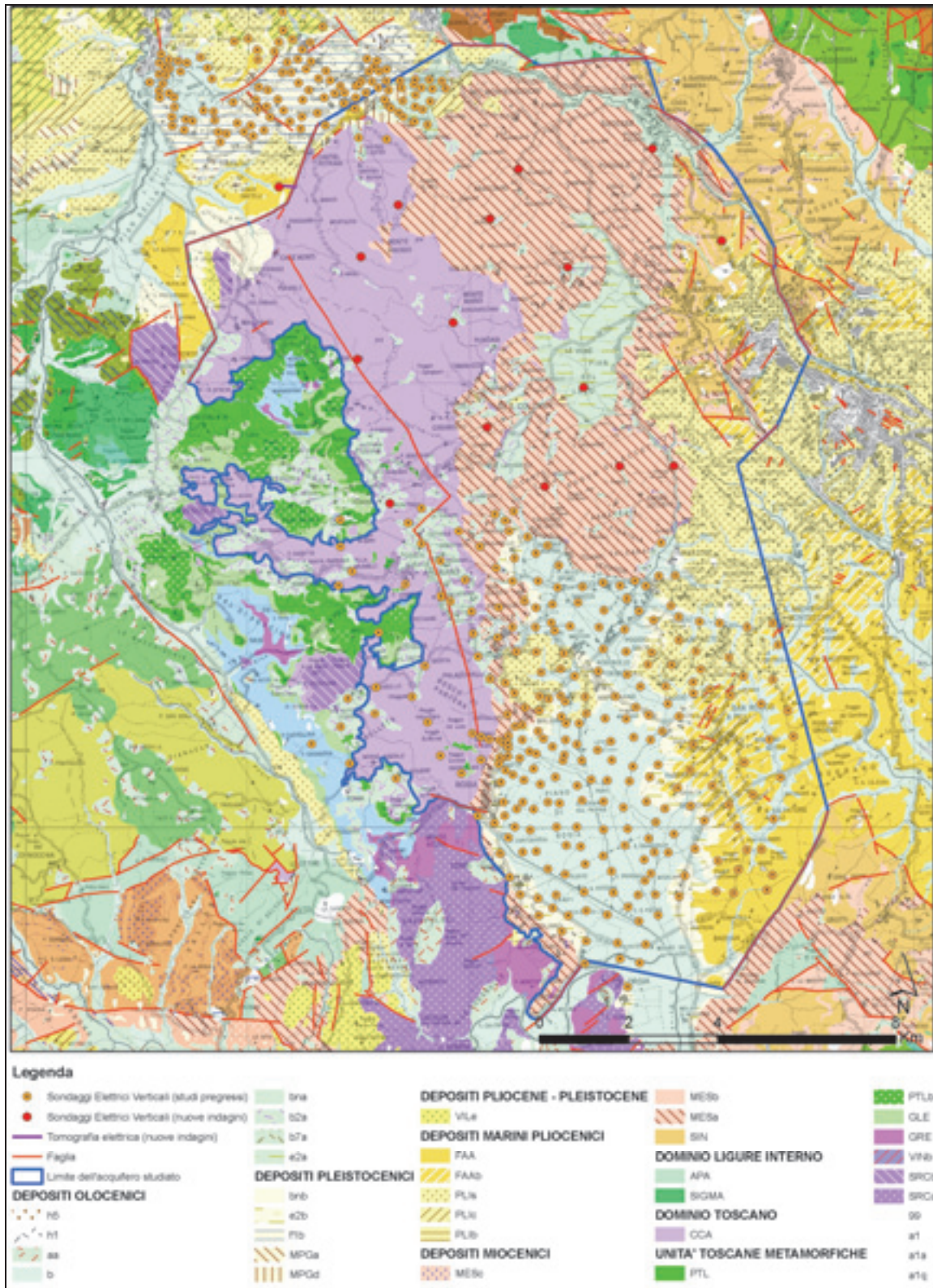


Figura - 2: Carta Geologica dell'area di studio; per la descrizione delle sigle si rimanda alle note illustrative della legenda della Carta Geologica della Provincia di Siena (Costantini *et alii*, 2010)

Figure - 2: Geological Map of the study; for the description of symbols please refer to the notes of the legend of the Geological Map of the Province of Siena (Costantini *et alii*, 2010)

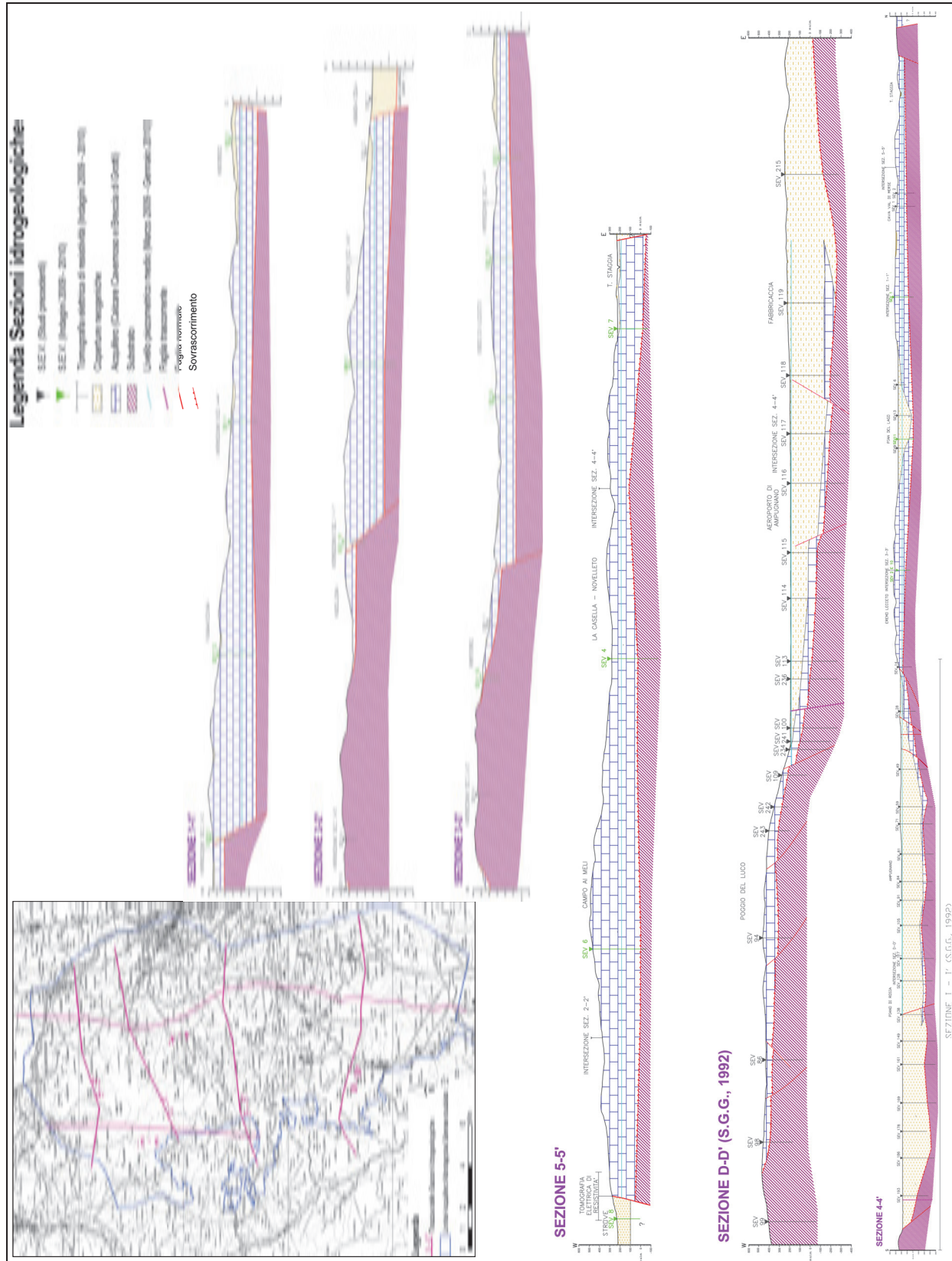


Figura - 3: Sezioni idrogeologiche
Figure - 3: Hydrogeological sections

sima parte sul Calcare Cavernoso ed è, per la sua natura sedimentaria, una roccia ad alta permeabilità relativa. Essa è infatti costituita da brecce e conglomerati, localmente stratificati in modo grossolano, ad elementi di dimensioni variabili da 2 a 30 centimetri provenienti per la maggior parte dalla Formazione anidritica di Burano-Calcare Cavernoso. Subordinatamente si rinvengono clasti di anageniti e quarziti riferibili alle formazioni del Gruppo del Verrucano, nonché calcari delle unità toscane e liguri. Intercalati alla breccia sono individuabili blocchi di calcare cavernoso di dimensioni metriche. La matrice è costituita da sabbie e sabbie limose calcaree. In molte zone vicine alla Dorsale Medio Toscana, dove la matrice è scarsa o assente, il basso grado di rielaborazione dei clasti rende mal distinguibile la Breccia di Grotti dal Calcare Cavernoso (Formazione anidritica di Burano). Lo spessore massimo della Breccia di Grotti è di circa 180 metri. In considerazione delle sue facies sedimentarie, la formazione è da riferire ad un ambiente continentale, da alluvionale subaereo a lacustre subacqueo.

In base ai suoi rapporti eteropici con le Argille del Casino e con le Argille e gessi del F. Era Morta, la Breccia di Grotti è attribuibile al Turoliano superiore (Messiniano superiore).

Inquadramento Climatico

I dati relativi all'inquadramento climatico dell'area in esame sono stati ripresi da Barazzuoli *et alii*, 2010; successivamente sono stati analizzati i valori propri dell'acquifero della Montagnola Senese con riferimento all'Anno Idrologico medio 1967-2006.

Facendo riferimento ad un database di dati di pioggia relativi a 74 stazioni, per un totale di 2960 anni, sono stati analizzati, per la definizione dell'A.I (Anno Idrologico Medio), i dati relativi alle precipitazioni individuando le stazioni pluviometriche situate nel territorio della Provincia di Siena più significative per la loro posizione nell'area in studio, per la lunghezza del periodo di osservazione e per la continuità del loro funzionamento.

Nell'acquifero in studio si registra un maggiore gradiente nelle precipitazioni medie annue nella parte Ovest (Pievescola) dell'area occupata dall'acquifero (con max intorno ai 970 mm). I valori minimi di pioggia si riscontrano nella parte Est (Petriccio) con valori intorno ai 770 mm.

Il valore medio di pioggia all'interno del limite dell'acquifero è stimabile in 839 mm/anno.

L'esame delle temperature medie annue dell'area in esame evidenzia all'interno del territorio occupato dall'acquifero un valore di temperatura media annua abbastanza stabile. Si registra un aumento di temperatura media annua a Sud, nei pressi del Piano di Rosia; in due fasce laterali rispettivamente a Nord-Est (Badesse, Tognazza, Petriccio) e ad Ovest (Pievescola), invece, si individua un'area in cui la temperatura tende a diminuire.

Queste leggere variazioni sono da imputarsi alle differenze di quota presenti nell'area in oggetto. La temperatura media annua all'interno dell'acquifero della Montagnola Senese è pari a circa 13,9°C.

Per la valutazione dell'evapotraspirazione reale (Er) media annua, si è scelto di fare riferimento alla formulazione di Thornthwaite & Mather (1957). L'esame di questo parametro evidenzia che i valori massimi di Er (maggiori di 620 mm) si riscontrano nella parte sud. I suoi valori minimi si rilevano nella zona più a Nord presso Monteriggioni con valori inferiori ai 570 mm. Il valore medio annuo per l'area occupata dall'acquifero della Montagnola Senese è stimabile in 595 mm (ca. il 70% delle precipitazioni).

Successivamente, tramite la differenza tra i valori di pioggia e i valori dell'evapotraspirazione reale, è stato possibile ottenere i quantitativi medi annui di Eccedenza idrica, pari a circa 269 mm. La conoscenza di tali volumi ha portato, utilizzando un procedimento di calcolo basato sui coefficienti di infiltrazione potenziali (Celico, 1988), alla stima dell'infiltrazione media meteorica presente all'interno dell'acquifero (periodo 1967-2006). Ipotizzando per l'acquifero in studio un valore di coefficiente di infiltrazione potenziale pari a 0,9, si è stimato un valore di infiltrazione totale media pari a circa $21 \cdot 10^6$ m³/anno.

Ricostruzione geometrica dell'acquifero

La prima operazione che abbiamo effettuato è la ricostruzione, il più possibile corretta e dettagliata, della geometria dell'acquifero, che ha portato alla realizzazione di un modello concettuale il più possibile vicino alla realtà. Questo ha consentito di ottenere corretti risultati nella valutazione delle caratteristiche dell'acquifero.

Per la definizione della geometria del corpo studiato sono state necessarie alcune conoscenze di base, ovvero è stato necessario ottenere informazioni sia sugli spessori dell'acquifero, sia sulle caratteristiche idrogeologiche dei litotipi che lo delimitano e sulla presenza di elementi strutturali (faglie).

Per far questo, oltre che a ricorrere all'utilizzo della Carta Geologica regionale in scala 1:10.000 e delle stratigrafie dei pozzi (presenti sul territorio in studio), sono state impiegate le indagini geofisiche (S.E.V. e tomografia) effettuate sia in precedenza che nell'ambito di questo lavoro (Figura 2).

La lettura critica degli studi pregressi e attuali (Capacci *et alii*, 2008; D'Onofrio, 2008/2009), seguita alla redazione di un database delle prospezioni effettuate e dei relativi risultati, ha permesso di redigere le sezioni interpretative (Figura 3) che forniscono informazioni circa l'assetto dell'acquifero, chiarendo aspetti riguardo la profondità del substrato, lo spessore dell'acquifero ed i suoi limiti laterali.

Le elaborazioni, successive sono state eseguite tramite

operazioni di gridding e contouring interpolando i dati archiviati secondo fogli di calcolo integrati a porzioni di DTM opportunamente selezionate secondo le litologie affioranti.

Per quanto riguarda i punti quotati utilizzati per la ricostruzione del tetto e del substrato dell'acquifero nella parte affiorante, costituita dalle formazioni del Calcere Cavernoso e della Breccia di Grotti, essi corrispondono ai dati della superficie topografica estrapolati dal DTM; nelle restanti aree, dove il complesso calcareo è in profondità, e quindi non affiora, i dati sono stati acquisiti tramite le prospezioni geofisiche, le stratigrafie dei pozzi e le sezioni idrogeologiche da noi redatte.

Le isobate del tetto del Complesso Calcereo in studio sono rappresentate in Figura 4; la topografia dell'acquifero oscilla da un massimo di 633 m s.l.m. in corrispondenza del Monte Maggio ad un minimo di -239 m s.l.m. nel Piano di Rosia. L'andamento della geometria dell'acquifero subisce, in alcune zone, un abbassamento repentino come ad est di Sovicille e Rosia verso il San Rocco a Pilli oppure in corrispondenza del margine nord occidentale nei pressi di Strove ed Abbadia Isola. La quota media del tetto dell'acquifero è risultata pari a circa 256 m s.l.m.

L'andamento delle isobate del substrato, ossia della base dell'acquifero, è illustrato in Figura 5 e presenta una definizione di qualità del dato abbastanza variabile; è infatti meno accurata nella parte nord della zona di studio a causa della densità piuttosto bassa delle prospezioni geofisiche. Il substrato dell'acquifero, a causa della presenza di un sistema di faglie che lo ribassa, presenta quote molto variabili, da un massimo di 555 m s.l.m. a nord di Simignano ad un minimo di -348 m s.l.m. nel Piano di Rosia. Dall'analisi della base dell'acquifero si nota un alto strutturale a nord di Sovicille e una depressione presente al di sotto del Piano di Rosia. La quota media del substrato dell'acquifero è risultata pari a circa 78 m s.l.m..

Una volta ottenute le carte del tetto e della base dell'acquifero siamo passati alla realizzazione della carta delle isopache, ovvero dello spessore delle formazioni carbonatiche che lo costituiscono. L'operazione è così formalizzata: $Q_t - Q_s = Ha$, dove Q_t è la quota del tetto, Q_s la quota del substrato, Ha lo spessore calcolato dell'acquifero. Risultante da questa operazione è la carta delle isopache dell'acquifero (Figura 6).

L'estensione dell'acquifero risultante dai dati di base utilizzati è significativa e pari a circa 166,3 Km² a fronte di un'area di alimentazione (corrispondente alla superficie affiorante del complesso calcareo) pari a circa 91,6 Km². Il procedimento ha permesso di stimare i maggiori spessori, che si osservano, come era logico aspettarsi, in corrispondenza del Monte Maggio, dove raggiungono i 627 m. L'area a Sud-Est, nel Piano di Rosia, mostra abbastanza chiaramente uno spessore medio-basso dell'acquifero che va piano piano

assottigliandosi fino a scomparire. Mediamente, l'intero complesso risulta avere uno spessore di circa 178 m.

Il calcolo del volume totale, risultante dal prodotto dell'area della carta delle isopache per lo spessore medio, risulta circa 29,5·10⁹ m³. Questo dato, molto rilevante, non può che confermare l'elevata capacità d'immagazzinamento potenziale dell'acquifero; i dati presenti in letteratura gli assegnano una porosità efficace dell'8% (Barazzuoli *et alii*, in Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia a scala 1:50000, Foglio 296 – Siena; Costantini *et alii*, 2010), pari ad un volume di vuoti efficaci interconnessi di circa 2,4·10⁹ m³.

Caratterizzazione idrodinamica del sistema acquifero

Al fine di descrivere l'andamento spaziale e temporale della superficie piezometrica è stata effettuata una campagna di rilevamento del carico idraulico, iniziata nel mese di Marzo 2009 e conclusa nel mese di Gennaio 2010. In questo periodo sono stati monitorati 31 pozzi la cui distribuzione è visibile in Figura 7.

In Tabella 1, sono riportati in elenco i pozzi monitorati, grazie ai quali è stato possibile realizzare la carta delle isopiezometriche medie della falda.

In aggiunta a questi, grazie ai dati forniti dall'acquedotto del Fiora Spa, sono stati inseriti i livelli piezometrici dei pozzi dell'acquedotto situati poco a nord dell'abitato di Rosia.

La scelta dei pozzi da sottoporre ai controlli piezometrici è stata notevolmente condizionata dalla loro irregolare distribuzione territoriale; la maggior parte di essi è rilevabile in corrispondenza degli agglomerati urbani, mentre vi sono delle zone di bassa densità abitativa (spesso sono aree interessate da copertura boschiva) in cui la presenza dei pozzi è assai limitata. E' da sottolineare che il continuo emungimento, cui è sottoposta la falda per i vari utilizzi, comporta la possibilità di misurarne, in alcuni pozzi, spesso solo il livello dinamico; la piezometria risulta quindi localmente alterata rispetto alle condizioni naturali, soprattutto nel periodo estivo, a causa di pratiche irrigue.

Inoltre, nella zona sono presenti pozzi dell'acquedotto del Fiora, che servono per approvvigionare di acqua potabile i Comuni di Siena, Monteriggioni, Asciano, Casole d'Elsa, Chiusdino, Colle di Val d'Elsa e Sovicille; i rimanenti pozzi monitorati vengono impiegati per uso domestico, agricolo e produttivo.

Le superfici piezometriche medie relative ai vari mesi di misura sono state ricostruite con i livelli misurati in tutti i pozzi tenuti sotto osservazione (escluso il pozzo 327) e con l'aggiunta di due pozzi in località Rosia dell'acquedotto del Fiora Spa.

In Figura 7 è riportata la piezometria media per il periodo monitorato.

Tabella - 1: Elenco dei pozzi monitorati durante il periodo 2009-2010

Table - 1: List of wells monitored during the period 2009-2010

Codice Università	Coord Est Gauss Boaga	Coord Nord Gauss Boaga	Quota m s.l.m.	Piezometria media m s.l.m.
16	1683259.82	4801805.98	263	183.41
53	1682192.00	4796203.00	249	185.76
60	1683496.00	4795475.00	205	184.82
71	1681033.26	4795276.63	242	184.65
73	1680896.00	4796330.00	231	185.57
84	1682685.00	4806354.00	241	185.30
95	1673457.66	4797606.53	306	187.72
108	1683904.00	4802439.00	276	189.09
116	1682111.00	4801394.00	274	187.12
120	1676583.00	4805513.00	248	185.01
131	1683958.00	4799419.00	273	185.07
166	1681017.00	4788368.00	226	187.96
186	1681060.00	4790401.00	194	185.28
227	1682663.00	4804480.00	270	190.91
237	1675681.00	4802851.00	299	185.39
254	1680711.00	4791246.00	193	185.77
293	1684804.00	4792801.00	197	183.84
314	1677737.00	4806216.00	204	183.69
315	1678663.00	4805985.00	194	184.84
316	1679011.00	4805790.00	196	185.34
317	1681052.49	4806738.69	210	183.81
318	1684371.00	4796015.00	218	187.05
319	1681653.00	4796518.00	229	184.50
320	1680609.00	4796817.00	250	185.67
321	1679672.00	4795127.00	274	185.62
322	1681794.00	4792891.00	200	186.00
323	1680264.25	4791494.00	223	185.09
324	1681563.00	4792045.00	189	185.67
325	1680782.00	4793820.00	247	185.89
326	1684964.00	4805739.00	265	189.02
327	1674046.00	4805032.00	250	-

I dati raccolti mettono in evidenza che la falda è in parte libera e in parte confinata e che la superficie si presenta morfologicamente stabile durante tutto il periodo monitorato, nonostante la diversa intensità dei prelievi e delle precipitazioni meteoriche. La variazione media tra il livello massimo ed il livello minimo misurato risulta infatti pari a circa 0,71 m.

L'analisi di Figura 7 mostra che il movimento dell'acqua sotterranea avviene prevalentemente in due direzioni: verso Sud (Piano di Rosia) e verso Nord-Ovest (Abbadia Isola e Strove). Nel settore Nord-Est è possibile osservare un vero e proprio spartiacque idrogeologico, con andamento circa Est-Ovest, che separa i due flussi d'acqua. Come era da aspettarsi, le maggiori depressioni

piezometriche si osservano in prossimità dei pozzi dell'acquedotto (Piano di Rosia e Pian del Lago) caratterizzate da valori inferiori a 184 m s.l.m.. L'analisi della superficie piezometrica, relazionata alla geometria dell'acquifero ricostruita precedentemente, ha consentito di individuare due particolari limiti geologici, uno nella parte ovest e uno nella porzione sud-est dell'acquifero.

Il primo limite è dovuto alla presenza di una faglia orientata nord-ovest sud-est che disloca l'acquifero, come si può vedere nelle sezioni di Figura 3, e individua una zona denominata area di alimentazione dell'acquifero senza falda permanente; il livello piezometrico monitorato ha una quota media di circa 185-186 m s.l.m. ed esclude la continuità della falda al di là della faglia.

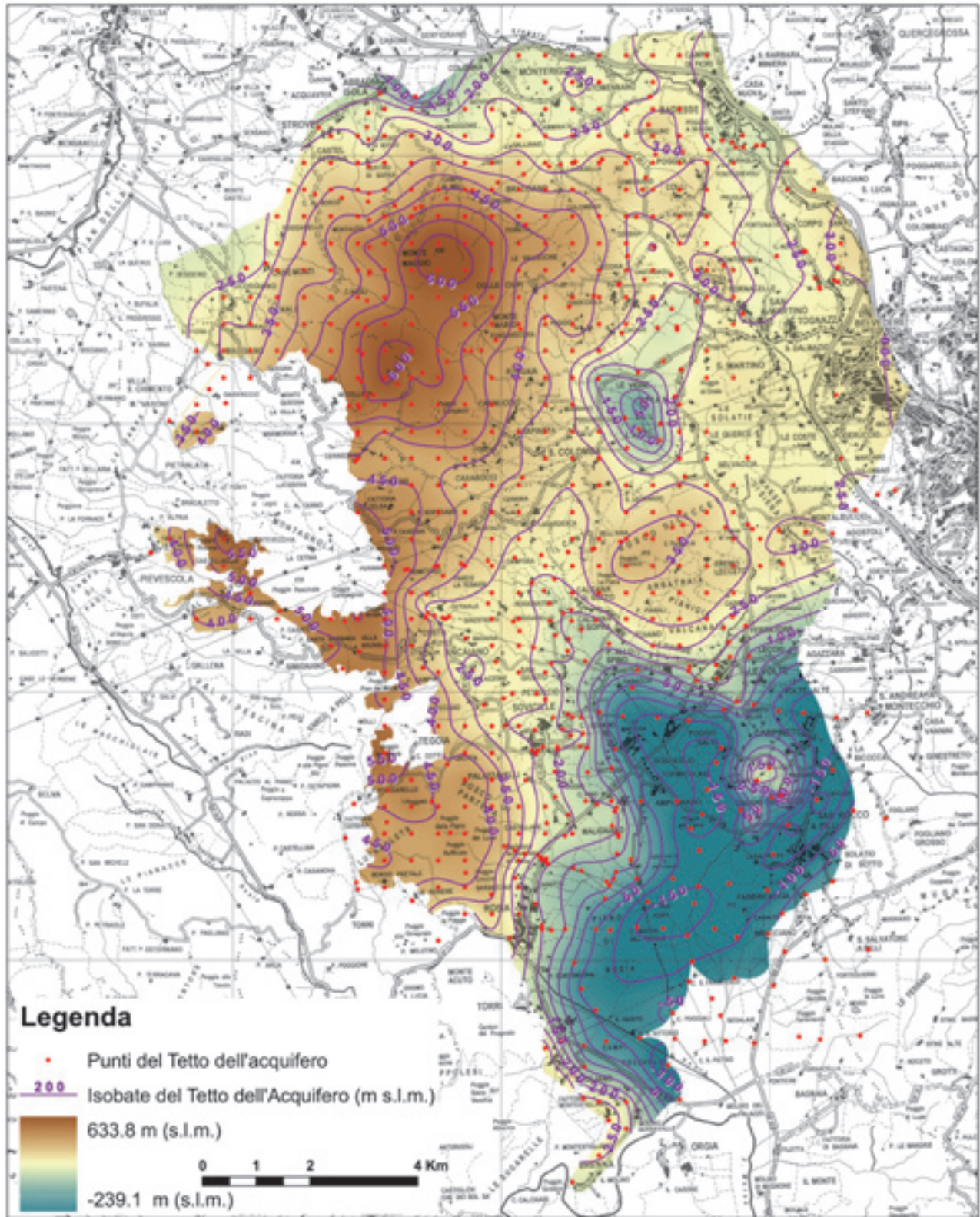


Figura - 4: Carta delle isobate del tetto dell'acquifero (dimensioni delle celle 10x10 m)
Figure - 4: Map of the isobaths of the roof of the aquifer (cell size 10x10 m)

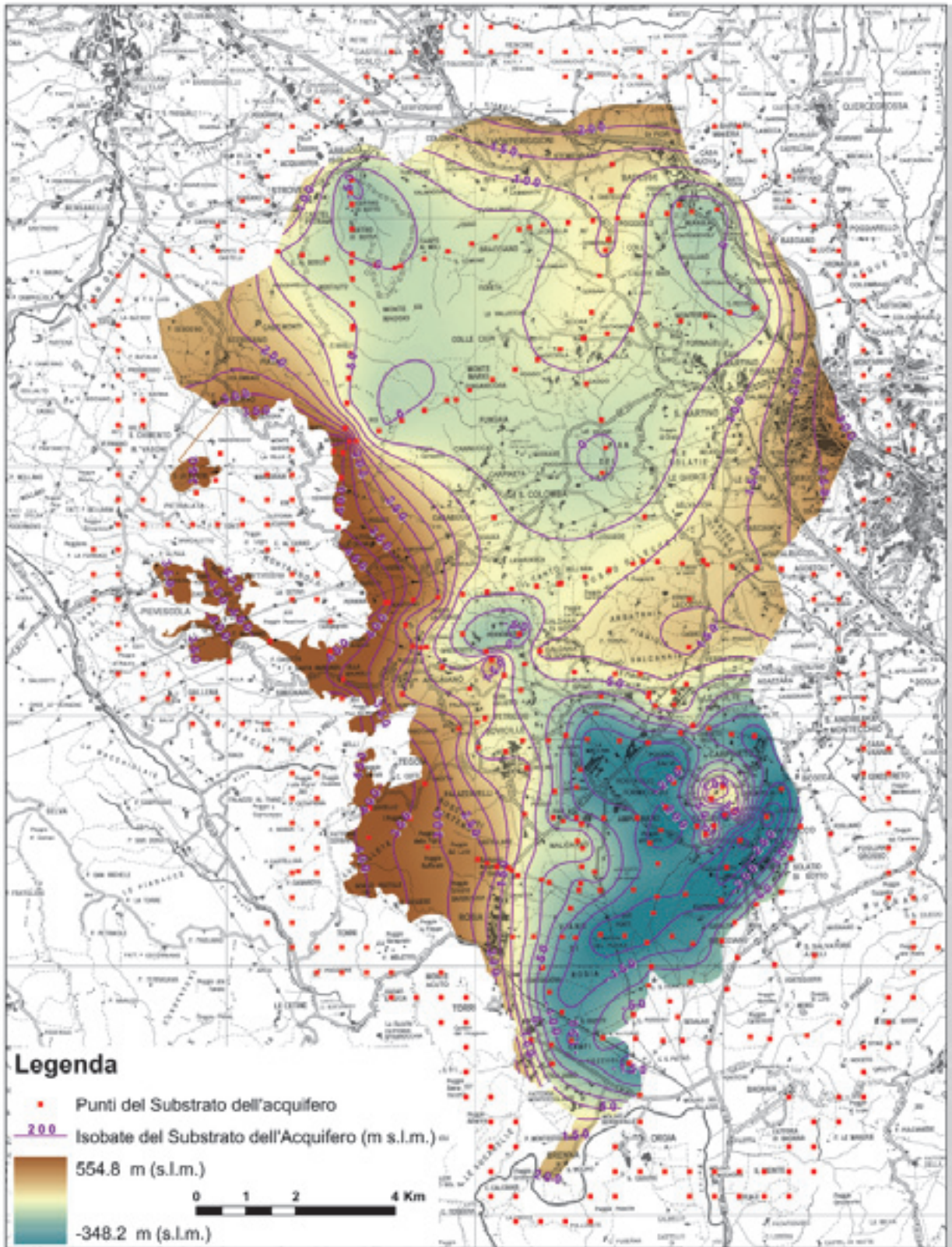


Figura - 5: Carta delle isobate della base dell'acquifero (dimensioni delle celle 10x10 m)

Figure - 5: Map of the isobaths of the base of the aquifer (cell size 10x10 m)

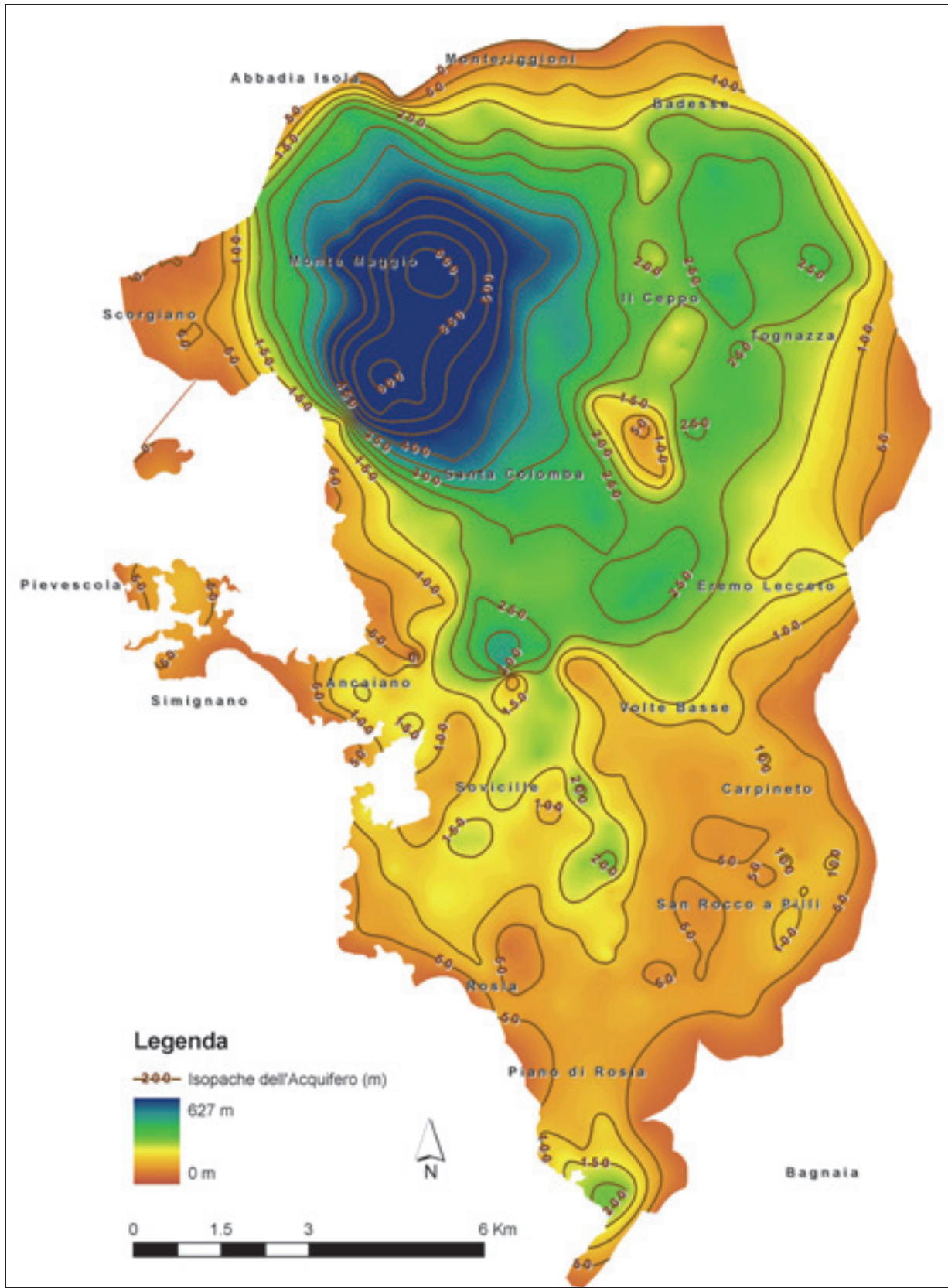


Figura - 6: Carta delle isopache dell'acquifero (dimensioni delle celle 10x10 m)

Figure - 6: Thickness map of the aquifer (cell size 10x10 m)

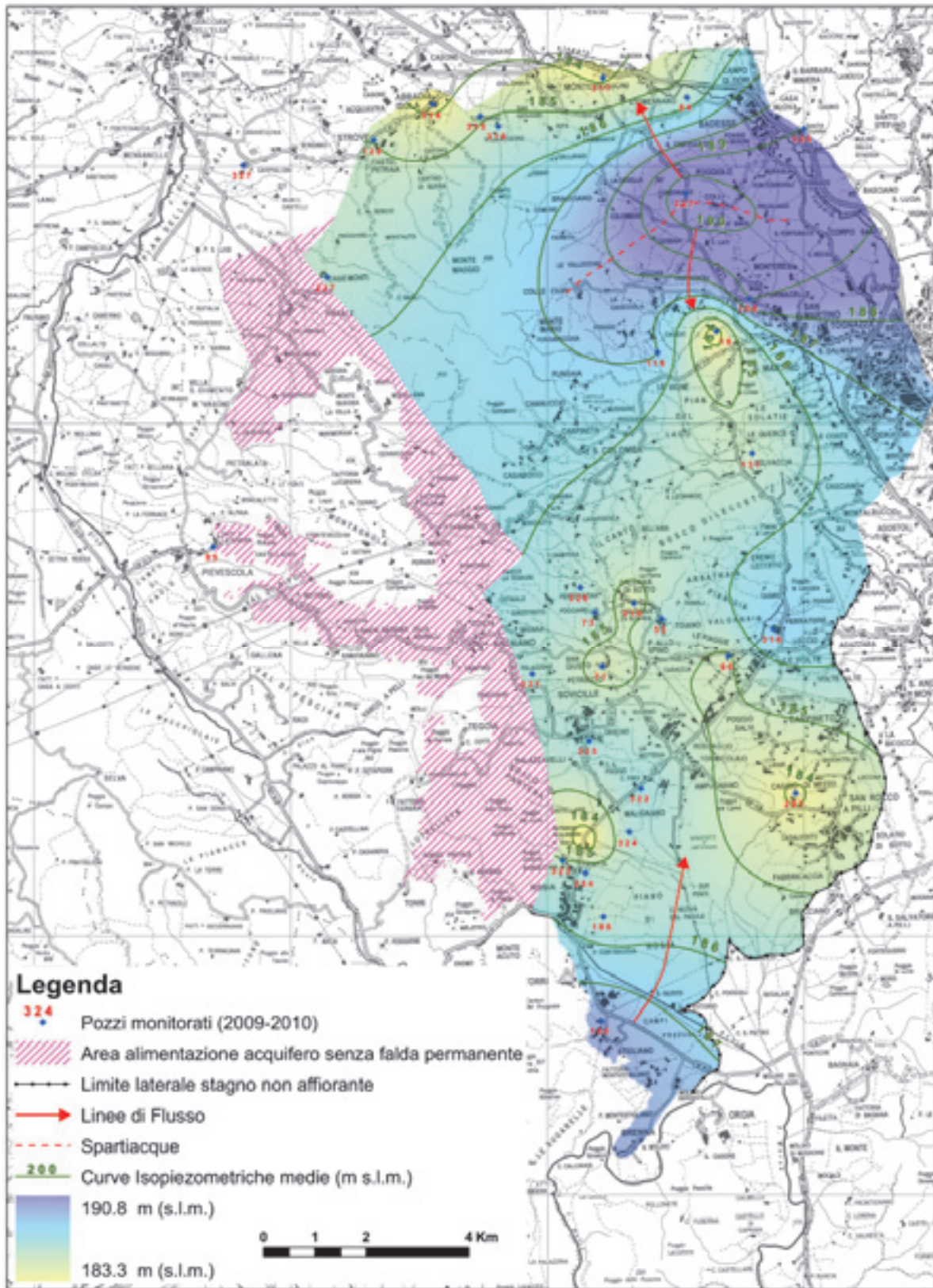


Figura - 7: Carta delle Isopieze medie per il periodo monitorato (2009-2010)

Figure - 7: Map for Isopiestic line medium in the period monitored (2009-2010)

A ovest della faglia si hanno poche informazioni stratigrafiche e piezometriche, ma permettono in prima analisi di considerare questa porzione di acquifero come area di alimentazione senza una falda permanente vera e propria, anche se non si escludono zone dove la falda permanente potrebbe esistere (es. zona di Scorgiano e Maggiano).

Il secondo limite presente nel sottosuolo del settore sud-est dell'acquifero è stato individuato dall'analisi dei dati stratigrafici derivati quasi esclusivamente dai SEV eseguiti (S.G.G., 1992), che hanno permesso di definire in maniera abbastanza precisa la chiusura dell'acquifero. Tale limite, denominato "stagno", non esclude che ci siano collegamenti idraulici con i depositi pliocenici.

L'abbassamento piezometrico tra i livelli massimi e minimi deriva ovviamente dalla combinazione dei quantitativi idrici in uscita ed in entrata nell'acquifero. Questi ultimi sono qui associati a vari tipi di ricarica: a) infiltrazione diretta di acque meteoriche; b) passaggio d'acqua attraverso i limiti dell'acquifero.

Caratterizzazione idrochimica dell'acqua di falda

Al fine di valutare le principali caratteristiche fisico-chimiche della falda sono stati eseguiti, contemporaneamente alle misure piezometriche di Luglio 2009, campionamenti di acqua da sottoporre ad analisi chimiche, tali da valutare il contenuto in ioni maggiori, per un totale di 20 campioni (i cui codici sono riportati in Tabella 2, mentre la loro ubicazione è riportata nelle Figure 8 e 9); inoltre durante tutta la campagna piezometrica (Marzo 2009 – Gennaio 2010) è stata misurata, quando e ove possibile, la conducibilità elettrica e la temperatura dell'acqua di falda di 22 punti di misura.

I dati conducimetrici rilevati durante il periodo marzo 2009-gennaio 2010 hanno consentito la stesura di carte delle isoconduttive dell'acqua di falda con le quali è possibile evidenziare la distribuzione della salinità totale nella zona studiata.

Sostanzialmente non si riscontrano notevoli cambiamenti di conducibilità nell'arco del periodo di misurazione, tranne piccole fluttuazioni di modesta importanza. Le conducibilità medie (Figura 8) del periodo sono comprese nell'intervallo 417 – 2300 $\mu\text{S}/\text{cm}$, anche se in quasi tutto l'acquifero i valori sono compresi nell'intervallo 650 – 780 $\mu\text{S}/\text{cm}$ tipico di acque circolanti a contatto con litologie argillose – calcaree (Breccia di Grotti); valori più elevati ($> = 2000 \mu\text{S}/\text{cm}$), riscontrati nella zona nord-est (Lornano – Badesse) come nel pozzo 326 (Santa Chiara), sono dovuti al passaggio in litologie di tipo gessoso-solfifera (Anidridi di Burano?) e perché si trovano in corrispondenza del limite dell'acquifero caratterizzato dalla presenza di una faglia, da dove l'acquifero, potrebbe ricevere un contributo di acque termali; ciò è confermato anche dai valori di temperatura

delle acque più alti della media, come riscontrato in corrispondenza del pozzo 237 (Case Monti).

Tabella - 2: Elenco dei codici di riferimento dei pozzi utilizzati per il campionamento chimico delle acque sotterranee
Table - 2: List of reference numbers of wells used for sampling groundwater chemical

Codice Analisi Chimiche	Codice Università	
Pozzo 2	Volte Basse	60
Pozzo 4	Toiano	53
Pozzo 8	Sparavichio	322
Pozzo 9	Rosia "Arpat"	254
Pozzo 10	Barbicciaia	323
Pozzo 11	Colombaia	293
Pozzo 14	Valmaggione	316
Pozzo 15	Valmaggione	315
Pozzo 16	Abbadia Isola	314
Pozzo 20	Fornacelle	108
Pozzo 21	Case Monti	237
Pozzo 24	Cava Val Di Merse	227
Pozzo 26	Il Caggio	116
Pozzo 28	Pod. La Rancia Stigliano	166
Pozzo 30	Malignano	324
Pozzo 31	Trecciano	321
Pozzo 32	Andreadis	73
Pozzo 33	Capresi	320
Pozzo 35	Il Casalino Badesse	84
Pozzo 36	Santa Chiara	326

Tutte le acque in esame ricadono nella fascia delle acque medio – minerali e solo in un caso (Pozzo 326) nel campo delle acque minerali, dove è stato rilevato un valore medio di conducibilità pari a 2370 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Per quanto riguarda la temperatura (Figura 9) delle acque di falda, i valori medi risultano pari a circa 14°C; quindi le acque in esame si possono definire minerali fredde.

I valori più bassi si rinvencono nelle vicinanze delle zone di infiltrazione, mentre quelli più alti possono essere tipici di aree dove le acque hanno avuto una circolazione più profonda (pozzi 237 e 326) relazionata anche alla vicinanza di strutture tettoniche (faglie).

In Tabella 3 sono riportate le concentrazioni in mg/l dei quattro cationi e dei quattro anioni più significativi per tutti i 20 punti di campionamento ed il loro bilancio ionico, dal quale emerge che tutti i bilanci sono inferiori al valore soglia del 5%, constatando la validità dei risultati e la possibilità di essere elaborati ed interpretati.

In definitiva, pur con i limiti suddetti, si può asserire che, almeno per quanto riguarda i parametri chimico-fisici analizzati, le acque dell'acquifero del "Luco" sono da definire di buona qualità per l'uso idropotabile.

Tra i diagrammi in grado di interpretare qualitativamente il chimismo delle acque, si è scelto di utilizzare quello di Piper utilizzando il software AquaChem, che ha richiesto la realizzazione di un database comprendente tutte le informazioni relative alle analisi chimiche dei campioni di acqua sotterranea prelevati durante la campagna di monitoraggio effettuata nel Luglio 2009.

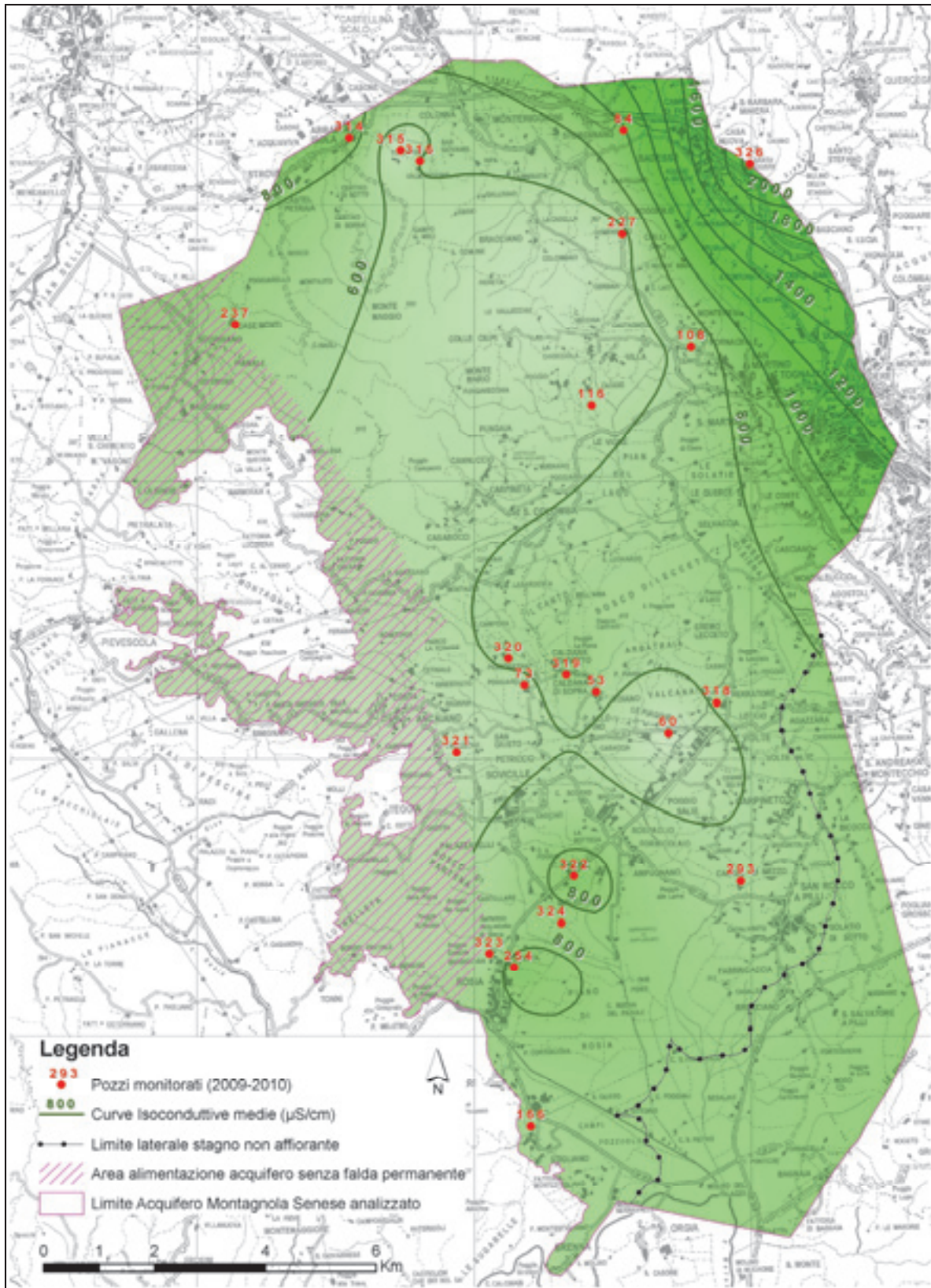


Figura - 8: Carta delle isoconduttive medie misurate nel periodo Marzo 2009 – Gennaio 2010
Figure - 8: Map of Iso-conductivity medium measured in the period March 2009 - January 2010

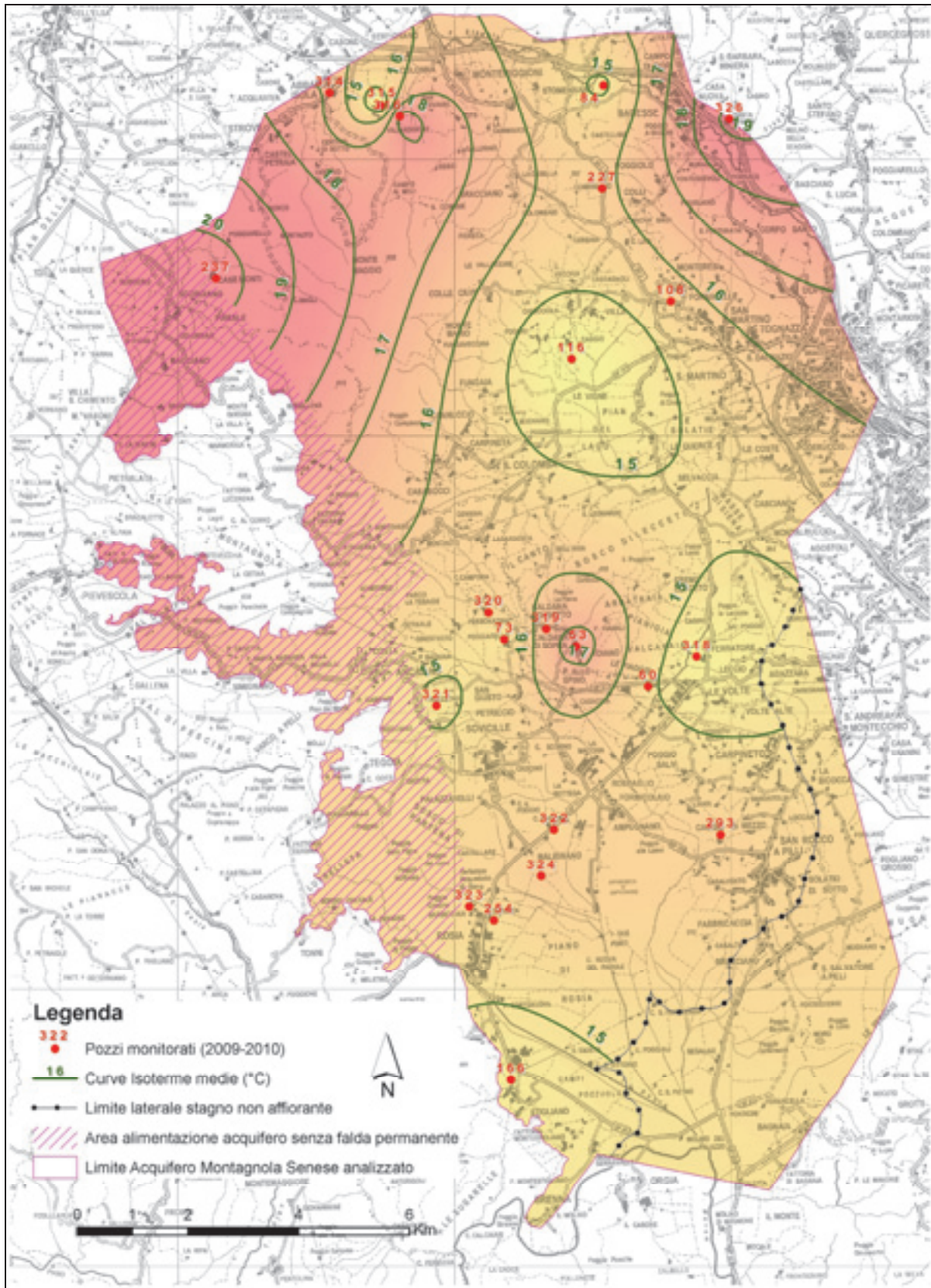


Figura - 9: Carta delle isoterme medie misurate nel periodo Marzo 2009 – Gennaio 2010
Figure - 9: Map of the isotherms medium measured in the period March 2009 - January 2010

Il diagramma (Figura 10) ha evidenziato come quasi la totalità dei campioni ricada all'interno del campo delle acque bicarbonato-alcalino terrose con la formula anionica $\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$ e cationica $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na}$ che variano da estremamente pura (pozzo 116) a variamente mescolata a una componente bicarbonato-magnesiaca (pozzo 293) o ad una componente più solfatica (pozzi

324 e 326). I campioni di acqua dei pozzi 322 e 237 ricadono all'interno del campo delle acque *solfato-alcalino-terrose*, ma sempre con una forte componente bicarbonatica.

Tali interpretazioni sono, inoltre, confermate dai diagrammi rettangolare (D'Amore *et alii*, 1983) e di Schoeller-Berkaloff (in Celico, 1986).

Tabella - 3: Risultati analitici sui campioni d'acqua di falda raccolti in Luglio 2009
 Table - 3: Analytical results on samples of groundwater collected in July 2009

Cod. Analisi Chimiche	Cod. Università	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Cl (mg/l)	SO4 (mg/l)	NO3 (mg/l)	HCO3 (mg/l)	BILANCIO IONICO
Pozzo 2	60	62.17	17.58	15.89	1.12	18.29	23.32	20.67	268.4	-4.23
Pozzo 4	53	119.82	23.44	12.96	2.56	20.32	121.30	26.10	280.6	2.51
Pozzo 8	322	140.36	38.37	18.96	0.75	42.56	224.21	73.96	292.8	-3.75
Pozzo 9	254	120.79	23.77	51.60	0.30	127.17	27.05	19.86	363.0	-0.89
Pozzo 10	323	115.52	12.93	10.63	3.92	17.84	53.87	31.70	298.9	2.47
Pozzo 11	293	35.99	49.57	66.54	3.30	80.31	99.28	0.32	292.8	-1.59
Pozzo 14	316	115.97	10.14	13.62	0.62	13.47	66.17	96.91	268.4	-3.28
Pozzo 15	315	68.35	10.09	11.65	0.16	14.09	30.22	67.89	183.00	-3.68
Pozzo 16	314	172.82	12.43	16.92	3.75	49.71	43.74	139.20	335.5	2.06
Pozzo 20	108	99.61	36.30	14.71	0.73	17.28	18.26	25.92	451.4	-0.40
Pozzo 21	237	135.73	36.15	14.72	5.22	26.87	246.53	38.59	268.4	-1.83
Pozzo 24	227	108.42	25.07	6.67	1.13	11.14	16.77	1.77	402.6	3.32
Pozzo 26	116	128.12	4.72	6.43	7.13	10.44	3.84	13.32	420.9	-1.65
Pozzo 28	166	144.58	4.86	8.26	3.19	16.68	28.93	108.70	353.8	-3.41
Pozzo 30	324	170.44	36.32	16.64	1.88	25.43	267.49	14.17	396.5	-2.96
Pozzo 31	321	109.05	4.82	6.99	1.39	11.55	12.19	25.63	329.4	-1.70
Pozzo 32	73	116.81	7.67	4.99	0.52	8.96	9.86	33.28	378.2	-3.62
Pozzo 33	320	133.13	10.07	8.88	1.01	11.18	15.84	34.65	445.3	-3.77
Pozzo 35	84	188.06	28.49	32.05	1.48	108.41	45.02	107.64	500.2	-2.84
Pozzo 36	326	508.86	82.16	45.63	4.07	51.94	805.65	0.05	1165.1	-4.33

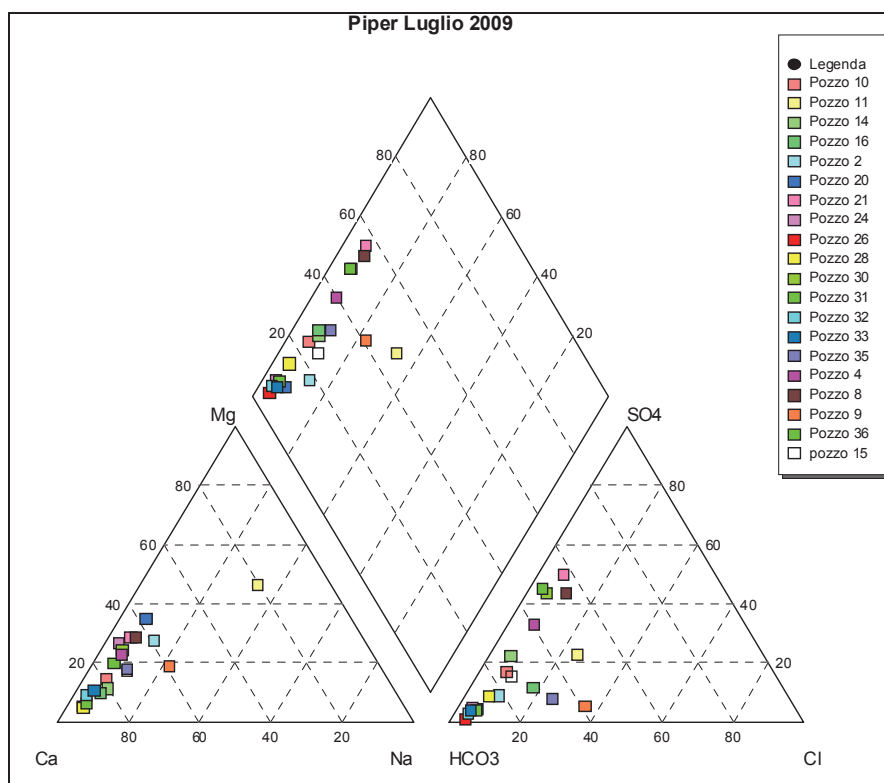


Figura - 10: Caratterizzazione chimica mediante il diagramma di Piper
 Figure - 10: Chemical characterization using the Piper diagram

Valutazione diretta e indiretta della risorsa idrica rinnovabile e delle riserve dell'acquifero

Per il calcolo della risorsa dinamica, si fa uso del valore che si ottiene per differenza tra lo spessore medio saturo massimo (149,13 m) e lo spessore medio saturo minimo (148,42 m), risultato essere pari a 0,71 m, che, moltiplicato per la superficie dell'acquifero con falda permanente (142,5 Km²) illustrato in Figura 12 e la sua porosità efficace, supposta pari a circa 8%, ci dà l'entità dell'acqua che può essere estratta senza provocare eccessivi squilibri al ciclo idrologico naturale e che risulta essere di circa $8,1 \cdot 10^6$ m³; a questa vanno ovviamente sommati i circa $12 \cdot 10^6$ m³/anno di acqua che attualmente vengono prelevati dall'acquifero per un totale di circa $20 \cdot 10^6$ m³/anno. Tali volumi risultano accordarsi perfettamente con quelli ricavati come ricarica media annua (A.I. 1967-2006) per infiltrazione meteorica pari a circa $21 \cdot 10^6$ m³/anno (paragrafo 3).

Per quanto riguarda il valore della riserva W , essa è stata calcolata come somma di due componenti, riserve permanenti Wp + riserve regolatrici Wr . Il calcolo è stato effettuato prendendo in considerazione un valore areale di ca. 142,5 Km² che, moltiplicato per lo spessore saturo medio minimo dell'acquifero (cioè riferito alla superficie piezometrica media minima, pari a 185,92 m s.l.m.) che risulta essere pari a 148,42 metri e tenendo conto della porosità efficace (ca. 8%), definisce un volume di acqua di riserva pari a $1,6 \cdot 10^9$ m³/anno, vale a dire circa 100 volte superiore alla risorsa dinamica. Questo significa che tale falda, avendo un tasso di rinnovamento molto piccolo, ha riserve talmente importanti da consentire una elevata capacità regolatrice dell'acquifero, sia annuale che pluriennale e consente di programmarne l'utilizzo costante, seppure entro limiti di rinnovabilità.

Valutazione dello sfruttamento potenziale dell'acquifero

Se parliamo in termini di uso razionale, dalla Tabella 4 è possibile evincere che dall'acquifero può essere mediamente emunta una portata complessiva di circa 0,67 m³/s senza che il sistema idrogeologico ne risulti sensibilmente alterato; questo in termini di situazione media, ma lo sfruttamento della risorsa è ovviamente legato a valori medi solo a livello pianificatorio e deve sempre confrontarsi con la naturale variabilità temporale delle risorse.

Nel caso in esame, il coefficiente di variazione CV e la deviazione standard SQM assumono, come del resto fanno tutti i parametri statistici idroclimatici, valori piuttosto elevati; ciò indica, appunto, la scarsa possibilità previsionale offerta, per tali fenomeni, dall'analisi statistica dei soli valori medi in quanto, per essere certi del range in cui cadranno, con più probabilità, i prossimi valori di ricarica, bisogna fare riferimento all'intervallo 400 – 946 l/s.

Risulta evidente che i range di Tabella 4 (soprattutto quello corrispondente alla probabilità del 99%, 0,0 – 1491,8 l/s) risultano troppo ampi per consentire corrette azioni pianificatorie nello sfruttamento futuro della risorsa; per questo occorre allora far riferimento ad analisi statistiche più sofisticate come, ad esempio, la trend analysis con la quale, sulla base delle serie storiche di un determinato parametro, è possibile ricavare indicazioni circa il valore medio tendenziale che esso probabilmente assumerà nel breve-medio termine come per quanto riguarda l'eccedenza idrica illustrata in Figura 11.

Allo stato attuale (Tabella 5) non sembra esserci nessuna reale criticità relativamente allo sfruttamento dell'Acquifero carbonatico della Montagnola senese. La domanda d'acqua ai soli fini potabili sembra essere sempre soddisfatta nonostante le perdite della rete idrica relativamente alla previsione per i futuri venti anni.

Inoltre si può notare che con una risorsa media annua valutata indirettamente in circa $21 \cdot 10^6$ m³/anno in relazione ai consumi calcolati di circa $11,7 \cdot 10^6$ m³/anno, risultano ancora teoricamente sfruttabili mediamente circa $9,5 \cdot 10^6$ m³/anno che praticamente sono dello stesso ordine di grandezza della risorsa rinnovabile valutata, con l'escursione dei livelli nel periodo di osservazione, in circa $8,1 \cdot 10^6$ m³/anno.

Modello concettuale dell'acquifero

A conclusione dello studio è stato realizzato il modello concettuale dell'acquifero (Figura 12), dove sono stati schematizzati i limiti dell'acquifero e quantificati i volumi idrici in entrata e in uscita dallo stesso.

L'acquifero in questione, come abbiamo detto, è costituito dalle formazioni carbonatiche del Calcere Cavernoso e della Breccia di Grotti.

La raccolta, organizzazione ed interpretazione dei dati stratigrafici hanno permesso di individuare l'andamento della sua geometria: la sua estensione, affiorante e non, è pari a circa 166,3 Km² a fronte di un'area di alimentazione pari a circa 91,6 Km² ed è caratterizzata da una quota media del tetto pari a circa 256 m s.l.m. e da una quota media del substrato pari a circa 78 m s.l.m.. Mediamente l'intero complesso permeabile risulta avere uno spessore di circa 178 m.

Il calcolo del volume totale dell'acquifero risulta circa $29,5 \cdot 10^9$ m³ che, a fronte di una porosità efficace dell'8%, corrisponde ad un volume di vuoti efficaci interconnessi di circa $2,4 \cdot 10^9$ m³.

I dati dei pozzi raccolti mettono in evidenza che la falda è in parte libera e in parte confinata e che la superficie si presenta morfologicamente stabile durante tutto il periodo monitorato, nonostante la diversa intensità dei prelievi e delle precipitazioni meteoriche.

Tabella – 4: Variabilità statistica dei valori della risorsa idrica rinnovabile (It), in relazione all’intera area di alimentazione dell’acquifero carbonatico della Montagnola Senese e del Piano di Rosia

Table – 4: Statistical variability of the values of renewable water resources (It), in relation to the whole of the carbonate aquifer recharge area of Montagnola Senese and Piano di Rosia

		Ws (mm/anno)	c.i.p.	It (mm/anno)	Sup.alim. Km ²	It (10 ⁶ m ³ /anno)	It l/s	ACQUA IMMESSA IN RETE TOTALE ANNUO	
								10 ⁶ l	10 ⁶ m ³
	Media	257.3	0.9	231.57	91.6	21.2	672.6	11690.2	11.7
Valore medio	CV	0.41							
	SQM	112.7							
Range del Valore atteso con la probabilità del 66%	max	370.0	0.9	325.6	91.6	29.8	945.7		
	min	144.6	0.9	137.6	91.6	12.6	399.6		
Range del Valore atteso con la probabilità del 99%	max	595.3	0.9	513.6	91.6	47.0	1491.8		
	min	0.0	0.9	0.0	91.6	0.0	0.0		

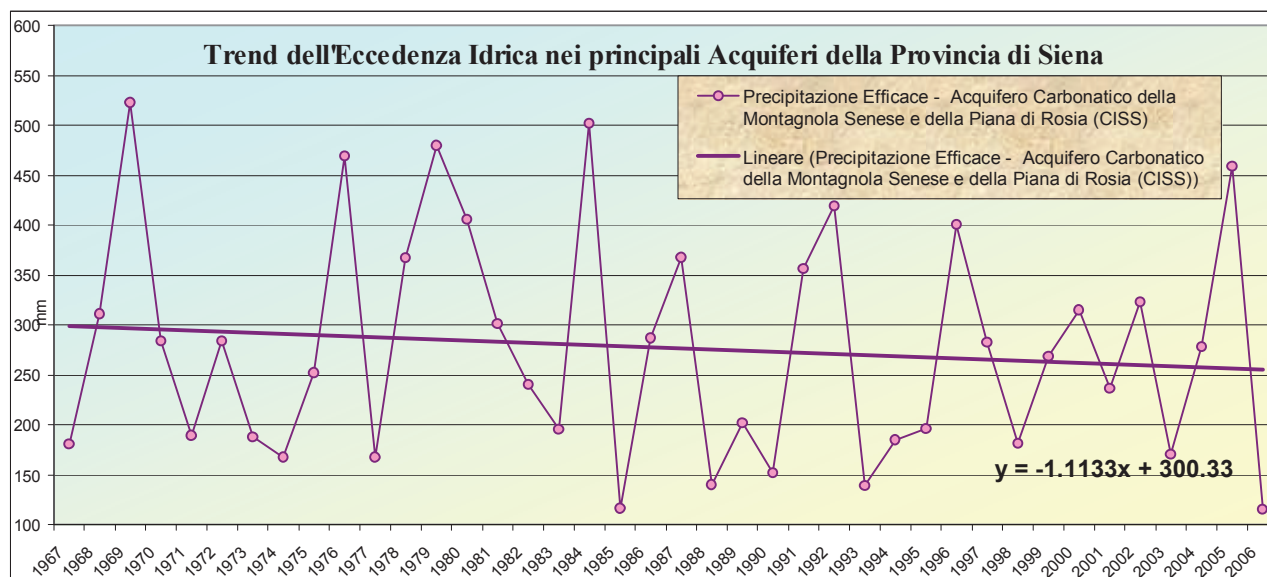


Figura – 11: Trend dell’Eccedenza Idrica (1967-2006) relativa all’Acquifero carbonatico della Montagnola Senese e del Piano di Rosia

Figure – 11: Trend of water surplus (1967-2006) of the carbonatic aquifer of Montagnola Senese and Piano di Rosia

Tabella 5 - Stima previsionale delle Piogge Efficaci 2007-2026 relativamente all’intera area di alimentazione dell’acquifero carbonatico della Montagnola Senese e del Piano di Rosia (MA: media aritmetica dei valori di eccedenza idrica dal 1967 al 2006; MAX: valore massimo di eccedenza idrica valutato nel periodo 1967-2006; SQM: scarto quadratico medio; CV: coefficiente di variazione)

Table – 5: Estimation of effective rainfall from 2007 to 2026; MAX: maximum value of water surplus of the whole of the carbonate aquifer recharge area of Montagnola Senese and Piano di Rosia (MA: arithmetic mean of the period 1967-2006; SQM: standard deviation; CV: coefficient of variation)

MA (mm)	277.5
MAX (mm)	522.8
MIN (mm)	115.4
SQM (mm)	112.7
CV (-)	0.406
Trend (mm/a)	-1.1133
Previsione Pe (mm) 2007-2026	266.4

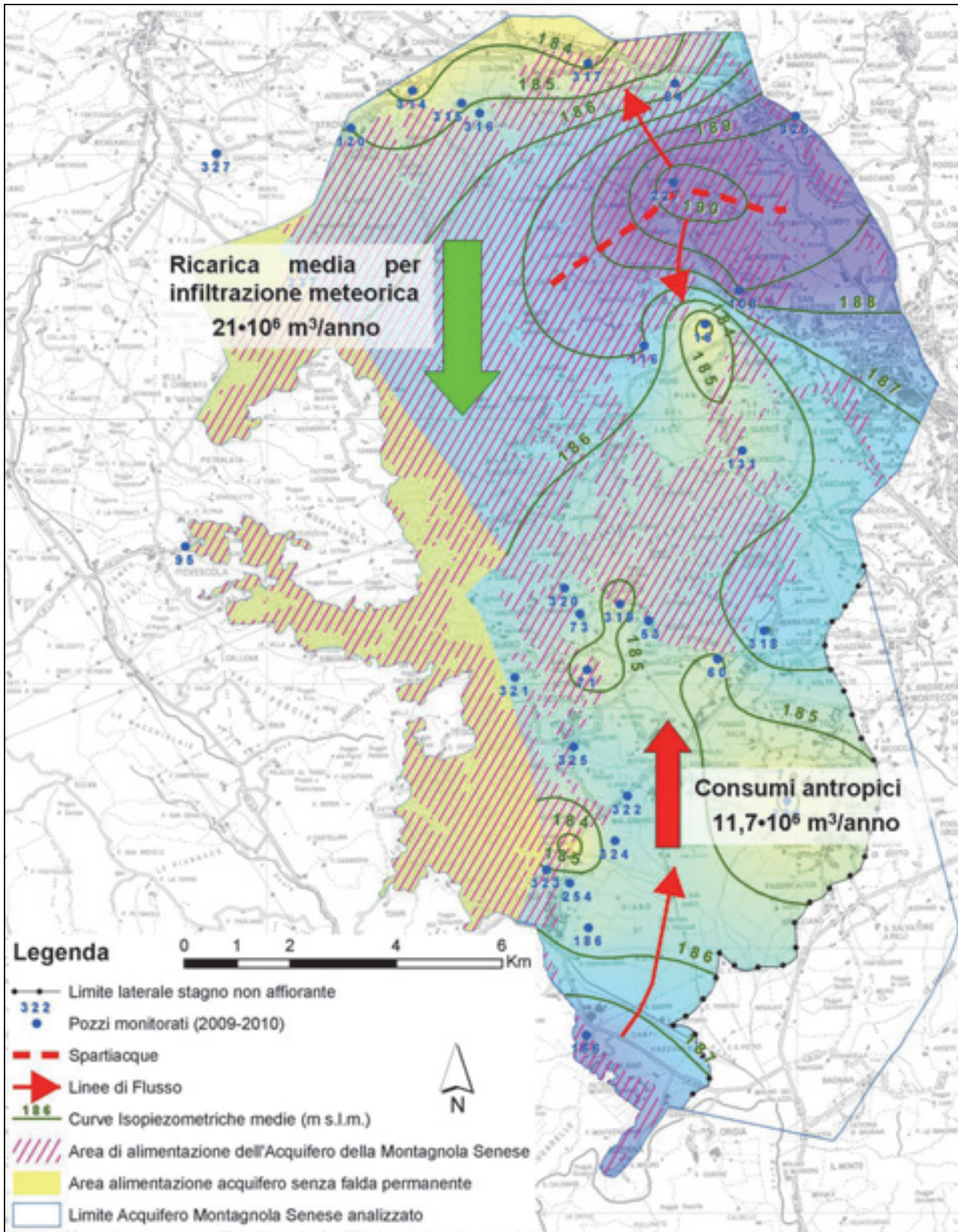


Figura – 12: Schematizzazione del modello concettuale dell'acquifero
Figure – 12: Schematization of the conceptual model of the aquifer

Dall'analisi della superficie piezometrica, relazionata alla geometria dell'acquifero, sono stati individuati due limiti geologici, uno nella parte ovest e uno nella porzione sud-est dell'acquifero.

Il primo limite è dovuto alla presenza di una faglia orientata nord-ovest sud-est che disloca l'acquifero e individua un'area di alimentazione dell'acquifero senza falda permanente.

Il secondo limite, presente nel sottosuolo del settore sud-est dell'acquifero, coincide con la chiusura dell'acquifero. Inoltre, osservando le direzioni di flusso della falda, si è dedotto che il movimento dell'acqua avviene prevalentemente in due direzioni: verso Sud e verso Nord-Ovest. Nel settore Nord-Est è stato quindi possibile individuare uno spartiacque idrogeologico con andamento Est-Ovest.

La risorsa idrica media dell'acquifero, imputabile all'infiltrazione meteorica, valutata indirettamente, risulta pari a circa $21 \cdot 10^6$ m³/anno.

Per quanto riguarda il valore della riserva W , calcolata

come somma delle riserve permanenti Wp e delle riserve regolatrici Wr , esso risulta pari a $1,6 \cdot 10^9$ m³/anno.

I consumi antropici sono stati valutati pari a circa $11,7 \cdot 10^6$ m³/anno.

A conclusione dello studio si può quindi affermare che non sembra esserci nessuna reale criticità relativamente allo sfruttamento dell'acquifero carbonatico della Montagnola senese. La domanda d'acqua ai soli fini potabili sembra essere, infatti, sempre soddisfatta.

Ringraziamenti

Gli autori ringraziano vivamente il Dott. Enrico Capezzuoli per la cortese e fondamentale collaborazione fornita nell'interpretazione stratigrafica della geologia dell'area in relazione ai risultati delle indagini precedenti e attuali finalizzata alla corretta individuazione della geometria dell'acquifero.

Bibliografia

- Barazzuoli P., Capacci F., Migliorini J. e Rigati R., 2010. Le risorse "Geologiche" essenziali del territorio governate dal PTCP, Amministrazione Provinciale di Siena.
- Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi P., Lazzarotto A., Liotta D. & Oggiano D., 1995. Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines. *Terra Nova*, 7: 128-137.
- Capacci F., Migliorini J., Barazzuoli P., 2008. Studio idrogeologico dell'acquifero del Luco (Toscana, Italia). *Giornale di Geologia Applicata* 2008, 8 (1) 29-39.
- Castagnini A., 2008. Le grotte della Montagnola Senese. Commissione Speleologica C.A.I. Siena "I Cavernicoli": pp 25.
- Celico P., 1988. Prospezioni idrogeologiche. Voll. I e II, Liguori Editore, Napoli.
- Costantini A., Decandia F.A., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzei R., Pascucci V., Salvatorini G. e Sandrelli F., 2010. Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 296 - Siena. Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia Organo Cartografico dello Stato (Legge 68 del 2-2-1960): pp. 131.
- Decandia F.A., Lazzarotto A., Liotta D., Cernobori L., Nicolich R., 1998. The Crop 03 traverse: insights on post-collisional evolution of Northern Apennines. *Mem Soc Geol. It.* 52, 427-439.
- D'Onofrio R., A.A. 2008/2009. Analisi spaziale dell'Acquifero del "Luco" tramite prospezioni geoelettriche, Università degli Studi di Siena, (Tesi inedita).
- Liotta D., 2002. D2 asymmetric folds and their vergence meaning in the Montagnola Senese metamorphic rocks (inner Northern Apennines, Central Italy). *Journal of Structural Geology*, 24(9)(2002): 1479-1490.
- Studio di Geologia e Geofisica (S.G.G.), 1992. Studio idrogeologico della falda idrica del Luco per la sua gestione e salvaguardia. Rapporto inedito commissionato dal Comune di Siena.
- Thornthwaite C.W. & Mather J.R., 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Thornthwaite Associates, Laboratory of Climatology, Centerton, N. J.

Idrogeologia del sistema acquifero multifalda della pianura di Grosseto (Toscana meridionale)

Mauro Aldinucci^{a,c}, Monica Leonini^{a,b}, Maria Rita Marchetti^{a,b}, Monica Nocchi^{a,b}, Massimo Salleolini^{a,b,✉}

^aDipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Siena (www.dst.unisi.it)

^bCentro Interdipartimentale di Ricerca sull'Acqua - Università degli Studi di Siena (www.cra.unisi.it)

leonini@unisi.it, marchetti23@unisi.it, nocchi@unisi.it

^cAttualmente: Weatherford Petroleum Consultants AS, Folke Bernadottesvei 38B, 5147 Bergen (Norway)

mauro.aldinucci@wftpc.com

✉Autore corrispondente: Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Siena, salleolini@unisi.it

Hydrogeology of the multi-aquifer system of the Grosseto plain (southern Tuscany, Italy)

ABSTRACT: Ongoing hydrogeological analysis of the multi-aquifer system in the recent sediments of the Grosseto plain (central Italy) aims to acquire adequate base for creating a reliable numerical flow and transport model. This paper illustrates the reconstructed geological framework and the hydrodynamic and hydrochemical characteristics of the aquifer. The development of a geometric-structural model for the identification of the main hydrostratigraphic units is based on the paleoenvironmental interpretation of available lithostratigraphies and their correlation on a stratigraphic-depositional basis. The study also allowed the definition of a preliminary conceptual model of the aquifer. The latter is characterized by coexisting flow systems of differing rank (each governed by specific recharge/discharge relationships and with the position of the freshwater/seawater interface in dynamic equilibrium with the groundwater hydraulic head) which allows mixing of freshwater and saltwater, both superficial (recent) and deep (old), in various proportions.

Key terms: Multi-aquifer system, Paleoenvironmental interpretation, Freshwater/saltwater mixing, Conceptual model

Termini chiave: Sistema acquifero multifalda, Interpretazione paleoambientale, Miscelamento acqua dolce/acqua salata, Modello concettuale

Riassunto

Indagini idrogeologiche sono in corso sul sistema acquifero multifalda contenuto nei sedimenti recenti della pianura di Grosseto con il principale obiettivo di conseguire un'adeguata base conoscitiva per la realizzazione di un consistente modello numerico di flusso e trasporto, strumento essenziale per il monitoraggio dei fenomeni di salinizzazione e per la gestione delle locali risorse idriche; nel presente articolo vengono presentati i risultati ottenuti nella ricostruzione della configurazione geologica e del comportamento idrodinamico ed idrochimico.

L'interpretazione paleoambientale (ambiente di sedimentazione) delle stratigrafie disponibili e la loro correlazione su basi stratigrafico-deposizionali ha permesso di conseguire un modello geometrico-strutturale del sistema idoneo all'individuazione delle principali unità idrostratigrafiche, che è caratterizzato dalla suddivisione della successione sedimentaria in due sequenze deposizionali, separate da una superficie di *unconformity* formatasi durante la fase di stazionamento basso dell'ultima fase glaciale.

Il rilevamento piezometrico individua, nel periodo

estivo, un'estesa depressione piezometrica circa coincidente con la media e bassa pianura, anche a seguito di un periodo idrologico caratterizzato da una ricarica meteorica ben superiore alla media. Il movimento generale del flusso idrico avviene sempre verso il settore centrale della pianura; le varie direzioni di flusso si originano nei rilievi circostanti e proseguono poi insieme fino al mare seguendo sostanzialmente l'andamento delle paleovalle dei fiumi Ombrone e Bruna. Il maggior gradiente idraulico presente alla base dei rilievi è dovuto alla consistente diminuzione di permeabilità nel passaggio tra ammassi litoidi e sedimenti quaternari, a cui devono probabilmente aggiungersi significative alimentazioni provenienti dalle formazioni carbonatiche nelle zone di Bagno Roselle ed Alberese. L'interpretazione idrogeochimica evidenzia che gli emungimenti primaverili-estivi causano modificazioni sostanziali dei caratteri fisico-chimici dell'acqua di falda che possono sintetizzarsi nell'aumento di salinità nel settore centro-settentrionale della pianura per il maggior richiamo di acque profonde di varia tipologia e nel fenomeno opposto in quello centro-meridionale per il maggior richiamo di acque continentali relativamente

dolci; lo sfruttamento del sistema acquifero comporta anche il generale invecchiamento dell'età media dell'acqua estratta. L'intrusione salina è originata da acqua marina recente lungo la costa, favorita dalla sua risalita lungo il Bruna e l'Ombrone, mentre nel settore centrale della pianura è probabile un richiamo di acqua marina vecchia. Lo studio ha infine consentito la definizione di un modello concettuale preliminare del sistema acquifero che è caratterizzato dalla coesistenza di sistemi di flusso di rango diverso, ognuno governato da specifiche relazioni ricarica/recapito e con la posizione dell'interfaccia acqua dolce/acqua salata in equilibrio dinamico con il carico idraulico della falda, e dal conseguente miscelamento in varie proporzioni di acque dolci e salate sia superficiali (recenti) che profonde (antiche).

Il programma di ricerca prevede l'implementazione di nuovi dati litostratigrafici e di ulteriori rilevamenti piezometrici, idrometrici, fisico-chimici ecc.; in particolare, saranno approfondite le conoscenze sugli interscambi idrici fiume-falda (soprattutto quelli relativi al Fiume Ombrone), sul volume complessivo d'acqua estratto e sulle modificazioni fisico-chimiche dell'acqua di falda connesse allo sfruttamento.

Introduzione

L'aumentata concentrazione di insediamenti umani, associati allo sviluppo delle attività agricole, industriali e turistiche, ha causato lungo le coste un eccessivo sfruttamento delle risorse idriche sotterranee, che ha provocato il sollevamento dell'interfaccia acqua dolce/acqua salata con conseguente deterioramento della qualità della falda; questo fenomeno è presente in numerose località costiere dei paesi dell'area mediterranea, compresa l'Italia (López-Geta *et alii*, 2003; Barrocu, 2003). Anche la pianura di Grosseto (Toscana meridionale), nella quale ricade un corpo idrico sotterraneo significativo ai sensi della Deliberazione n. 225 del 10 marzo 2003 (Regione Toscana, 2003), è soggetta a tale situazione causata da un emungimento irrazionale per mezzo di migliaia di pozzi variabili per tipologia, profondità e portata estratta (Pranzini, 1986, 1987; Barazzuoli *et alii*, 1991; Bencini & Pranzini, 1992, 1996; Regione Toscana, 1995; Bencini *et alii*, 2001); la degradazione della qualità chimica della falda (Agati *et alii*, 2001) è attualmente un fattore limitante al locale sviluppo economico, soprattutto per l'agricoltura che ha dovuto orientarsi verso colture di minor pregio più resistenti alla salinità o che è stata addirittura abbandonata in alcune zone, e sta provocando conflitti tra i vari utilizzatori. Il problema è destinato ad aggravarsi a causa della tendenza verso la riduzione delle risorse idriche potenziali rinnovabili, rilevabile in Toscana meridionale negli ultimi decenni (Barazzuoli *et alii*, 2003) e legata al calo delle precipitazioni totali annue, e dell'atteso sollevamento del livello del mare associato al riscaldamento

globale (Bates *et alii*, 2008).

Nel presente articolo vengono illustrati i risultati ottenuti nella ricostruzione della configurazione geologica e del comportamento idrodinamico ed idrochimico del sistema acquifero multifalda contenuto nei sedimenti recenti della pianura di Grosseto, con il principale obiettivo di conseguire un'adeguata base conoscitiva per la realizzazione di un consistente modello numerico di flusso e trasporto, strumento essenziale per il monitoraggio dei fenomeni di salinizzazione e per la gestione delle locali risorse idriche.

Inquadramento dell'area

La zona studiata è situata nella parte meridionale della Toscana, ha una superficie di circa 380 km² ed è occupata dalla pianura alluvionale dei fiumi Ombrone e Bruna (Figura 1). Essa è costituita da una prevalente area pianeggiante avente quota media di 5 m s.l.m., solcata da NE a SO da questi corsi d'acqua con portata media annua alla foce rispettivamente di 26 e 3 m³/s (A.A.T.O. 6, 1998); ad essi si aggiungono corsi d'acqua minori, che scendono dai rilievi circostanti con regime spiccatamente torrentizio, e numerose opere di canalizzazione generalmente conseguenti ad interventi di bonifica lorenese e fasciste di antiche zone lagunari.

Dal punto di vista climatico, l'area è caratterizzata da precipitazioni medie comprese tra 600 e 700 mm/anno, concentrate nel quadrimestre settembre-dicembre (46 % del totale), con minimo a luglio e massimo a ottobre-novembre; le temperature medie annue sono di 15,5 °C, con minimo di 8 °C a gennaio e massimo di 24 °C ad agosto. In accordo alla classificazione climatica di Thornthwaite (1948) ed agli studi di Barazzuoli *et alii* (1993), la pianura di Grosseto può essere considerata subarida C₁ (indice di umidità globale compreso tra -33,3 e 0).

La successione delle formazioni presenti nell'area documenta una complessa storia geologica legata al corrugamento ed al successivo sollevamento della catena appenninica; le formazioni più antiche affioranti appartengono a varie unità tettoniche originatesi in seguito alla deformazione di tre distinti domini paleogeografici (Ligure, Sub-ligure e Toscano), sulle quali poggiano in discordanza i depositi continentali del Neoautoctono toscano, secondo un ordine di sovrapposizione dall'alto al basso:

- depositi recenti ed attuali (*Olocene*)
- Neoautoctono toscano (*Pleistocene*)
- Unità Ligure (*Giurassico*)
- Unità Sub-ligure (*Trias sup. - Miocene*)
- Unità toscane non metamorfiche: Unità tettoniche dei Monti dell'Uccellina (*Trias - Oligocene*) e Falda Toscana (*Trias - Miocene inf.*)
- Unità toscana metamorfica (*Trias medio sup.*).

Le formazioni che bordano la pianura presentano un vario grado di permeabilità relativa: *elevato* per le successioni carbonatiche mesozoiche del Dominio Toscano; *medio-alto* per le alternanze di litotipi aventi un diverso grado di permeabilità relativa nelle quali risulta predominante la componente carbonatica (flysch arenaceo-calcarei di età cretaco-terziaria); *medio-basso* per le alternanze di litotipi aventi un diverso grado di permeabilità relativa nelle quali diventa importante la presenza di argilliti e marne (unità flyschoidi cretaco-terziarie) e le formazioni metamorfiche del dominio toscano; *basso-nullo* per le formazioni caratterizzate da una composizione prevalentemente argillosa/argillitica.

I depositi quaternari possono essere suddivisi tra quelli a permeabilità medio-alta (spiagge e dune costiere, alluvioni recenti ed attuali, alluvioni terrazzate) e quelli a permeabilità da bassa a praticamente nulla (litologie argillose fluvio-lacustri, palustri e di colmata).

Ricostruzione stratigrafico-deposizionale del sistema acquifero

La selezione e l'interpretazione paleoambientale di 133 stratigrafie eseguite quasi esclusivamente per scopi applicativi (Figura 1), integrate con i risultati delle analisi sedimentologiche, paleontologiche e radiometriche di Bellotti *et alii* (2001) e Biserni (2004), hanno consentito di determinare importanti vincoli stratigrafici e caratteri paleoambientali dei depositi relativi al riempimento tardo pleistocenico-olocenico delle paleovalli fluviali dell'Ombrone e del Bruna, necessari per verificare la coerenza interna dell'assetto stratigrafico ricostruito e per ottenere quindi un modello deposizionale idoneo all'individuazione delle principali unità idrostratigrafiche. È ben noto, infatti, che porosità e permeabilità dei depositi non consolidati dipendono strettamente dall'ambiente deposizionale e dai suoi processi sedimentari (Shepherd, 1989; Sperry & Peirce, 1995; Cronican & Gribb, 2004).

L'abbassamento del livello marino (circa 100 m al di sotto dell'attuale), conseguente all'ultima fase glaciale (*last glacial maximum*), determinò la formazione di due valli fluviali incise nei depositi pleistocenici dall'Ombrone e dal Bruna (Mazzanti, 1983, 2008; Bravetti & Pranzini, 1987; Federici & Mazzanti, 1995). La successiva risalita del livello marino (trasgressione versiliana) trasformò le due valli in estuari tipo *wave-dominated* (Dalrymple *et alii*, 1992), progressivamente colmati da sedimenti fluviali e marino-lagunari, in un contesto tettonico pressoché stabile (Antonoli & Oliverio, 1996; Alessio *et alii*, 1997); tali estuari erano affiancati da aree costiere caratterizzate dalla presenza di isole-barriere (*barrier-island*) sabbiose, evolutesi successivamente in fasce di cordoni sabbiosi che limitavano verso terra aree lagunari in progressivo colmatamento da parte di sedimenti a dominanza pelitica.

La distribuzione stratigrafica delle facies riconosciute

nei sondaggi (Tabella 1) e l'analisi critica della letteratura (Bellotti *et alii*, 2001; Biserni, 2004) hanno consentito di suddividere la successione sedimentaria esaminata in due sequenze deposizionali, denominate sequenza inferiore e superiore, separate da una superficie di *unconformity* (Figura 2) riferibile alla fase di stazionamento basso (*lowstand*) dell'ultima fase glaciale; la morfologia di tale

Tabella 1. Facies riconosciute nei sedimenti quaternari della pianura di Grosseto.

Table 1. Facies recognized within Quaternary sediments of the Grosseto plain.

Denominazione	Descrizione
Depositi costieri (<i>shoreface-foreshore-backshore</i>)	Sabbie da fini a medio-fini ben cernite e sabbie siltose grigie con rari bioclasti di organismi marini; si tratta di depositi di spiaggia sommersa (<i>shoreface-foreshore</i>) passanti verso terra a corpi dunali in aree di spiaggia emersa (<i>backshore</i>).
Ghiaie e sabbie fluviali	Ghiaie, ghiaie sabbiose e sabbie ghiaiose prive di matrice siltoso-argillosa. I clasti delle dimensioni della ghiaia sono ben arrotondati; i caratteri tessiturali ed il contesto deposizionale di questi sedimenti suggeriscono una deposizione in canali fluviali.
Limi di piana esondabile	Argille siltose e silt argillosi con occasionali strati sabbiosi centimetrici localmente caratterizzati dalla presenza di limi rossi con noduli carbonatici di origine pedogenetica (<i>caliche</i>), tracce di radici e gasteropodi polmonati; talora questi depositi risultano ricchi di sostanza organica vegetale (argille torbose).
Sabbie e ghiaie deltizie di estuario (<i>bayhead-delta: sensu Boyd et alii</i> , 2006)	Sabbie e ghiaie sabbiose con presenza occasionale di matrice siltosa; i caratteri sedimentologici e la posizione stratigrafica di questi depositi suggeriscono un ambiente deltizio, costituito da barre di foce e canali distributori, in un contesto di estuario.
Argille lagunari	Argille siltose e silt argillosi localmente ricchi di sostanza organica e malacofauna salmastra, rari foraminiferi bentonici ed occasionali resti di gasteropodi polmonati. Questi sedimenti si sono depositati in lagune costiere di bassa profondità, localmente soggette ad emersione, come testimoniato dalla presenza di gasteropodi polmonati e rari <i>caliche</i> .
Argille di estuario	Argille plastiche grigie caratterizzate dalla presenza di malacofauna e foraminiferi, indicativi di un ambiente marino caratterizzato da stress ambientale. Il contenuto fossilifero, la posizione stratigrafica ed i caratteri sedimentologici suggeriscono un ambiente deposizionale marino ristretto, a salinità variabile e relativamente profondo, corrispondente alla porzione centrale di un estuario (<i>central basin clays: sensu Boyd et alii</i> , 2006).
Argille di mare aperto	Argille plastiche grigie con malacofauna marina, deposti in un ambiente marino al di sotto della base d'onda (<i>offshore</i>).
Torbe	Resti di vegetali in parziale stato di decomposizione con subordinata componente argilloso-siltosa, accumulatisi in posto (torbiere) o fluitati.
Ghiaie e sabbie poco cernite di conoide alluvionale	Ghiaie ad elementi angolosi e sabbie con matrice siltosa con intercalati subordinati livelli siltosi. La scarsa cernita di questi depositi e la loro vicinanza al substrato roccioso permette di riferirli ad un ambiente di conoide alluvionale.
Ciottolami eluvio-colluviali	Ghiaie ad elementi angolosi, ricche in matrice siltoso-argillosa con screziature di origine pedogenetica

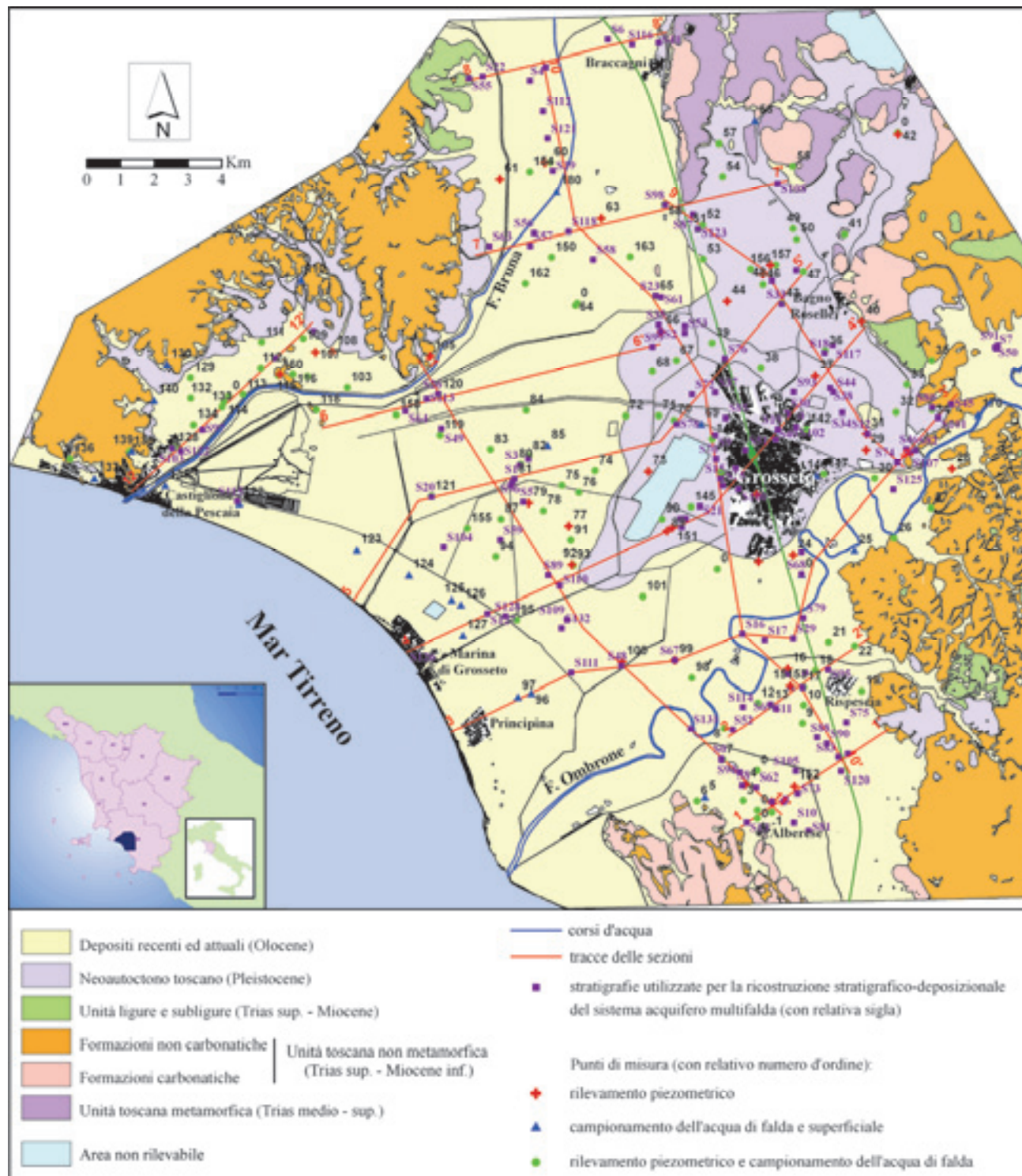


Figura 1. Schema geologico-idrogeologico della zona studiata (Toscana meridionale, Italia) ed ubicazione delle informazioni stratigrafiche, dei punti di osservazione del carico idraulico e dei punti di campionamento dell'acqua di falda e superficiale.

Figure 1. Geological-hydrogeological sketch map of the study area (southern Tuscany, Italy) and location of the stratigraphic information, hydraulic head observation points and groundwater and surface water sampling points.

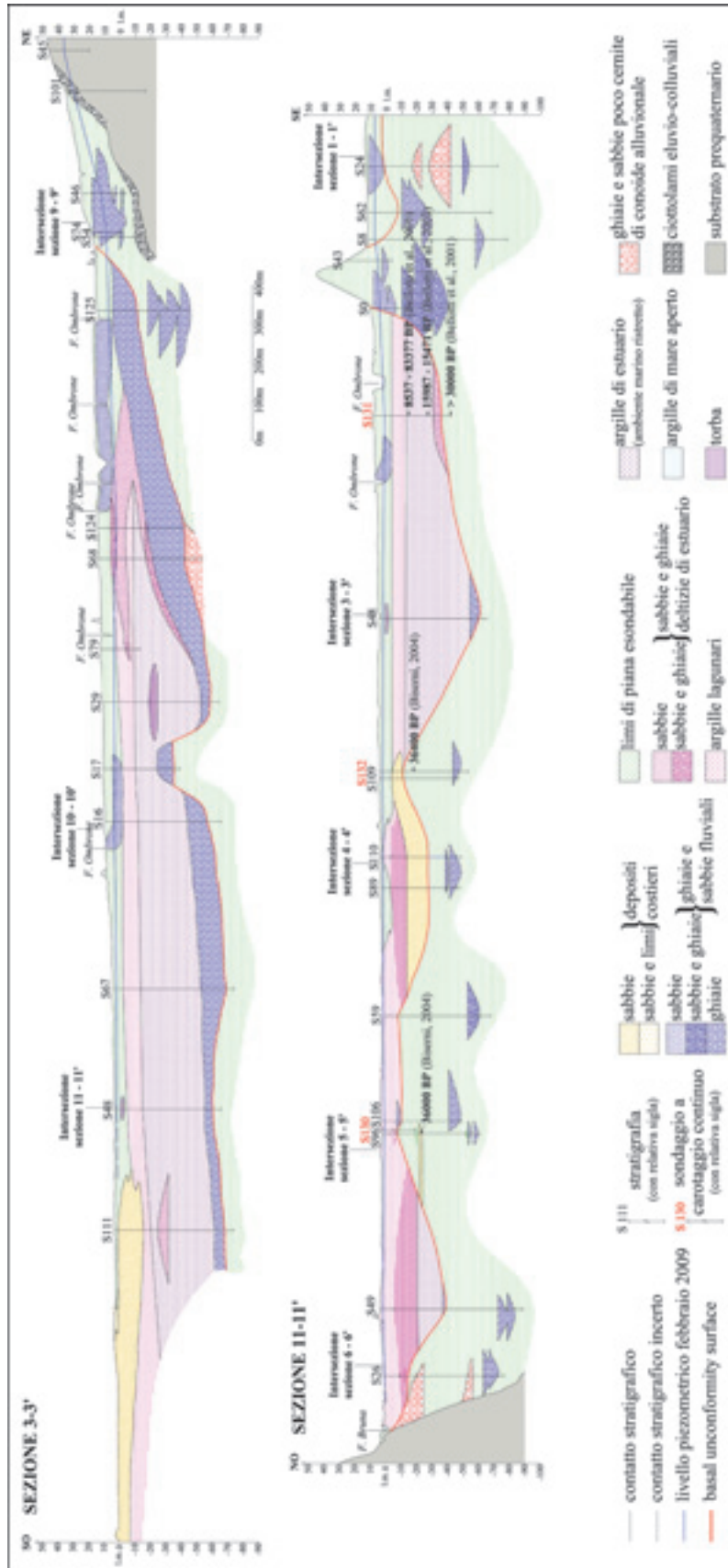


Figura 2. Sezioni geologiche della pianura di Grosseto. La traccia delle sezioni è riportata nella Figura 1.

Figure 2. Geological sections of the Grosseto plain. The track of sections is shown in the Figure 1.

superficie definisce la presenza nel sottosuolo della pianura grossetana delle due suddette paleovalle, separate dai relativi interfluvii.

La sequenza inferiore, almeno nella sua porzione sommitale, è riferibile al Pleistocene superiore sulla base di datazioni radiometriche; essa è formata in gran parte da depositi alluvionali comprendenti limi di piana esondabile a cui si intercalano corpi ghiaioso-sabbiosi che costituiscono il riempimento di canali fluviali (*channel belt*), con diverso grado di connessione. In prossimità del substrato pre-neogenico, questi depositi passano e si interdigitano a sedimenti grossolani con scarsa maturità tessiturale, che documentano ripetute fasi di progradazione e retrogradazione di apparati di conoide alluvionale, e a sedimenti eluvio-colluviali.

La sequenza superiore, caratterizzata da un'elevata variabilità stratigrafica, è riferibile al periodo compreso tra la fine del Pleistocene e l'Olocene sia in base a datazioni radiometriche, sia per la sua posizione stratigrafica al di sopra della superficie di *unconformity*. In essa sono riconoscibili tre distinte successioni stratigrafiche, ciascuna riferibile ad un particolare contesto paleoambientale, che sono:

- *I depositi di riempimento della paleovalle dell'Ombrone*. Essi comprendono ghiaie fluviali basali che presentano gli spessori maggiori in corrispondenza dello sbocco del fiume nella pianura, più sottili e profondi procedendo verso il mare; il loro spessore è compreso tra 6 e 24 m ed è collocato ad una profondità massima di 73 m dal p.c. nel settore centrale della paleovalle. La tipologia (*litofacies*) dei depositi sovrastanti le ghiaie basali e la loro distribuzione spaziale definiscono un sistema di estuario *wave-dominated* determinato dalla trasgressione versiliana. La porzione distale della successione di estuario è rappresentata da cordoni sabbiosi che limitano verso terra un'area marina ristretta relativamente profonda, a bassa energia e salinità variabile (*central basin: sensu Boyd et alii*, 2006); la porzione prossimale consiste invece di ghiaie sabbiose deltizie riferibili ad apparati di *bay-head-delta* passanti verso terra a depositi ghiaioso-sabbiosi fluviali e limi di piana esondabile.

- *I depositi di riempimento della paleovalle del Bruna*. Essi mostrano uno spessore massimo (32 m) inferiore rispetto alla successione della paleovalle dell'Ombrone a seguito della minore erosione effettuata dal Bruna sui sedimenti pleistocenici durante l'ultimo periodo di stazionamento basso. La successione della paleovalle del Bruna inizia con un ridotto spessore di ghiaie e sabbie fluviali nelle aree assiali (più profonde), passanti verso l'alto ad argille di estuario spesse fino a circa 16 m, a loro volta laterali a sabbie costiere dalle quali sono spesso ricoperte unitamente ad argille lagunari. L'assenza di depositi di piana esondabile al tetto di questa successione, ben rappresentati invece nel riempimento della paleovalle dell'Ombrone, potrebbe essere legata al minor apporto sedimentario del Bruna che avrebbe favorito il persistere

di un ambiente lagunare costiero di bassa profondità.

- *I depositi di interfluvio*. Questa successione si è deposita al di sopra di un alto morfologico (interfluvio) della superficie di *unconformity* localizzato al centro della pianura ed allungato in direzione SO-NE. Tali depositi comprendono limi di piana esondabile passanti verso mare a cordoni sabbiosi con spessore massimo di 8 m.

I depositi costieri, analizzati essenzialmente sulla base di dati raccolti in precedenti indagini geofisiche (Regione Toscana, 1994), si presentano ben definiti nella zona compresa tra Castiglione della Pescaia e Marina di Grosseto, con uno sviluppo trasversale di 1-2 km, mentre più a sud sono disturbati dall'interferenza con la foce dell'Ombrone. I valori di resistività apparente indicano che, nelle zone centrali, si hanno oltre 6-7 m di terreni non salati o con falda d'acqua dolce e che la profondità dei terreni salmastri o con falda salata è prossima alla decina di metri. In tutto questo tratto sono ubicati numerosi pozzi tipo Norton, profondi 4-6 m, che sfruttano la falda superficiale ospitata in tali depositi.

La carta delle isopache del sistema acquifero saturo permette di valutarne il volume attraverso la rappresentazione dello spessore totale dei livelli sabbioso-ghiaiosi situati al di sotto della massima quota piezometrica del periodo di indagine (Figura 3). Essa evidenzia in generale una distribuzione del materiale permeabile con spessori in diminuzione dai 40-60 m, a sud-est di Grosseto e a sud presso Alberese, ai 5-15 m nel settore centro-settentrionale della pianura che ben rappresentano la minore deposizione di sedimenti da parte del Bruna. È stato anche stimato il massimo quantitativo idrico immagazzinabile nell'acquifero per mezzo del prodotto tra il suo volume totale (circa $3,5 \cdot 10^9$ m³, con uno spessore medio di oltre 9 m) e la relativa porosità efficace.

Quest'ultima è stata valutata in base alla porosità totale a sua volta calcolata mediante la legge di Archie (1942): applicando tale criterio a diversi siti della zona e considerando una ritenzione specifica del 10 % per le litologie acquifere, si è pervenuti ad un valore medio della porosità efficace pari al 13 %, in buon accordo con quanto ottenuto allo stesso modo in altre pianure costiere della Toscana meridionale (Gabbani & Gargini, 1992; Barazzuoli *et alii*, 2008). Si è così ricavato un volume totale di acqua immagazzinabile pari a circa $450 \cdot 10^6$ m³.

Caratterizzazione idrodinamica dell'acquifero

Allo scopo di delineare i principali aspetti idrodinamici dell'acquifero sono state effettuate due campagne di rilevamento piezometrico nei pozzi pescanti nella relativa falda per un totale di 134 punti di misura (Figura 1), una a febbraio e l'altra a luglio 2009.

È da sottolineare che il continuo emungimento, cui è sottoposta la falda per vari usi, comporta la possibilità di misurarne solo il livello dinamico; la piezometria risulta

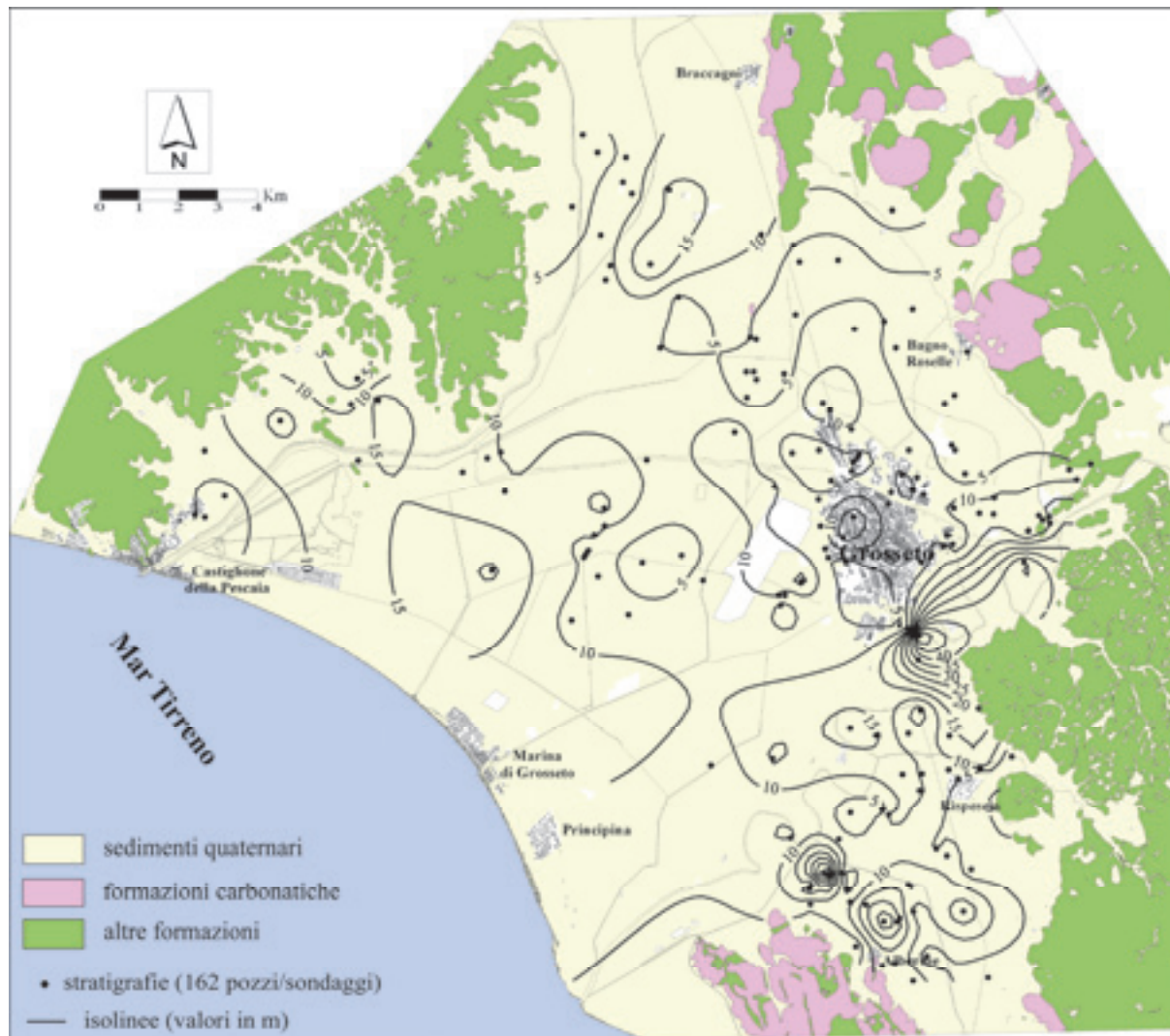


Figura 3. Carta delle isopache del sistema acquifero multifalda.
 Figure 3. Isopach map of the multi-aquifer system.

quindi molto alterata rispetto alle condizioni naturali, soprattutto nel periodo estivo a causa sia di pratiche irrigue che del flusso turistico (con notevole aumento della popolazione residente). Come accennato, lungo la costa sono presenti molti pozzi Norton emungenti dalla falda contenuta nei depositi costieri, che appare idraulicamente ben separata dal sistema acquifero studiato (in accordo a Regione Toscana, 1995); in essi non è stato possibile rilevare la piezometria, ma solo effettuare campionamenti d'acqua per misure di conducibilità elettrica e temperatura e per analisi chimiche ed isotopiche allo scopo di disporre di utili informazioni di confronto con il resto della pianura.

L'acquifero è costituito da diversi livelli sabbiosghiaiosi separati da depositi argillosi contenenti limi e/o sabbie in proporzioni variabili e quindi tali da poter essere considerati nel complesso più acquitardi che

acquicludi; l'esame delle sezioni geologiche (Figura 2) ha anche evidenziato che questi livelli talvolta si uniscono formando un unico strato acquifero. Considerando, infine, che i pozzi presenti sono spesso finestrati in corrispondenza di vari orizzonti produttivi, svolgendo così un'azione di collegamento idraulico tra le singole falde, le caratteristiche idrodinamiche dell'acquifero possono essere correttamente rappresentate come se esso contenesse una sola falda; in particolare, la quota piezometrica rilevata in ciascun pozzo monitorato può essere considerata il valore locale di un'unica superficie conseguente ad un efficiente riequilibrio delle pressioni tra le varie falde. Ciò è avvalorato dal fatto che, in genere, le misure di livello effettuate sono localmente ben correlabili tra loro; la superficie piezometrica è stata quindi ricostruita con i livelli misurati in tutti i pozzi tenuti sotto osservazione.

I dati raccolti mettono in evidenza che la falda è complessivamente in condizioni confinate per l'ampia diffusione di coperture e/o intercalazioni impermeabili (Figura 2) e che la superficie piezometrica si presenta morfologicamente articolata e con discrete variazioni durante il monitoraggio a causa della diversa intensità dei prelievi e della ricarica.

L'analisi del campo di moto della falda nel periodo indagato (Figura 4) mostra il pesante condizionamento operato dagli emungimenti primaverili-estivi sullo spostamento delle acque sotterranee con la formazione di un'estesa depressione piezometrica sostanzialmente coincidente con la media e bassa pianura, ad eccezione di una striscia compresa tra Principina a Mare e Grosseto dove i carichi idraulici si mantengono intorno a 1-2 m s.l.m.

I pozzi a piezometria negativa passano infatti dall'unico di febbraio (n. 51 con -2,39 m s.l.m., misura fatta con il pozzo in emungimento) ai 37 di luglio, con valori solitamente compresi nel range 1-4 m al di sotto del livello medio del mare.

I livelli maggiori si rilevano nei pressi dei rilievi che circondano la pianura, con valori sui 5-10 m s.l.m. a Castiglione della Pescaia ed Alberese e 20-30 m s.l.m. a Bagno Roselle. Le maggiori depressioni piezometriche, ubicate a nord ed a ovest di Grosseto, sono caratterizzate da valori ben al di sotto del livello del mare ed hanno la loro massima profondità in corrispondenza dei pozzi n. 51 e 53 (-10,66 e -36,29 m s.l.m., rispettivamente) e 83 (-14,24 m s.l.m.), anch'essi misurati durante il pompaggio; una più ristretta depressione piezometrica è presente tra S. Maria di Rispecchia ed Alberese con valori minimi intorno ai -10 m s.l.m, ancora rilevati in pozzi emungenti.

Il movimento generale del flusso idrico avviene sempre verso il settore centrale della zona esaminata; le varie direzioni di flusso si originano nei rilievi circostanti

la pianura, che alimentano quindi il sistema acquifero con maggiore apporto nelle zone di sbocco dei torrenti, e proseguono poi insieme fino al mare seguendo sostanzialmente l'andamento delle paleovalle dell'Ombrone e del Bruna. Il maggior gradiente idraulico presente ai limiti della pianura (2-10 ‰) è dovuto alla consistente diminuzione di permeabilità nel passaggio tra gli ammassi litoidi ed i sedimenti quaternari, a cui si devono probabilmente aggiungere delle significative alimentazioni provenienti dai rilievi in cui affiorano le formazioni carbonatiche (zone di Bagno Roselle ed Alberese); nel settore centrale invece la falda ha un gradiente idraulico piuttosto basso (< 1 ‰), indizio di una conducibilità idraulica complessivamente elevata.

La variazione piezometrica tra i livelli massimi e minimi del periodo di osservazione è risultata mediamente pari a circa 4 m, con massimi di 10-20 m nel settore centrale della pianura e tra Alberese e S. Maria di Rispecchia e addirittura superiori a 40 m a nord di Grosseto (sempre misurati in pozzi emungenti), e deriva ovviamente dal saldo tra i quantitativi idrici in uscita e quelli in entrata nell'acquifero. Quest'ultimi sono qui associati a vari tipi di ricarica: infiltrazione diretta di acque meteoriche, infiltrazione delle acque di irrigazione, filtrazione dal reticolo fluviale (aumentata dal richiamo indotto dai pompaggi), passaggio d'acqua attraverso i limiti dell'acquifero.

Al riguardo, sono ancora in corso studi e rilievi di campagna per individuare, e possibilmente quantificare, i diversi fenomeni; sono comunque possibili fin d'ora delle considerazioni preliminari basate sui pochi dati esistenti. Il confronto tra le precipitazioni medie annue trentennali (633 mm) e quelle odierne (1042 mm, con un aumento del 65%) suggerisce che l'abbassamento della piezometria non possa certo imputarsi alla generale tendenza verso la riduzione della ricarica meteorica che

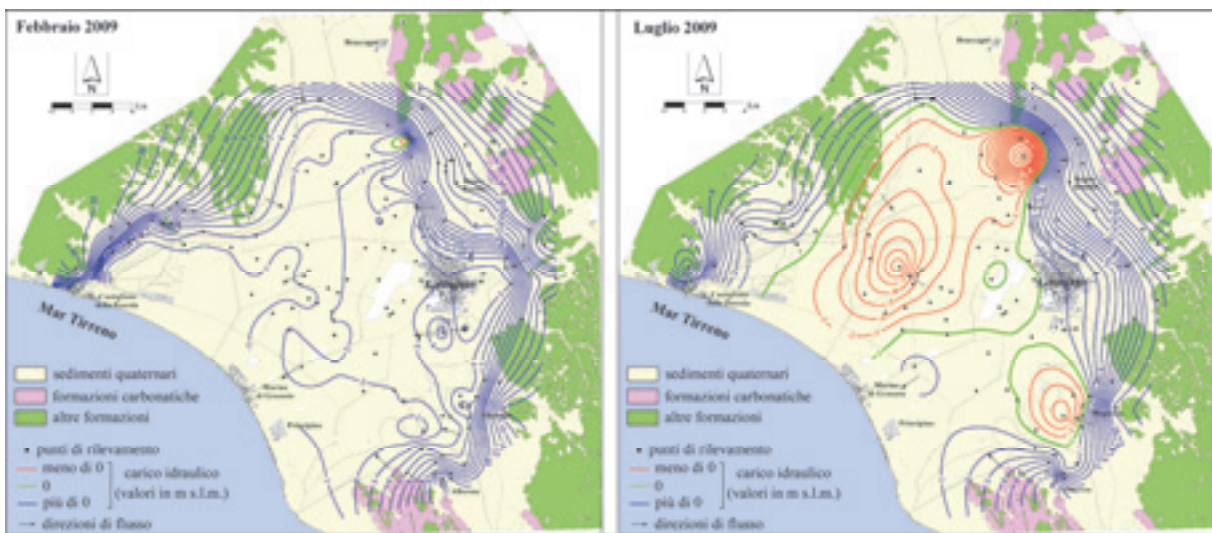


Figura 4. Carte delle isopiezometriche di falda.
Figure 4. Groundwater level contour map.

che caratterizza in modo più o meno marcato tutto il territorio della Toscana meridionale (Barazzuoli *et alii*, 2003); in particolare, si può osservare (Figura 5) che il quadrimestre antecedente a febbraio 2009 è risultato molto umido (552 mm di pioggia rispetto ai 312 mm dell'anno medio, con un aumento del 77 %) ed ancor di più lo è quello precedente a luglio 2009 (311 mm rispetto a 161 mm, con un aumento del 93 %), escludendo quindi almeno un'influenza della ricarica di brevissimo periodo. In sostanza, la riduzione del carico idraulico tra febbraio e luglio 2009 appare semplicemente la conseguenza degli emungimenti primaverili-estivi di acqua sotterranea effettuati per vari usi, ma soprattutto per le esigenze agricole e turistiche.

I valori noti di livello idrometrico (Draghi, 2004) indicano che, almeno fino all'altezza di Grancia, l'Ombrone ha un carico idraulico costantemente superiore a quello del mare in un settore di sicura connessione idraulica con la falda (Barazzuoli *et alii*, 1991) e ciò garantisce un efficiente interscambio idrico con il sistema acquifero, di entità e verso variabili in funzione delle stagioni e degli emungimenti locali.

Nel tratto restante, l'Ombrone ha un livello prossimo allo zero e ridotte possibilità di interscambio con i sempre più profondi livelli acquiferi; le connessioni fiume-acquifero diventano pertanto sporadiche in corrispondenza di falde superficiali, come ad esempio si verifica nel pozzo n. 13 profondo 9 m ed ubicato nei pressi di un meandro ad ovest di S. Maria di Rispeccia.

Tali connessioni si verificano probabilmente anche lungo il corso del Bruna, ma solamente nella parte più alta della pianura dove l'alveo è impostato su sedimenti a permeabilità medio-alta in continuità con gli orizzonti produttivi; nella zona studiata, il fiume scorre in prevalenza su una spessa coltre di sedimenti praticamente impermeabili, assumendo quindi le caratteristiche di un

corso d'acqua sospeso sopra il sistema acquifero.

Le zone circostanti l'Ombrone sono talvolta caratterizzate dalla presenza di numerosi pozzi che emungono importanti quantitativi idrici e che inducono anche un aumento della filtrazione naturale dal reticolo fluviale; l'effetto di questa azione a beneficio della falda (*rialimentazione indotta*) è la somma algebrica di una diminuzione del flusso che inizialmente defluiva dalla falda al fiume e/o di un aumento del flusso passante (inizialmente o no) dal fiume alla falda (Bonnet & Margat, 1976).

In relazione ai quantitativi idrici in uscita dal sistema acquifero, al momento si può solo dire che il deflusso naturale si realizza in modo diffuso verso il mare ed i principali corsi d'acqua; l'estrazione intensiva dell'acqua di falda per mezzo dei pozzi (grossolanamente stimata per difetto in circa $25 \cdot 10^6$ m³/anno; Regione Toscana, 1995) costituisce il deflusso artificiale.

L'evoluzione temporale della superficie piezometrica è stata analizzata attraverso il confronto tra i suddetti livelli e quelli rilevati in precedenti indagini (Figura 6), risultando ovviamente connessa a quella della ricarica meteorica sintetizzata dalla serie temporale delle precipitazioni sulla pianura (Figura 7), dalla quale si evidenzia che settembre 1984 è preceduto da un periodo di piovosità superiore alla media (658 mm rispetto a 617 mm) e che settembre 1994, quando la superficie piezometrica risultò mediamente più alta della precedente, è invece preceduto da una piovosità inferiore alla media (558 mm). Ne deriva che la vasta area a piezometria negativa riscontrata nel 1984 è da attribuirsi essenzialmente ai forti emungimenti a scopo irriguo testimoni dell'allora intensa attività agricola; il carico idraulico del 1994 è probabilmente risalito a causa della riduzione dell'agricoltura nella pianura e anche dell'utilizzo di tecniche di irrigazione meno idroesigenti.

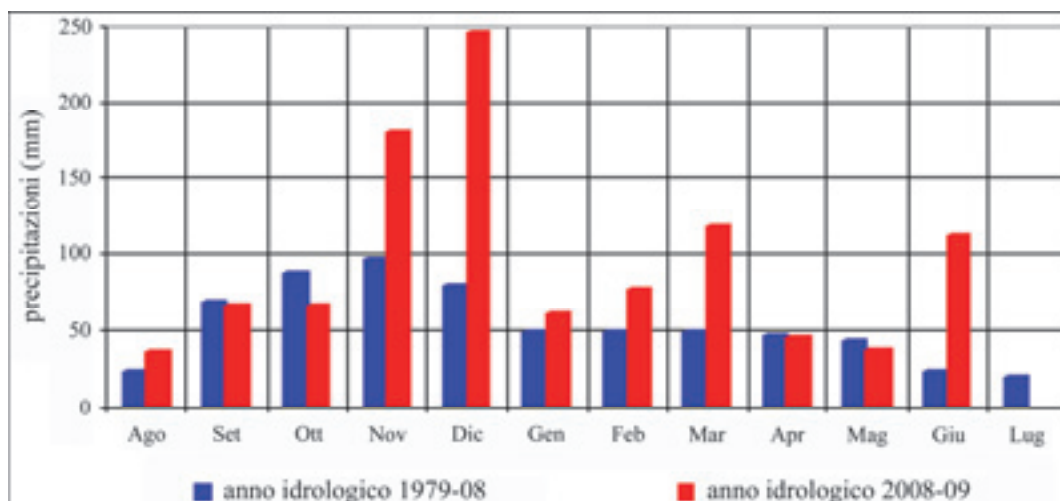


Figura 5. Confronto temporale tra le precipitazioni medie trentennali e quelle odierne per la stazione pluviometrica di Grosseto.
Figure 5. Temporal comparison between the thirty-year average annual precipitation and the present one for the Grosseto rain-gauge station.

Infine, luglio 2009 è caratterizzato da una piezometria negativa che ricopre quasi l'intera pianura ed è preceduto da una piovosità superiore alla media (734 mm) nonostante la presenza di un valore molto basso registrato nel 2007 (con 374 mm è il minore della serie), indicando ancora una volta come l'evoluzione della ricarica naturale incida complessivamente in modo assai inferiore rispetto all'impatto causato dagli emungimenti.

I parametri idrodinamici del sistema acquifero sono stati per ora valutati solo sulla base dei dati ottenuti da precedenti indagini. Barazzuoli *et alii* (1991) riportano i risultati di 5 prove di pompaggio, con portata variabile tra 16 e 114 L/s, realizzate nei pressi di Grancia tra i meandri dell'Ombrone, i cui valori medi sono: trasmissività (T) =

$2,7 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$; conducibilità idraulica (K) = $1,3 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$. Regione Toscana (1995) riassume i risultati di 75 prove di pompaggio, eseguite all'inizio degli anni '80 in varie zone della pianura: la portata specifica dei pozzi decresce dalle aree vicine all'Ombrone (10-30 L/s/m) procedendo verso ovest (fino a 5 L/s/m), in ragione della corrispondente diminuzione dello spessore dei livelli sabbioso-ghiaiosi (Figura 3); T varia da 10^{-2} a $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (raramente si arriva a $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$), che quantifica la buona produttività del materiale acquifero, essenzialmente in funzione dello spessore dei livelli acquiferi dato che K risulta piuttosto costante intorno a 10^{-3} m/s (indicando un elevato grado di permeabilità); il coefficiente di immagazzinamento (S) varia da $1,2 \cdot 10^{-4}$ a $6,1 \cdot 10^{-6}$.

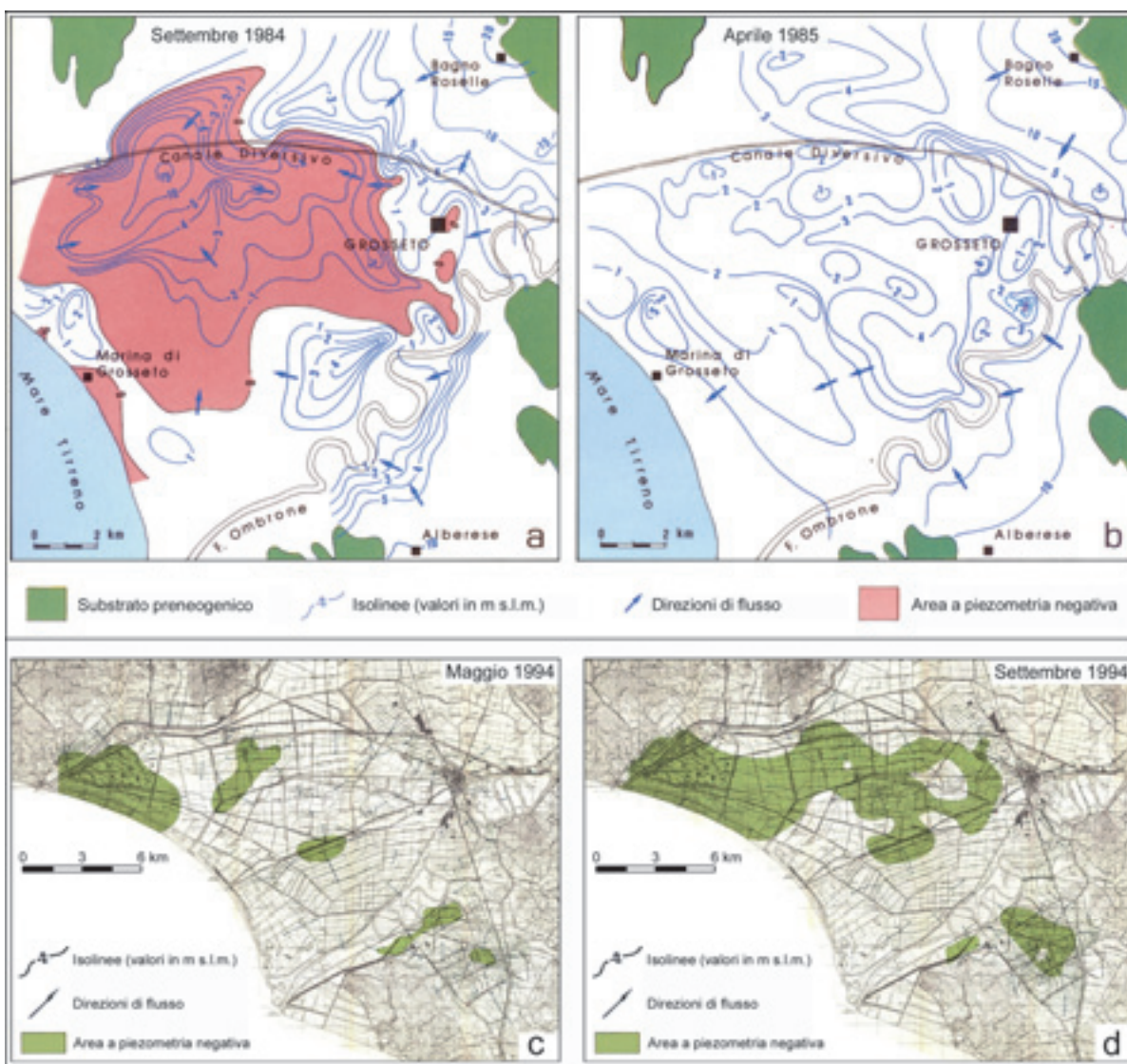


Figura 6. Carte delle isopiezometriche di falda: le carte a e b sono state ridisegnate da Barazzuoli & Salleolini (1993) dagli originali di Pranzini (1987); le carte c e d derivano da Regione Toscana (1995).

Figure 6. Groundwater level contour maps: maps a and b are after Pranzini (1987) redrawn by Barazzuoli & Salleolini (1993); maps c and d are from Regione Toscana (1995).

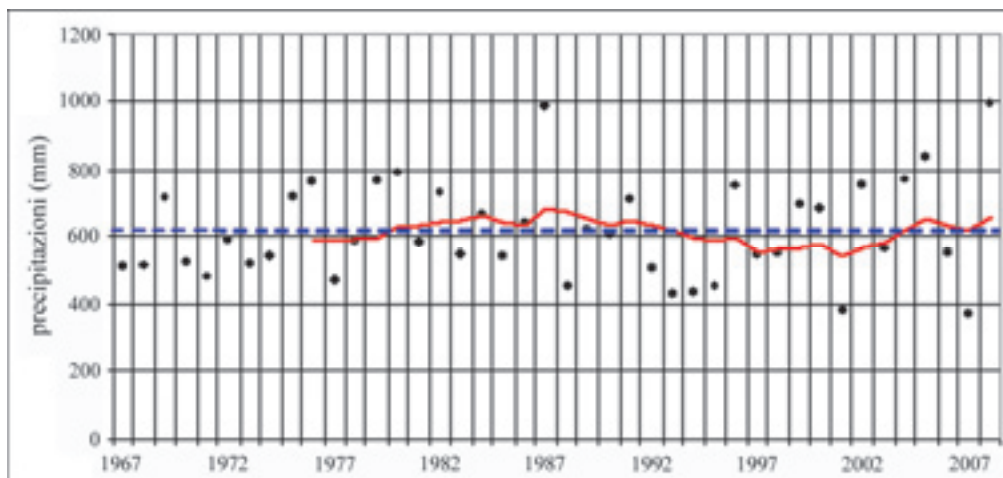


Figura 7. Evoluzione temporale delle precipitazioni annue nel periodo 1967-2008 per la stazione pluviometrica di Grosseto; la linea continua rossa rappresenta l'andamento della media mobile (periodo di tempo = 10 anni) e la retta tratteggiata blu indica il valore medio del periodo (617,4 mm).

Figure 7. Temporal evolution of the annual precipitation in the 1967-2008 period for the Grosseto rain-gauge station; the red line represents the course of the moving average (time period = 10 years) and the blue dashed line shows the average value of the period (617.4 mm).

Sempre in Regione Toscana (1995) vengono riportati i risultati di una prova di pompaggio eseguita in loc. Barbaruta, nella parte settentrionale della pianura, in un pozzo profondo 110 m pescante in tre livelli di ghiaie acquifere di spessore complessivo pari a 11 m, che fornì i seguenti valori: $T = 2,1 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$; $K = 1,9 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$; $S = 3,6 \cdot 10^{-4}$. Rossi (1996) riporta i risultati di una prova di pompaggio realizzata nei pressi di Castiglione della Pescaia su una stazione di prova costituita da un pozzo ed un piezometro, distanti 64 m, che fornì $T = 3,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, $S = 2,5 \cdot 10^{-4}$ e $K = 4,7 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$; in questa zona, il sistema acquifero è costituito essenzialmente da litologie a granulometria più fine (sabbie con intercalazioni di ghiaie e ciottoli) rispetto a quelle rinvenute nel resto della pianura.

In definitiva, le attuali conoscenze sui parametri idrodinamici caratteristici della pianura di Grosseto possono così riassumersi: $T_{\text{medio}} = 1,3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$; $S_{\text{medio}} = 2,2 \cdot 10^{-4}$; $K_{\text{medio}} = 1,1 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$. La disponibilità di questi dati ha permesso la realizzazione della carta della distribuzione della trasmissività nella zona studiata (Figura 8) che è stata ottenuta mediante il prodotto tra la matrice dello spessore saturo dell'acquifero ed il valore medio di K . L'elaborato così ottenuto mostra che i valori massimi sono localizzati a sud-est di Grosseto e a sud presso Alberese; il valore medio dell'intero sistema è di circa $1 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, ovviamente pari alla somma delle trasmissività dei singoli livelli acquiferi. La procedura di calcolo adottata consiglia comunque una certa cautela sulla validità dei risultati ottenuti.

Lungo le coste, il contatto tra la falda (acqua dolce) ed il mare (acqua salata) genera particolari reti di flusso. Nel caso di livelli acquiferi sovrapposti, come nella pianura di Grosseto, si stabiliscono diverse condizioni di equilibrio

dinamico imposto dalla differenza di carico tra il livello piezometrico della falda e quello medio del mare; nella fascia costiera si possono quindi riscontrare, sulla stessa verticale, acquiferi con acqua dolce ed altri con acqua salmastra o salata. In condizioni di emungimento, la posizione dell'interfaccia all'interno di ogni livello è funzione anche della portata estratta, a sua volta funzione della trasmissività. Il substrato di bassa permeabilità è ubicato, lungo la costa, ad una profondità di 150-200 m (in accordo a Bravetti & Pranzini, 1987); l'acqua emunta può quindi provenire da profondità anche notevoli ed avere diversa età, salinità e temperatura. Considerando infatti che la zona in esame è caratterizzata da un gradiente geotermico di circa $5 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ (AA.VV., 1982) e che il livello termico neutro può essere collocato ad una profondità di circa 20 m, alla base del sistema acquifero multifalda dovrebbero trovarsi temperature intorno a $25 \text{ }^\circ\text{C}$.

Qualità dell'acqua di falda

Al fine di valutare le principali caratteristiche fisico-chimiche della falda sono state eseguite, contemporaneamente alle misure piezometriche, delle rilevazioni nei pozzi su temperatura e conducibilità elettrica e sono stati prelevati campioni d'acqua da sottoporre ad analisi chimiche ed isotopiche per un totale di 127 punti di misura (Figura 1); tra essi, sono state inserite le acque dei fiumi Ombrone e Bruna per evidenziare l'effetto fisico-chimico delle connessioni idrauliche con l'acquifero studiato ed anche quelle prelevate in alcuni pozzi Norton che emungono dalla falda contenuta nei depositi costieri allo scopo di disporre di utili informazioni di confronto con il resto della pianura.

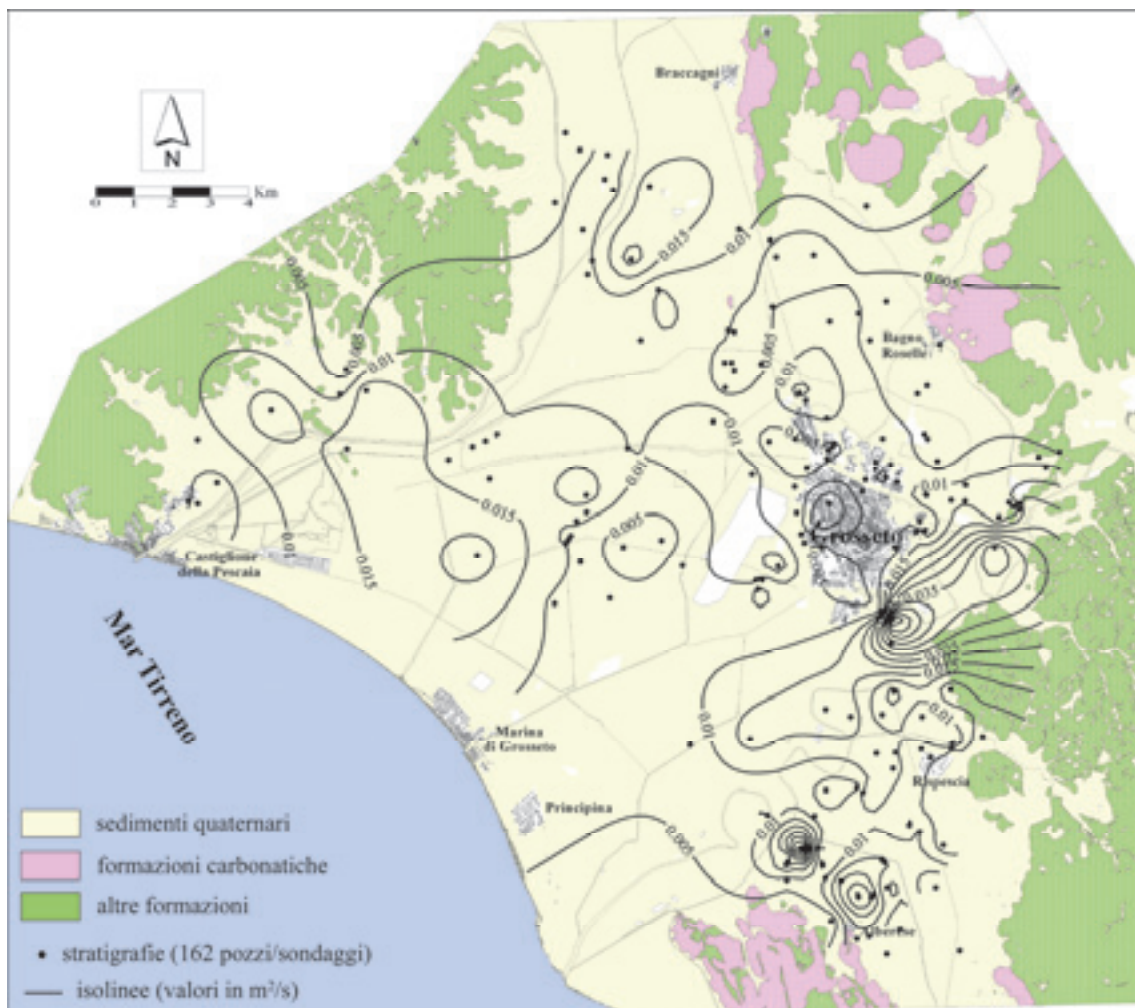


Figura 8. Carta della trasmissività del sistema acquifero multi falda.
 Figure 8. Hydraulic transmissivity map of the multi-aquifer system.

I dati conducimetrici rilevati nei due periodi, rappresentativi di condizioni umide e secche, hanno consentito la stesura di carte delle isoconduttive dell'acqua di falda con le quali è possibile evidenziare la distribuzione della salinità totale nella zona studiata (Figura 9). Tali carte evidenziano la notevole differenza di conducibilità (e quindi di salinità) tra i settori adiacenti ai rilievi (1000-1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 20 °C), a conferma che da essi proviene un'importante alimentazione naturale di acqua di buona qualità, e quello centro-settentrionale della pianura, dove si superano localmente i 5000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ anche a febbraio, caratterizzato da piezometrie negative nel periodo estivo; il recupero piezometrico connesso alla riduzione degli emungimenti ed alla ricarica meteorica non riesce evidentemente in tempi brevi a ridurre la salinità in modo consistente. Il valore medio annuo (circa 1900 $\mu\text{S}/\text{cm}$) consente di classificare le acque di falda come *medio-minerali*; nei depositi costieri si presentano invece valori conducimetrici nel *range* 600-2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con un valore medio di circa 1250 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

La variazione di conducibilità nel periodo di osservazione è in media pari a circa 150 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con una distribuzione morfologicamente articolata caratterizzata dalla locale presenza di massimi positivi superiori a 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (pozzi n. 9, 36, 67, 90 e 120) e addirittura a 7000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (pozzo n. 78) e massimi negativi di 2000-3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (pozzi n. 64b, 98 e 101), che deriva ovviamente dalla combinazione della salinità dei quantitativi idrici in uscita ed in entrata nel sistema acquifero. La falda dunale presenta invece variazioni più contenute di conducibilità (il valore medio di febbraio è praticamente identico a quello di luglio), con massimi positivi e negativi sui 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

L'evoluzione temporale della salinità totale è stata analizzata attraverso il confronto tra i suddetti valori e quelli rilevati in precedenti indagini (Figura 10); si può così rilevare che gli ultimi 15 anni sono stati caratterizzati da un generale peggioramento della qualità chimica dell'acqua sotterranea, perfino nel periodo invernale, concomitante all'abbassamento complessivo e localizzato

del carico idraulico nel sistema acquifero causato dall'eccessivo sfruttamento delle falde. Si può pertanto concludere, ora ancora più di allora, che gli emungimenti primaverili-estivi per gli usi acquedottistici e agricoltivivistici provocano un netto incremento della salinità delle falde che si estende ormai con valori simili anche al resto dell'anno.

La distribuzione dei valori di temperatura dell'acqua di falda (Figura 11) mostra che la zona indagata è in gran parte caratterizzata da temperature superiori a 15,5 °C (valore medio annuo dell'aria alla superficie), con valori compresi tra 20 e 25 °C fra Castiglione della Pescaia e Grosseto (pozzi n. 81, 119 e 120), a nord di Grosseto (pozzi n. 41, 58 e 67) e nei pressi di Alberese (pozzo n. 1), dove si superano i 25 °C nei pozzi n. 0 e 1c.

Valori inferiori a 15,5 °C si rinvergono nei settori adiacenti ai rilievi orientali e settentrionali (che si confermano quindi importanti zone di ricarica meteorica),

intorno all'Ombrone (probabilmente a causa della filtrazione fluviale verso la falda) e in un settore centrale della pianura. I pozzi con le maggiori profondità rinvenute (80-100 m) hanno talvolta temperature invernali comprese nel range 21-25 °C (pozzi n. 81 e 119), in linea con il locale gradiente geotermico; nello stesso intervallo sono però presenti anche pozzi meno profondi (30-60 m; n. 1, 41 e 67), sintomatici di fenomeni di risalita di acque profonde termali che può essere ovviamente favorita dagli emungimenti primaverili-estivi. Infatti, in alcuni pozzi ubicati proprio nel settore di maggiore depressione piezometrica ed aumento di conducibilità elettrica (ad ovest e nord-ovest di Grosseto), durante la campagna di luglio è stata riscontrata una temperatura dell'acqua di falda superiore di oltre 10 °C (pozzi n. 65 e 69), fino a quasi 20 °C (pozzo n. 75), rispetto a quanto misurato a febbraio.

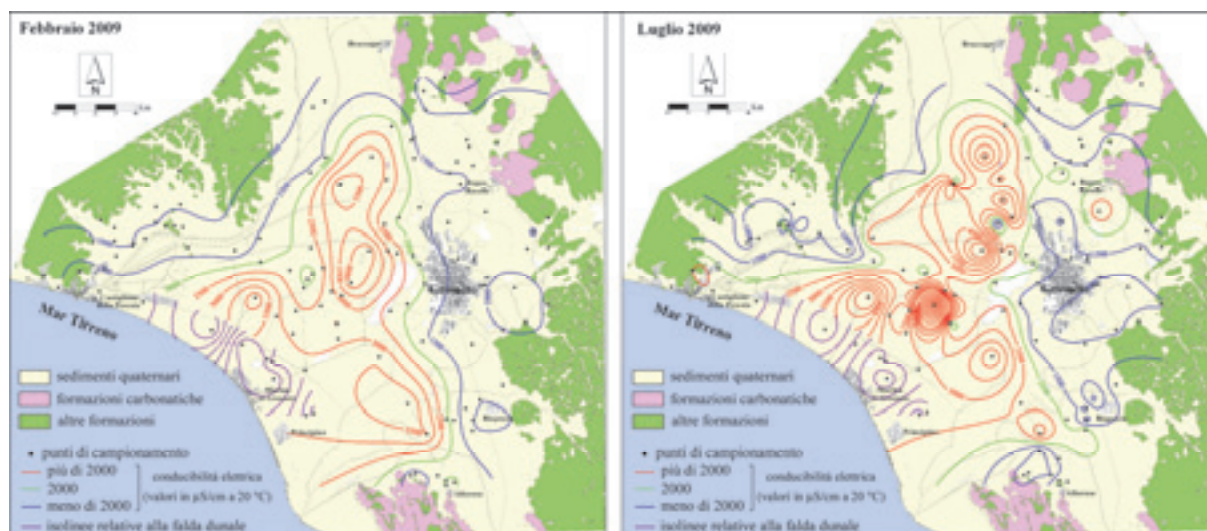


Figura 9. Carte delle isoconduttive di falda.
Figure 9. Groundwater electrical conductivity contour maps.

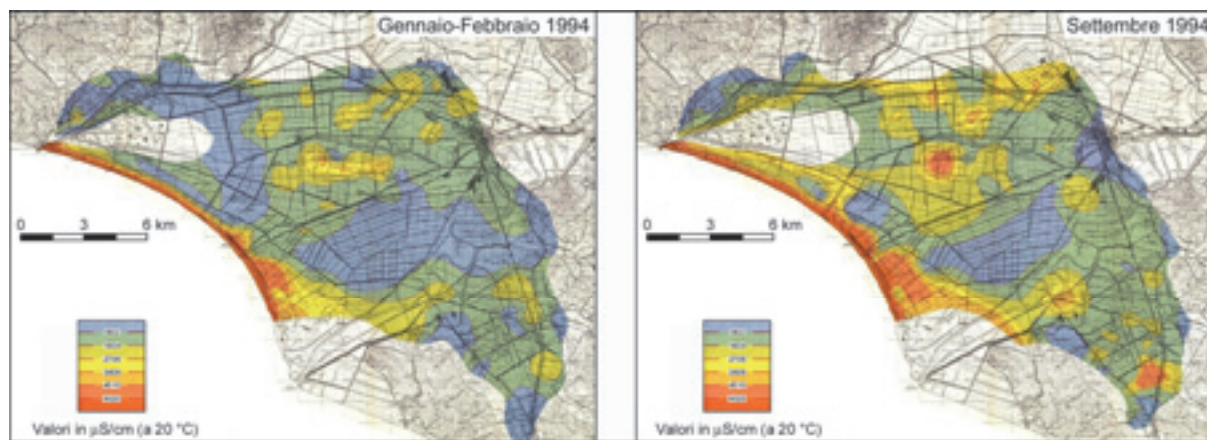


Figura 10. Carte delle isoconduttive di falda (Regione Toscana, 1995, modificata).
Figure 10. Groundwater electrical conductivity contour maps (Regione Toscana, 1995, modified).

La falda contenuta nei depositi costieri presenta invece a febbraio un valore medio di 14,5 °C, coerente con un sistema di flusso superficiale alimentato direttamente dall'acqua meteorica.

I dati analitici relativi agli ioni maggiori sono stati interpretati soprattutto con l'ausilio del diagramma di Piper (1944) e della correlazione Cl vs SO₄ in modo da pervenire ad una ricostruzione attendibile dei rapporti esistenti tra le acque di falda e la loro storia idrogeologica in una zona caratterizzata, come altre della Toscana meridionale, da vari fenomeni di salinizzazione (Bencini & Pranzini, 1992, 1996; Avio *et alii*, 1995; Bianchi *et alii*, 1997; Barazzuoli *et alii*, 1999, 2000, 2005, 2007; Angelini *et alii*, 2000; Bencini *et alii*, 2001; Bianchi *et alii*, 2006a,b, 2011); infatti, il chimismo maturo delle normali acque sotterranee delle pianure costiere grossetane, causato dalla concentrazione progressiva lungo il flusso (*aging process*), viene talvolta modificato in modo significativo da intrusioni saline solfatiche e/o cloruriche (*mixing process*) e da fenomeni di scambio ionico con la matrice (*cation exchange process*).

Le acque studiate sono caratterizzate dalla coesistenza delle principali facies idrochimiche e da locali fenomeni di compensazione della variabilità chimica attivati dall'interazione acqua/matrice (Figura 12). In particolare,

sono state individuate otto facies idrochimiche, di cui due prevalenti (*solfato-calcica* e *bicarbonato-calcica*), due subordinate (*clorurato-alcalina* e *bicarbonato-alcalina*) e quattro minoritarie (*clorurato-calcica*, *clorurato-magnesiaca*, *solfato-alcalina*, *solfato-magnesiaca*).

La facies SO₄-Ca, con formula ionica prevalente SO₄ > HCO₃ > Cl ≈ Ca > Mg > Na, è caratterizzata dai seguenti valori medi: conducibilità elettrica (CE) = 2115 μS/cm; salinità totale (TDS) = 60 meq/L; SO₄/Cl = 6,1; Mg/Ca = 0,5; Na/Cl = 1,5. Essa occupa gran parte della pianura, dato che si riscontra in tutta la zona a nord ed ovest di Grosseto oltre che più a sud nei dintorni di Principina a Mare e di Alberese. L'origine di queste acque è da collegare principalmente ad un sistema di flusso regionale profondo contenuto in prevalenza nelle unità evaporitico-carbonatiche di età triassica (Formazione anidritica di Burano e Formazione del Calcare Cavernoso), talvolta con caratteristiche termali, che dai limiti settentrionali della pianura si dirige verso la costa con direzione generale nord-sud e poi NE-SO; tale circuito riceve probabilmente contributi idrici da sistemi di flusso più superficiali e rapidi contenuti nelle rocce carbonatiche delle zone di Bagno Roselle ed Alberese.

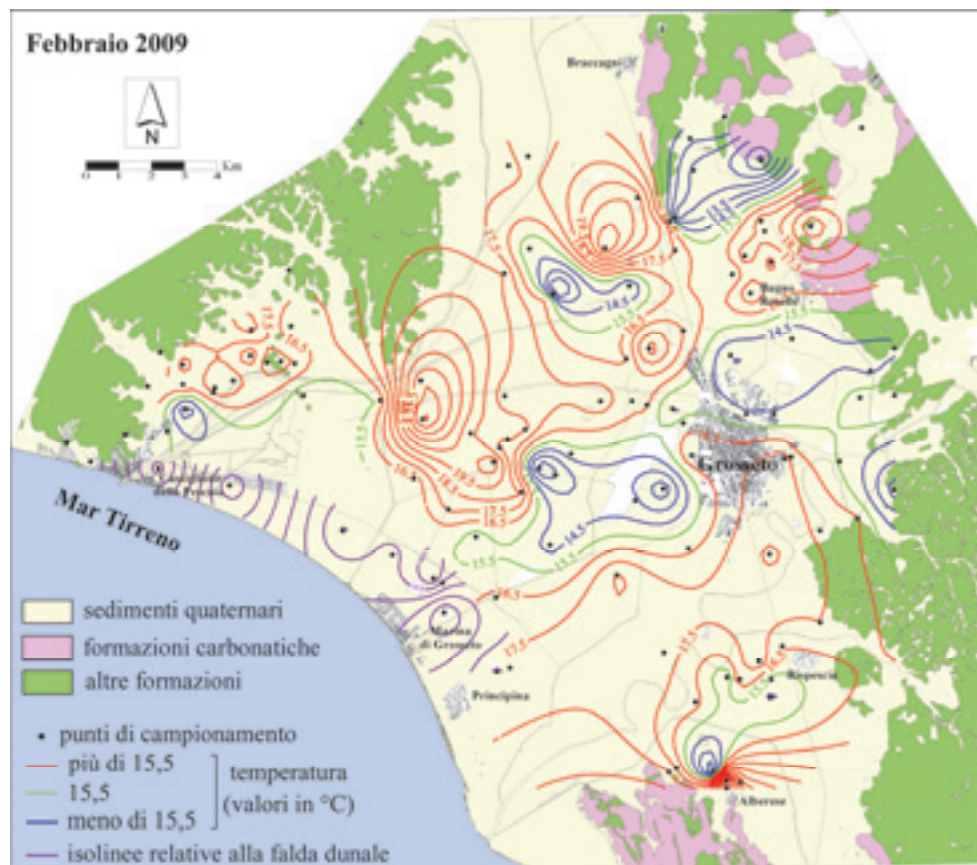


Figura 11. Carta delle isoterme dell'acqua di falda.
Figure 11. Groundwater temperature contour map.

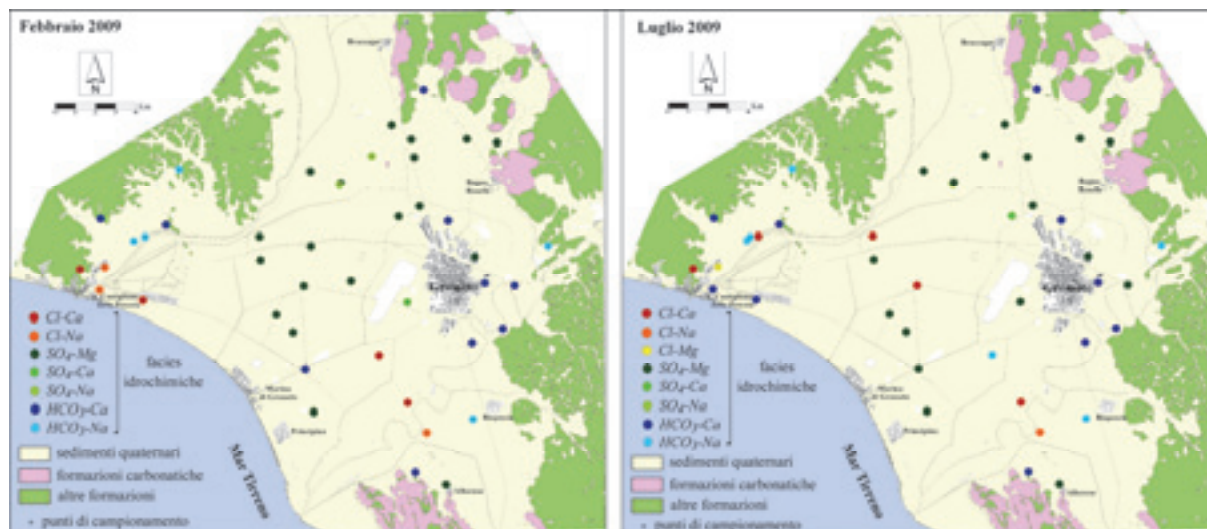


Figura 12. Facies idrochimiche delle acque di falda sulla base dei risultati analitici relativi agli ioni maggiori.
 Figure 12. Hydrochemical facies of groundwater based on analytical data on major ions.

La locale relazione tra acque solfato-calciche e termalismo è dimostrata dalle note emergenze di Bagno Roselle e Poggetti Vecchi e dalla temperatura delle acque di falda che in alcuni casi a febbraio raggiunge valori compresi tra 20 e 25 °C (Figura 11).

Un significativo apporto di acque solfato-calciche proviene dalle filtrazioni fluviali nell'alto bacino del Bruna, nel quale gli affluenti in sinistra orografica scorrono essenzialmente sulle solite formazioni evaporitico-carbonatiche e ricevono gli scarichi delle gallerie di scolo delle miniere di Fenice Capanne, Poggio al Montone-La Castellaccia, Boccheggiano e soprattutto quello della miniera di Niccioletta che fornisce un sostanziale contributo alle portate di magra del T. Carsia (Turacchi, 2003); il Bruna attraversa infatti la pianura di Grosseto con alti contenuti in solfati (18,6 meq/L) ed in calcio (16,9 meq/L).

Anche le acque dell'Ombrone mostrano una facies solfato-calcica nel periodo estivo, con un tenore in solfati pari a 5,1 meq/L ed in calcio pari a 6,8 meq/L, che diventa bicarbonato-calcica nei periodi di maggiore piovosità. Tale facies è presente anche nella falda contenuta nei depositi costieri (pozzo n. 96, a nord-est di Principina a Mare).

La facies HCO_3-Ca , con formula ionica prevalente $HCO_3 > SO_4 > Cl \approx Ca > Mg > Na$, presenta i seguenti valori medi: $CE = 1129 \mu S/cm$; $TDS = 35 meq/L$; $HCO_3/Cl = 3,1$; $Mg/Ca = 0,5$. Questa facies è connessa ad una circolazione recente e relativamente superficiale di ricarica meteorica (ad eccezione dei settori nord-est e sud dove è probabile un mescolamento con acque termali), che caratterizza i rilievi circostanti la pianura dove affiora prevalentemente la Formazione del Macigno ed in minor misura il Gruppo del Verrucano, la Formazione del Calcare Massiccio e quella del Calcare Cavernoso.

La facies $Cl-Na$, con formula ionica prevalente $Cl > HCO_3 > SO_4 \approx Na > Ca > Mg$, ha i seguenti valori medi: $CE = 2433 \mu S/cm$; $TDS = 67 meq/L$; $Na/Cl = 1,1$; $SO_4/Cl = 0,3$; $HCO_3/Cl = 0,5$. Tale facies è stata riscontrata nella zona di Castiglione della Pescaia, dove la genesi è verosimilmente connessa a fenomeni di intrusione marina (favoriti dalla sua risalita lungo il Bruna), e più a nord-est (pozzo n. 120) dove è invece probabile che i locali forti emungimenti possano aver richiamato in superficie acque profonde, salmastre o saline. Essa è presente anche nella falda dunale (pozzo n. 122, ad est di Castiglione della Pescaia).

Il diagramma di correlazione Cl vs SO_4 (Figura 13) evidenzia i rapporti esistenti tra le facies idrochimiche individuate nell'area indagata e permette di riconoscere due principali linee di *mixing*. La linea A riguarda la miscelazione delle acque continentali recenti con quelle di circolazione regionale e spiega la formazione delle facies HCO_3-Ca e SO_4-Ca . Le acque rappresentative dei due *end-member* sono, rispettivamente, quelle del pozzo n. 57 (ubicata sui rilievi nord-orientali della pianura) e del campione di luglio del pozzo n. 163 (situato a nord-ovest di Grosseto); la transizione tra le due facies avviene in corrispondenza di valori di SO_4 pari a circa 6 meq/L. La linea B coinvolge invece le acque di composizione HCO_3-Ca e $Cl-Na$ di origine marina, in zone in cui il fenomeno di intrusione salina gioca un ruolo importante come l'area di Castiglione della Pescaia ed il settore meridionale della pianura.

È da sottolineare che lungo questa linea si distribuiscono gran parte delle acque aventi facies HCO_3-Na ; è quindi ragionevole supporre che la loro origine sia legata ad una miscelazione tra i due *end-member* e/o a fenomeni di scambio ionico inverso.

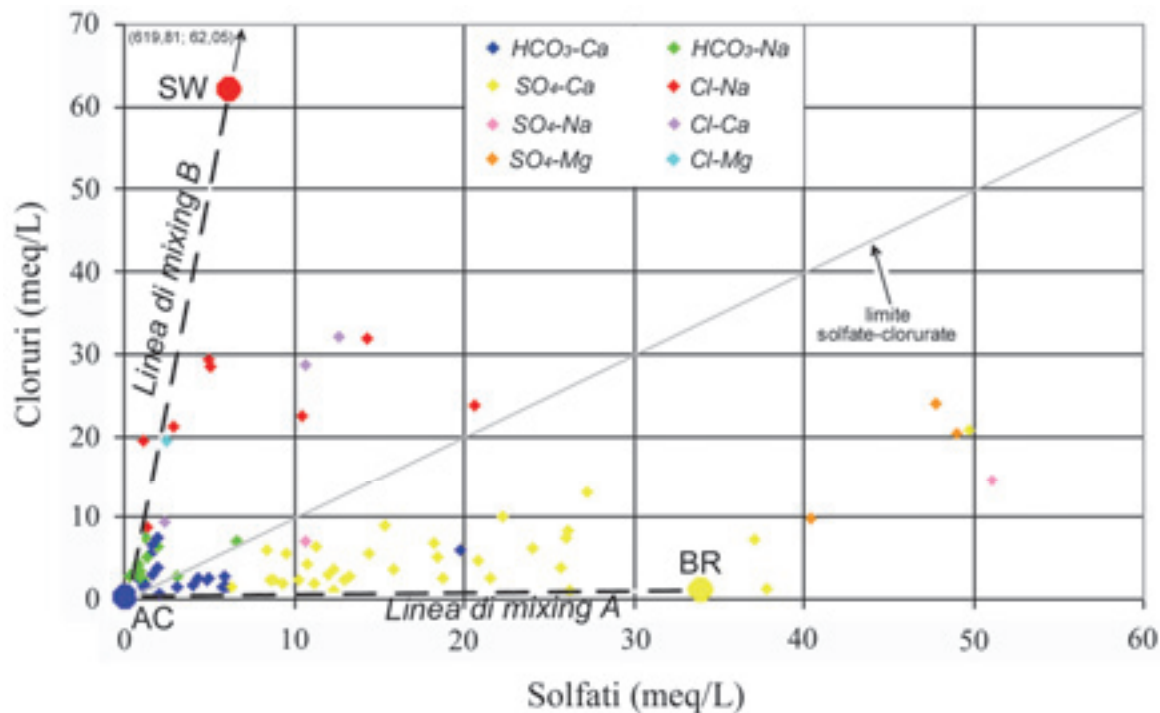


Figura 13. Diagramma di correlazione Cl vs SO₄ relativo ai campioni d'acqua di falda, con l'esclusione dei campioni relativi alla falda dunale: valori di febbraio e luglio 2009. Il diagramma riporta anche il chimismo della sorgente termominerale di Bagno Roselle (BR Bencini *et alii*, 1977), del mare (SW; Bianchi *et alii*, 2006a,b) e di una tipica acqua continentale di circolazione recente e superficiale alimentata dalla ricarica meteorica (AC).

Figure 13. Cl vs SO₄ correlation plot of groundwater samples, with the exception of dunal groundwater samples: values for February and July 2009. The plot also shows the chemistry of the Bagno Roselle thermomineral spring (BR Bencini *et alii*, 1977), of the sea (SW; Bianchi *et alii*, 2006a,b) and of a typical recent superficial flow of continental water fed by meteoric recharge (AC).

L'analisi del grafico della Figura 13 consente anche di individuare un gruppo di acque clorurato-alcaline disposte in posizione intermedia tra le due linee di *mixing*, che presentano un arricchimento in solfati e calcio rispetto alle acque Cl-Na presenti lungo la linea B.

Tale variazione di chimismo può essere ricondotta ad una miscelazione tra acque solfato-calciche di circolazione regionale ed acque clorurato-alcaline di probabile origine marina; ciò spiega la formazione di acque con facies SO₄-Na e Cl-Ca per le quali intervengono anche reazioni di scambio ionico. In particolare, per le acque solfato-alcaline, è plausibile che il calcio in soluzione scambi il sodio adsorbito determinandone un arricchimento in acqua e cioè che avvenga uno scambio diretto; per le acque clorurato-calciche, invece, lo scambio è inverso.

La distribuzione del tenore in cloruri (Figura 14) evidenzia la presenza di valori superiori a 500 mg/L nei pressi dei fiumi Ombrone e Bruna, dovuti ad una intrusione salina favorita dalla risalita di acque marine lungo gli alvei, ed anche nel centro della pianura a causa dei forti emungimenti che richiamano acque profonde salmastre o saline; il valore medio globale è di circa 260 mg/L (14 % della salinità totale). La falda contenuta nei depositi costieri presenta invece tenori in cloruri nel

range 100-250 mg/L, con un valore medio annuale di circa 190 mg/L.

Infine, la variazione del tenore nei principali anioni rilevata nel periodo di osservazione evidenzia che lo sfruttamento primaverile-estivo del sistema acquifero comporta non solo il significativo abbassamento della superficie piezometrica nella pianura, ma anche modificazioni sostanziali dei caratteri fisico-chimici della falda che possono sintetizzarsi nell'aumento di salinità (soprattutto solfati e cloruri) nel settore centro-setentrionale per il maggior richiamo di acque profonde di varia tipologia e nel fenomeno opposto in quello centro-meridionale per il maggior richiamo di acque continentali relativamente dolci (circolanti nel paleo-alveo del F. Ombrone?).

Contenuto isotopico

Le tecniche isotopiche, integrate con gli usuali metodi idrogeologici ed idrogeochimici, sono molto efficaci per identificare l'origine della salinità e la rinnovabilità delle acque sotterranee, soprattutto in aree come quella in studio dove coesistono sistemi di flusso di rango diverso, ognuno governato da specifiche relazioni ricarica/recapito e con la posizione dell'interfaccia acqua dolce

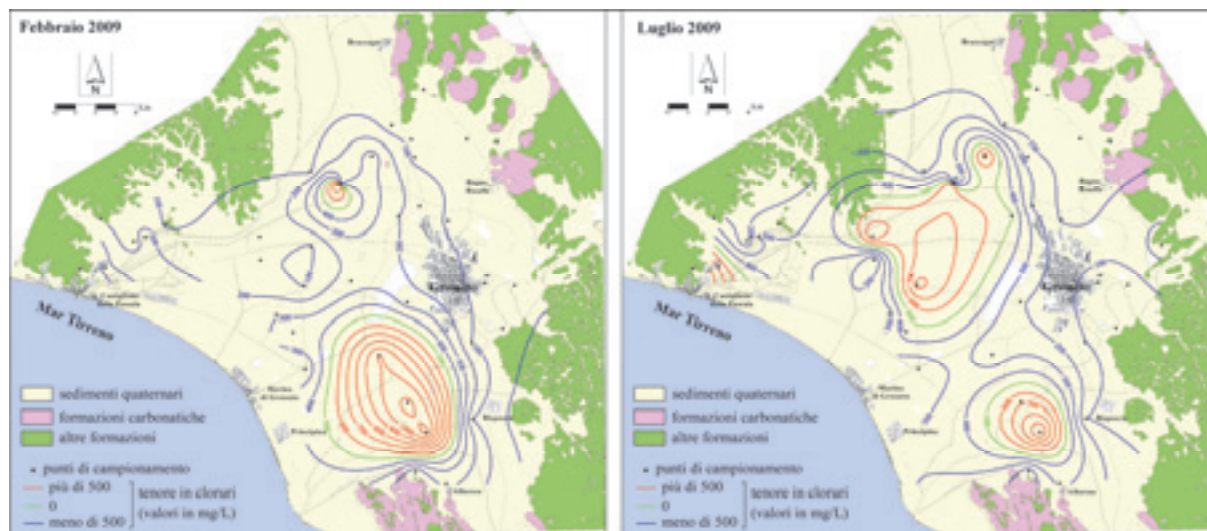


Figura 14. Carte del tenore in cloruri nell'acqua di falda, con l'esclusione della falda dunale.
 Figure 14. Chloride concentration contour maps, with the exception of the dunal groundwater.

acqua salata in equilibrio dinamico con il carico idraulico della falda, che consente il miscelamento in varie proporzioni di acque dolci e salate sia superficiali (recenti) che profonde (antiche).

La composizione isotopica stabile delle acque studiate è rappresentata nei diagrammi della Figura 15; essa mostra che tutte le acque sotterranee si allineano, con buona correlazione, lungo una retta sostanzialmente coincidente con la linea meteorica, indicando che gli eventuali processi di evaporazione durante la ricarica e di scambio isotopico tra le acque di infiltrazione e la roccia serbatoio sono insignificanti. È stata anche stimata la quota dell'area di ricarica del sistema acquifero con l'ausilio della correlazione media individuata da Zuppi *et alii* (1974) per il versante tirrenico dell'Italia centrale, ottenendo così un *range* di 102-381 m s.l.m. che risulta coerente con le altitudini dei rilievi circostanti la pianura di Grosseto da cui si originano le varie direzioni di flusso.

Si può anche rilevare la relativa costanza dei valori tra i due campionamenti (la differenza media è di 0,18 ‰ e 3,0 ‰, rispettivamente per ^{18}O e ^2H), pur riferiti a periodi di diversa entità di ricarica meteorica; fanno eccezione i pozzi n. 53 e 67 (a NNO di Grosseto), che presentano uno spostamento consistente da febbraio a luglio verso composizioni isotopiche più leggere, e quindi con un maggiore contributo d'acqua infiltratasi a quote maggiori (vale a dire, sistemi di flusso più profondi), coerente con quanto rilevato riguardo la temperatura (aumento di circa 7 e 3 °C, rispettivamente) e la salinità totale (aumento di circa 33 e 80 meq/L, rispettivamente), ed il pozzo n. 120 (tra Castiglione della Pescaia e Grosseto), che presenta invece uno spostamento significativo (sempre da febbraio a luglio) verso composizioni isotopiche più pesanti, e quindi con un maggiore contributo d'acqua di origine marina, coerente con quanto rilevato riguardo il tenore in

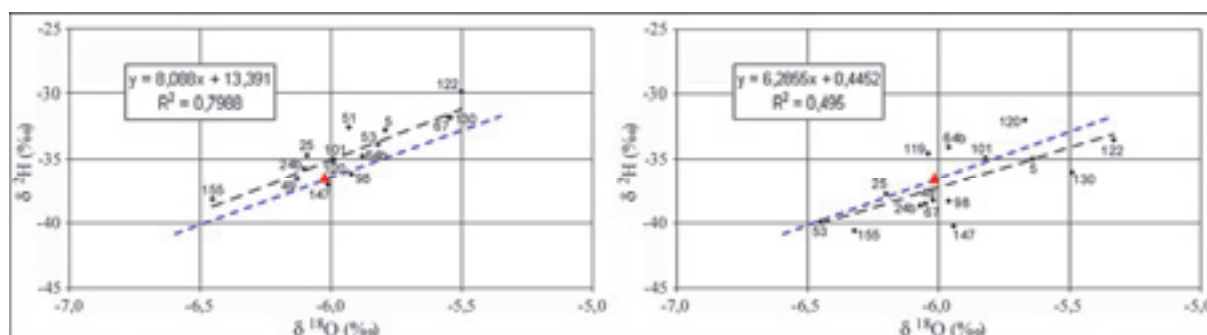


Figura 15. Diagramma di correlazione $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$: Febbraio e Luglio 2009. La retta tratteggiata blu rappresenta la linea meteorica identificata per l'Italia centrale ed il triangolo rosso indica i valori isotopici delle acque meteoriche campionate nella stazione di Piombino (21 m s.l.m.) nel periodo Ottobre 1997 - Gennaio 2000 (Longinelli & Selmo, 2003).
 Figure 15. $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ correlation plot: February and July 2009. The blue dashed line represents the meteoric water line identified for central Italy and the red triangle shows the isotopic values of meteoric waters sampled at Piombino station (21 m a.s.l.) in the October 1997 - January 2000 period (Longinelli & Selmo, 2003).

cloruri e la salinità totale (aumento di circa 17 e 37 meq/L, rispettivamente). La falda contenuta nei depositi costieri non presenta invece spostamenti di rilievo della composizione isotopica stabile.

I valori di trizio si presentano generalmente costanti nell'arco di tempo considerato, indicando un processo di rinnovamento sostanzialmente stabile e poco influenzato dai quantitativi di ricarica meteorica recente. È anche da sottolineare che il tenore medio di ^3H nelle acque di falda della pianura di Grosseto si presenta significativamente più basso di quello rilevato da Regione Toscana (1995) e Bencini & Pranzini (1996); ciò potrebbe essere semplicemente interpretato come la conseguenza di un campionamento effettuato ad una maggiore distanza temporale dal picco registrato negli anni '60, a seguito delle esplosioni termonucleari in atmosfera, e riguardante pertanto acque sotterranee originate da precipitazioni a minor contenuto di trizio (Doveri *et alii*, 2008). Considerando però quanto illustrato riguardo l'evoluzione recente del carico idraulico e della salinità della falda, si ritiene più probabile l'aumento nel tempo dell'aliquota di acqua profonda (cioè più vecchia). Si può anche rilevare la presenza costante di acque praticamente "morte" in trizio (pozzi n. 101, 120 e 155, ubicati nel settore centrale della pianura, con valori $\leq 0,2$ UT), cioè che hanno transitato nel sottosuolo per almeno 50 anni senza significativi contributi idrici di infiltrazione recente; ancora più interessante è la presenza di acque che presentano significative riduzioni del tenore in ^3H da febbraio a luglio (pozzi n. 53, 64b, 67 e 98, situati per lo più nel settore settentrionale della pianura, con una diminuzione media di circa 2 UT) e che quindi evidenziano un maggiore richiamo di acque antiche a seguito degli intensi emungimenti primaverili-estivi. È anche interessante osservare che il pozzo n. 120, pur

variando in modo significativo da febbraio a luglio il contenuto di isotopi stabili, mantiene nel contempo la sostanziale assenza di trizio; in tal caso, si ritiene più probabile un maggiore contributo d'acqua marina vecchia, cioè di intrusioni marine con circolazione profonda e lunghi tempi di residenza nel sottosuolo prima della risalita in superficie. La falda contenuta nei depositi costieri non presenta invece spostamenti di rilievo della composizione isotopica radioattiva.

L'esame delle carte della Figura 16 consente di evidenziare il calo del tenore in trizio (e quindi l'aumento del tempo di residenza medio dell'acqua sotterranea) lungo il movimento generale del flusso idrico dalle zone di ricarica a quelle di recapito (dai rilievi verso la costa), che è coerente con la distribuzione del carico idraulico e dei rapporti ionici. In particolare, il settore centrale della pianura di Grosseto (pozzi n. 101, 120 e 155) è caratterizzato da acque di falda aventi costantemente tenori molto bassi in trizio e rappresenta quindi il luogo d'incontro tra acque di origine continentale e marina aventi lunghi tempi di residenza nel sottosuolo; i forti emungimenti attuati per vari usi nel periodo primavera-estate richiamano acque profonde (antiche) di origine marina nel settore centrale (pozzo n. 120) o continentale di varia tipologia nelle aree periferiche (pozzi n. 53, 64b, 67 e 98).

La variazione del tenore in trizio nel periodo di osservazione è risultata in media pari a -0,5 UT, con massimi assoluti fino a -3 UT nei pozzi n. 64b, 67 e 98, e deriva ovviamente dal variabile contributo di acque di diversa età in relazione alle variazioni temporali di ricarica meteorica e di prelievo antropico. Si può così meglio evidenziare che lo sfruttamento primaverile-estivo del sistema acquifero comporta, oltre a quanto già illustrato riguardo i carichi idraulici ed i caratteri fisico-

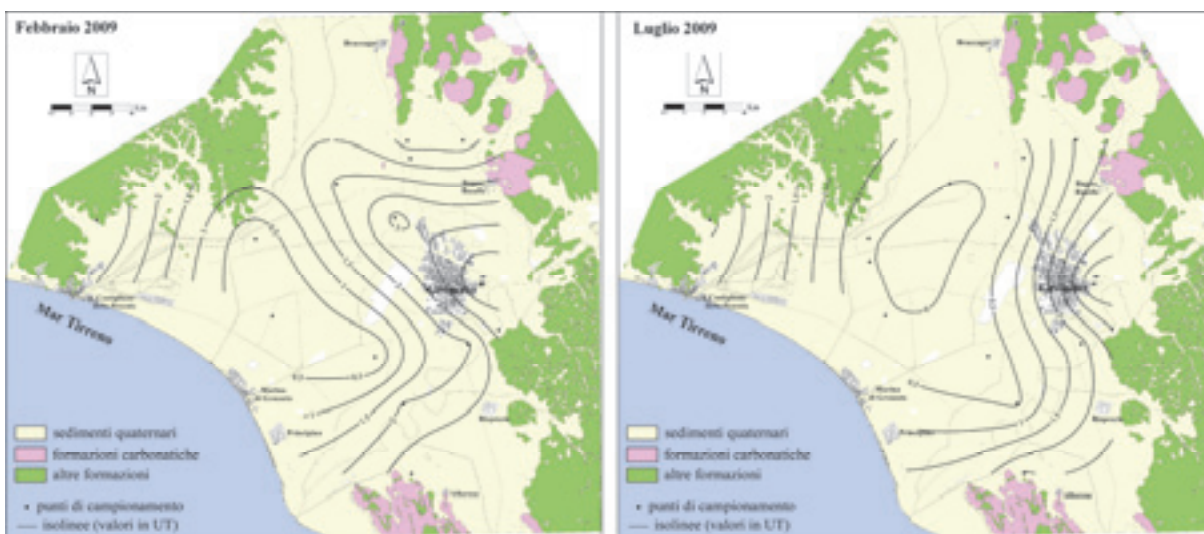


Figure 16. Carte del tenore in trizio nell'acqua di falda, con l'esclusione della falda dunale.

Figure 16. Groundwater tritium concentration contour maps, with the exception of dunal groundwater.

chimici della falda, un invecchiamento dell'età media dell'acqua estratta nei settori periferici della pianura per il maggior richiamo di acque profonde, in particolare modo quelle di origine continentale.

Sintesi concettuale

La raccolta, organizzazione ed interpretazione dei dati geologici, idrogeologici ed idrogeochimici ha consentito la definizione di un modello concettuale preliminare del sistema acquifero multifalda della pianura di Grosseto (Figura 17), il cui regime di flusso è caratterizzato da una specifica zona di miscelamento acqua dolce/acqua salata in ciascun livello acquifero, in equilibrio dinamico imposto dalla differenza di carico tra il livello della falda e quello medio del mare. La pianura è caratterizzata da diversi strati con differenti caratteristiche idrodinamiche: livelli produttivi intercalati da acquitardi, con l'aggiunta di un acquitardo alla sommità della serie composto in genere da limi sabbiosi e/o argillosi. Tale sistema poggia in prevalenza su di un substrato argilloso impermeabile, soprattutto nel settore centrale; lungo i suoi limiti laterali sono invece possibili collegamenti idraulici con l'esterno per la presenza di rocce più o meno permeabili. Nelle zone di Bagno Roselle ed Alberese, le formazioni carbonatiche sono in contatto con i livelli produttivi ed è quindi probabile l'esistenza di scambi idrici, in particolare con un'alimentazione naturale dagli ammassi litoidi verso i sedimenti quaternari che aumenta con lo sfruttamento dell'acquifero. La ricarica del sistema è dovuta prevalentemente all'infiltrazione delle precipitazioni sui rilievi circostanti la pianura; ulteriori contributi sono costituiti dalle immissioni d'acqua attraverso il contatto alluvioni-formazioni carbonatiche. Il deflusso naturale si realizza in modo diffuso essenzialmente verso il mare; l'estrazione intensiva dell'acqua di falda per mezzo dei pozzi costituisce il deflusso artificiale.

Nell'acquifero si hanno scambi idrici sia per cause naturali (drenanza, chiusura degli acquitardi) che artificiali (pozzi multifinestrati). I fiumi giocano un ruolo significativo, in particolare l'Ombrone che presenta un efficiente interscambio idrico almeno fino a Grancia, di entità e verso variabili in funzione delle stagioni e degli emungimenti locali; nel tratto restante, le sue connessioni con i livelli produttivi diventano sporadiche in corrispondenza di falde superficiali. Ciò si verifica probabilmente anche per il Bruna, ma solo nella parte più alta della pianura, dato che nella zona studiata assume le caratteristiche di un corso d'acqua sospeso.

Le acque sotterranee sono caratterizzate dalla coesistenza delle principali facies idrochimiche e da locali fenomeni di scambio ionico con la matrice. I rilievi alimentano l'acquifero per mezzo di una circolazione relativamente superficiale e recente di acque di facies HCO_3-Ca ; la composizione SO_4-Ca riscontrata in gran parte della pianura deriva da una circolazione regionale

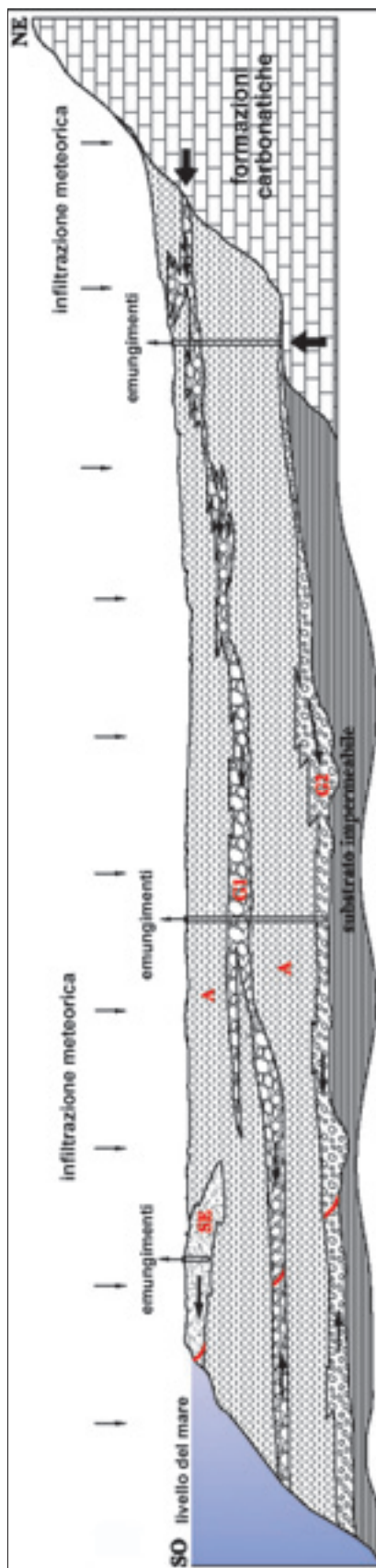


Figura 17. Schema concettuale del sistema acquifero multifalda ospitato nei sedimenti recenti della pianura di Grosseto: **SE** = sabbie costiere (acquifero dunale); **A** = argille limoso-sabbiose (aquitardo); **G1** = ghiaie e sabbie (livello acquifero intermedio); **G2** = ghiaie e sabbie (livello acquifero inferiore). La scala delle altezze è 30 volte quella delle lunghezze.

Figure 17. Conceptual scheme of the multi-aquifer system in Quaternary sediments of the Grosseto plain: **SE** = coastal sand (dunal aquifer); **A** = silty-sandy clay (aquitard); **G1** = gravel and sand (intermediate aquifer layer); **G2** = gravel and sand (lower aquifer layer). The vertical exaggeration is 30x.

più o meno profonda proveniente da nord e contenuta in prevalenza nelle unità evaporitico-carbonatiche di età triassica, talvolta anche con caratteristiche termali, a cui si aggiungono le filtrazioni fluviali nell'alto bacino del Bruna. I forti emungimenti primaverili-estivi, oltre ad abbassare in modo significativo la superficie piezometrica, provocano modificazioni sostanziali dei caratteri fisico-chimici delle falde che possono sintetizzarsi in variazioni di salinità per il maggior richiamo di acque di varia origine (continentale o marina) e tipologia (solfata, clorurata o bicarbonata); lo sfruttamento comporta pure un invecchiamento dell'età media dell'acqua per il maggior richiamo di acque profonde, di origine continentale nei settori centrale e periferico della pianura e di origine marina nel settore più vicino alla costa.

Conclusioni

I dati raccolti e le elaborazioni effettuate indicano che il sottosuolo della pianura di Grosseto è caratterizzato dalla coesistenza di sistemi di flusso di rango diverso, ognuno governato da specifiche relazioni ricarica/recapito e con la posizione dell'interfaccia acqua dolce/acqua salata in equilibrio dinamico con il carico idraulico della falda, che consente il miscelamento in varie proporzioni di acque dolci e salate sia superficiali (recenti) che profonde (antiche).

La ricerca avviata perseguirà il miglioramento delle conoscenze geologiche, idrogeologiche ed idrogeochimiche del sistema acquifero in virtù

dell'implementazione di nuovi dati litostratigrafici, di ulteriori rilevamenti piezometrici, idrometrici, topografici e fisico-chimici e di eventuali prove di pompaggio e/o tracciamento e perforazioni nelle aree costiere. In particolare le indagini saranno concentrate su: interscambi idrici fiume-falda (soprattutto quelli relativi all'Ombrone), mediante ripetuti rilevamenti di dettaglio riguardanti quote, portate fluviali e livelli piezometrici nelle zone circostanti gli alvei con maggiori probabilità di connessione idraulica; stime del volume complessivo d'acqua estratto; modificazioni fisico-chimiche dell'acqua di falda connesse allo sfruttamento per mezzo di rilevamenti specifici in pozzi selezionati e durante l'emungimento.

Tutti questi dati saranno utilizzati per migliorare in modo significativo il modello concettuale del sistema, permettendo quindi la realizzazione di un consistente modello numerico di flusso e trasporto che è strumento essenziale per il monitoraggio dei fenomeni di salinizzazione e la gestione delle locali risorse idriche.

Ringraziamenti

La ricerca è stata parzialmente finanziata dall'Amministrazione Provinciale di Grosseto. Gli autori ringraziano il Dott. Geol. Stefano Bianchi (Giano Ambiente s.r.l.) ed il Dott. Geol. Simone Rossi (Bacino Regionale Ombrone) per la collaborazione prestata durante lo studio.

Bibliografia

- A.A.T.O. 6, 1998. Valutazione del bilancio idrico ed idrogeologico dell'Ambito Territoriale Ottimale n. 6 "Ombrone": relazione finale. Relazione inedita a cura del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Siena (Responsabile dello studio: Prof. M. Salleolini).
- AA.VV., 1982. Carta delle temperature sotterranee in Italia alla profondità di 2000 dal piano campagna. In "Contributo alla conoscenza delle risorse geotermiche del territorio italiano", CNR-PFE, SPEG, RF 13, Roma.
- Agati L., Barbieri M., Bazzoli P., Dall'Aglio M., Mantelli F., Palmieri R., Venanzi G., 2001. Drinking water quality in the Grosseto Province, Tuscany, Italy: an appraisal on the basis of the study of water rock interaction. Proceedings of the Water Rock Interaction (WRI-10) International Congress, Cagliari, June 2001, 2, 1059-1062.
- Alessio M., Allegri L., Antonioli F., Belluomini G., Improta S., Manfra L., Preite M., 1997. La curva di risalita del livello del Mare Tirreno negli ultimi 43 ka ricavata da datazioni su speleotemi sommersi e dati archeologici. Mem. Descr. Serv. Geol. Naz., 52, 235-256.
- Angelini A., Barazzuoli P., Cucini S., Mocenni B., Renai I., Rigati R., Salleolini M., 2000. Idrogeologia della bassa valle dei fiumi Osa e Albegna (Toscana meridionale). Quaderni di Geologia Applicata, Pitagora Ed., Bologna, 7 (3), 5-21.
- Antonioli F., Oliverio M., 1996. Holocene relative sea-level rise recorded by fossil mussel shells in submerged speleothem in the Mediterranean Sea. Quaternary Research, 45, 241-244.
- Archie G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions of American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, 146, 54-62.
- Avio C.M., Bianchi S., Marchetti M.R., 1995. Prima valutazione del chimismo delle acque della pianura di Follonica e di Scarlino e dei rilievi contermini (Provincia di Grosseto). Geologia Tecnica & Ambientale, 3/1995, 45-56.
- Barazzuoli P., Salleolini M., 1993. L'acqua: risorsa, rischio e pianificazione. In: "La storia naturale della Toscana meridionale", Pizzi Ed., Milano, 173-246.
- Barazzuoli P., Izzo S., Melone A., Menicori P., Salleolini M., 1991. L'acquifero subordinato al F. Ombrone presente nel settore orientale del Comune di Grosseto (Toscana meridionale): prime conoscenze idrodinamiche ed idrochimiche. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, 98, 307-326.
- Barazzuoli P., Guasparri G., Salleolini M., 1993. Il clima. In: "La storia naturale della Toscana meridionale", Pizzi Ed., Milano, 140-171.
- Barazzuoli P., Bouzelboudjen M., Cucini S., Kiraly L., Menicori P. & Salleolini M., 1999. Olocenic alluvial aquifer of the River Cornia coastal plain (southern Tuscany, Italy): database design for groundwater management. Environmental Geology, 39 (2), 123-143.
- Barazzuoli P., Benucci C., Cucini S., Mocenni B., Renai I., Rigati R., Salleolini M., 2000. Nuove conoscenze idrogeologiche sull'acquifero plio-pleistocenico della bassa valle del Fiume Cecina (Prov. di Livorno e Pisa). Acque Sotterranee, Ed. Geo-Graph, Seagate (Milano), 66, 23-35.
- Barazzuoli P., Mocenni B., Rigati R., Salleolini M., 2003. L'influenza della variabilità climatica sulle risorse idriche rinnovabili della Toscana meridionale. Atti del I Congresso Nazionale A.I.G.A., Chieti, 19-20 febbraio 2003, Rendina Ed., Roma, 55-68.
- Barazzuoli P., Nocchi M., Rigati R., Salleolini M., 2005. Modellizzazione numerica del sistema acquifero della pianura costiera del fiume Albegna (Toscana meridionale). Quaderni di

- Geologia Applicata, Pitagora Ed., Bologna, 12 (2), 5-26.
- Barazzuoli P., Bianchi S., Nocchi M., Rigati R., Salleolini M., 2007. Studio idrogeologico della pianura costiera di Follonica-Scarlinò (Toscana meridionale). Quaderni di Geologia Applicata, Pitagora Ed., Bologna, 13(1-2), 19-34.
- Barazzuoli P., Nocchi M., Rigati R., Salleolini M., 2008. A conceptual and numerical model for groundwater management: a case study on a coastal aquifer in southern Tuscany. *Hydrogeology Journal*, 16(8), 1557-1576.
- Barrocu G., 2003. Seawater intrusion in coastal aquifers of Italy. In: López-Geta J.A., Gómez J. de D., de La Orden J.A., Ramos G., Rodríguez L. (Eds.), *Coastal Aquifers Intrusion Technology: mediterranean Countries*, tomo II, Madrid, 207-223.
- Bates B.C., Kundzewicz Z.W., Wu S., Palutikof J.P. (Eds.), 2008. *Climate Change and Water*. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secretariat, Geneva, 2008, 210 pp.
- Bellotti P., Belluomini G., Bergamin L., Carboni M.G., Di Bella L., Improta S., Letuova P.P., Mera L., Potyomkina T.G., Valeri P., Vesica P., 2001. Nuovi dati cronostratigrafici sul sottosuolo della pianura deltizia del Fiume Ombrone (Toscana meridionale). *Studi Costieri*, 4, 33-42.
- Bencini A., Pranzini G., 1992. The salinization of groundwater in Grosseto Plain (Tuscany). In: "Custodio E. & Galofré A. (eds.), *Proc. SWIM 92*", 1-6 November, Barcellona, 161-175.
- Bencini A., Pranzini G., 1996. Groundwater salinization in Southern Tuscany (Italy). *Proceedings of the 14th Salt Water Intrusion Meeting*, Uppsala, Report n. 87, Geological Survey of Sweden, 261-270.
- Bencini A., Duchi V., Martini M., 1977. *Geochemistry of thermal springs of Tuscany (Italy)*. *Chemical Geology*, 19, 229-252.
- Bencini A., Gimenez Forcada G., Pranzini G., 2001. Salinization in coastal plain of Grosseto: hydrochemical study. *Proceedings of the Water Rock Interaction (WRI-10) International Congress*, Cagliari, June 2001, 517-520.
- Bianchi S., Fanciulletti F., Masotti A., 1997. Prima valutazione del chimismo delle acque delle Colline Metallifere. Comuni di Follonica, Massa M.ma, Scarlinò, Gavorrano, Monterotondo M.mo, Pontieri (provincia di Grosseto). *Geologia Tecnica & Ambientale*, 2/1997, 45-61.
- Bianchi S., Biserni G., Nocchi M., Pizzetti E., Protano G., Salleolini M. & Sandrelli F., 2006a. L'intrusione salina nella zona di Orbetello-Ansedonia. *Etrurianatura*, 2007, 51-64.
- Bianchi S., Biserni G., Nocchi M., Pizzetti E., Protano G., Salleolini M., Sandrelli F., 2006b. Ansedonia: simulazione degli effetti dell'emungimento delle acque sotterranee. *Periodico Trimestrale dell'Ordine dei Geologi della Toscana "Il Geologo"*, 64, 5-12.
- Bianchi S., Nocchi M., Salleolini M., 2011. Hydrogeological investigations in southern Tuscany (Italy) for coastal aquifer management, AQUAmundi, Scribo s.r.l., Firenze, 2 (1) (in stampa).
- Biserni G., 2004. Ricostruzione dell'evoluzione stratigrafica, paleogeografica e paleoambientale olocenica della pianura alluvionale del Fiume Ombrone (Toscana meridionale, Italia). Tesi di Dottorato di Ricerca in "Scienze della Terra", Università degli Studi di Siena (XV ciclo), 221 pp.
- Bonnet M., Margat J., 1976. Aide-mémoire sur l'évaluation des ressources en eau des aquifères subordonnés aux cours d'eau. *Bull. B.R.G.M. (deuxième série)*, section III, 3-4, 115-124.
- Boyd R., Dalrymple R.W., Zaitlin B.A., 2006. Estuarine and incised-valley facies models. In: "Facies Models Revisited", *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication*, 84, 175-240.
- Bravetti L., Pranzini G., 1987. L'evoluzione quaternaria della pianura di Grosseto (Toscana): prima interpretazione dei dati di sottosuolo: *Geografia Fisica & Dinamica Quaternaria*, 10, 85-92.
- Cronican A.E., Gribb M.M., 2004. Hydraulic conductivity predictions for sandy soils. *Ground Water*, 42 (3), 459-464.
- Dalrymple R.W., Zaitlin B.A., Boyd R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 123-147.
- Draghi F., 2004. Modellizzazione numerica del sistema acquifero della pianura compresa tra il F. Ombrone e Talamone. Tesi di Laurea inedita, Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Siena, A.A. 2003-2004 (Relatore: Prof. M. Salleolini).
- Doveri M., Lelli M., Mussi M., Raco B., 2008. Le analisi isotopiche come strumento per la valutazione dell'impatto delle discariche RSU sui corpi idrici. *Giornale di Geologia Applicata*, 9(1), 29-38.
- Federici P.R., Mazzanti R., 1995. Note sulle pianure costiere della Toscana. *Mem. Soc. Geogr. It.*, 53, 165-270.
- Gabbani G., Gargini A., 1992. An application of the Archie's law to the hydrogeological investigation of an alluvial coastal plain. *Proceedings of the 12th Salt Water Intrusion Meeting*, Barcellona, November 1992, 617-630.
- Longinelli A., Selmo E., 2003. Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map. *Journal of Hydrology*, 270, 75-88.
- López-Geta J.A., Gómez J. de D., de la Orden J.A., Ramos G., Rodríguez L. (Eds.), 2003. *Coastal aquifers intrusion technology: mediterranean countries*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, tomo II.
- Mazzanti R., 1983. Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'Arcipelago di Toscana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 102, 419-556.
- Mazzanti R., 2008. Elementi per la storia del clima in Toscana dal Miocene all'Olocene. Felici Editore s.r.l., Ghezzano (Pisa), 141 pp.
- Piper A. M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. *Trans. Amer. Geophys. Union.*, 25, 914-923.
- Pranzini G., 1986. Quantity and quality problems of some tuscan aquifers. *Mem. Soc. Geol. It.*, 31, 267-285.
- Pranzini G., 1987. Degradazione della qualità e della potenzialità di alcune falde idriche della Toscana. *Atti del I Congresso Internazionale di Geoidrologia su: L'antropizzazione e la degradazione dell'ambiente fisico*, Firenze, 2-6 dicembre 1987, 495-510.
- Regione Toscana - Ufficio del Genio Civile di Grosseto, 1994. Indagini geofisiche per studi idrogeologici nella pianura grossetana da Castiglione ad Orbetello. Relazione inedita a cura della Georisorse Italia (Sinalunga, SI).
- Regione Toscana - Dipartimento Agricoltura e Foreste, 1995. Studio della salinizzazione delle acque di sottosuolo dell'area costiera tra Castiglione della Pescaia e Orbetello: relazione conclusiva. Relazione inedita a cura del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Firenze (Responsabile dello studio: Prof. G. Pranzini).
- Regione Toscana - Giunta Regionale, 2003. Acquisizione del quadro conoscitivo relativo alla qualità delle acque superficiali ed a specifica destinazione, ai sensi del D.Lgs 152/99 e successive modificazioni. Attuazione della delibera di Giunta Regionale n. 101/2003 (Direttive all'AR.P. A.T. per l'attività negli anni 2003-04-05). Deliberazione n. 225 del 10 marzo 2003, Supplemento al Bollettino Ufficiale della Regione Toscana n. 14 del 2/4/2003.
- Rossi S., 1996. Studio idrogeologico ed idrogeochimico del sottosuolo della Pianura di Grosseto: settore compreso tra Castiglione della Pescaia ed il Padule di Castiglione. Tesi di Laurea inedita, Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Siena, A.A. 1994-1995 (Relatore: Prof. M. Salleolini).
- Shepherd R.G., 1989. Correlations of permeability and grain size. *Ground Water*, 27 (5), 633-638.
- Sperry J.M., Peirce J.J., 1995. A model for estimating the hydraulic conductivity of granular material based on grain shape, grain size, and porosity. *Ground Water*, 33 (6), 892-898.
- Thornthwaite C. W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geograph. Review*, 38, 55-94.
- Turacchi F., 2003. Studio idrogeologico dell'alto bacino del Fiume Bruna (Prov. di Grosseto). Tesi di Laurea inedita, Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Siena, A.A. 2002-2003 (Relatore: Prof. M. Salleolini).
- Zuppi G.M., Fontes C., Letolle R., 1974. Isotope du milieu et circulation d'eaux sulfurées dans le Latium. In: "Isotope Techniques in Groundwater Hydrology", I.A.E.A., Vienna.

Le risorse idriche sotterranee dell'alto bacino del fiume Aso (Parco Nazionale dei Monti Sibillini): studio idrogeologico e valutazione dello stato di utilizzazione

Lucia Mastrorillo¹, Torquato Nanni², Marco Petitta¹, Paola Maria Vivalda²,
Francesca Banzato¹, Stefano Palpacelli²

¹ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza", P.le Aldo Moro 5, 00185 Roma

² Dipartimento di Scienze e Ingegneria della Materia, dell'Ambiente ed Urbanistica, Università Politecnica delle Marche, Ancona

Autore Corrispondente: Marco Petitta, marco.petitta@uniroma1.it, tel 0649914834, fax 064454729

Groundwater resources of the Upper Basin of Aso River (Sibillini Mts. National Park): hydrogeological study and management evaluation

ABSTRACT: Groundwater of the Aso River, included in the National Park of Sibillini Mounts, has been evaluated and characterized by discharge, chemical and isotopic measurements. The total amount of base flow in 2009, mainly due to streambed springs, is about 1800 L/s, 530 of those are tapped for drinking use by a tunnel drainage. The main aquifer is represented by the Basal Aquifer, whose recharge area extends south of the streambed springs of Foce and it has been evaluated by geological and tectonic surveys. Chemical and isotopic analyses allow to distinguish between groundwater contribution from the Basal Aquifer respect to the other two of Maiolica and Scaglia Aquifers. Locally, the tunnel drainage caused a water table drop responsible for the disappearance of Foce Lake. Utilization of groundwater is due for 28% to drinking use and for about 60% to hydropower, requiring a new optimization of groundwater use in a protected area.

Key-verbs: Hydrogeology, Protected areas, Water resources, Drinking exploitation, Water use

Termini chiave: Idrogeologia, Aree protette, Risorse idriche, Captazione idropotabile, Utilizzazione della risorsa

Riassunto

In questa sede viene presentato un caso di studio relativo al grado di utilizzazione delle sorgenti presenti nell'alto bacino del fiume Aso nelle Marche, da considerarsi rappresentativo di una situazione diffusa nel territorio del Parco Nazionale dei Monti Sibillini e nell'intero Appennino carbonatico umbro-marchigiano. Il fiume Aso si origina alle pendici nord orientali del Monte Vettore, da un complesso sistema di emergenze naturali ed artificiali, con una portata media complessiva di circa 1500 L/s, in parte emergenti nella galleria drenante del sistema di captazione che preleva una portata media di 530 L/s.

Il fiume, che scorre trasversalmente alle dorsali carbonatiche, incide i tre complessi acquiferi della Corniola e Calcarea Massiccio indifferenziati, della Maiolica e della Scaglia calcarea, ricevendo consistenti apporti idrici alla portata del flusso di base, costituendo il principale punto di recapito del versante orientale dei Monti Sibillini. Il rilevamento idrogeologico, basato su misure seriate della portata fluviale e caratterizzazione idrochimica ed isotopica, è stato integrato da un rilevamento geologico-strutturale del settore carbonatico del bacino del fiume Aso in cui l'analisi del sistema di fratturazione è stata associata alla valutazione della

conducibilità idraulica dei litotipi affioranti. Le misure di portata sono rappresentative della portata del flusso di base del corso d'acqua, alimentato esclusivamente da acque sotterranee, che nel periodo maggio – novembre 2009 è stato valutato in 1800 L/s, comprensivo della portata derivata per scopi idropotabili e idroelettrici. Il confronto delle misure di portata eseguite in alveo ha consentito di individuare i tratti di alveo in cui sono presenti sorgenti lineari rendendo possibile distinguere le circolazioni idriche separate nei differenti acquiferi calcarei. Anche i risultati delle analisi chimiche e isotopiche effettuate sugli stessi campioni indicano una differenziazione dei circuiti sotterranei che alimentano le sorgenti individuate, a seconda del differente acquifero di alimentazione.

L'interpretazione geologico-strutturale conferma l'ipotesi di partenza di un'area di ricarica dell'acquifero basale estesa oltre Monte Vettore nel settore meridionale del gruppo dei Monti Sibillini, di cui ancora non sono noti con precisione i limiti idrostrutturali. La prevalente direzione meridiana delle principali famiglie di fratture confermerebbe una direttrice di flusso sotterraneo prevalente diretta verso nord nell'acquifero basale. L'analisi dei dati ha consentito di definire anche il contesto idrogeologico locale del laghetto di Foce, che

nel corso degli anni ha mostrato una particolare vulnerabilità all'attività dell'opera di captazione idropotabile. Le risorse idriche sotterranee presenti sono attualmente soggette ad un intenso sfruttamento che include una captazione per scopi idropotabili di circa 500 L/s, corrispondente al 28% della disponibilità, cui si aggiungono due derivazioni per scopi idroelettrici per un totale di 1100 L/s, pari al 60% della disponibilità idrica del Fiume Aso. In questo contesto di utilizzazione della risorsa idrica qualunque intervento di nuova pianificazione e razionalizzazione della gestione della risorsa idropotabile richiede una riorganizzazione degli usi idroelettrici.

Introduzione

Il territorio del Parco Nazionale dei Monti Sibillini è costituito prevalentemente da dorsali carbonatiche sedi di acquiferi di importanza strategica, che costituiscono la principale fonte di approvvigionamento idropotabile del territorio regionale. Le risorse idriche disponibili, inoltre, sono utilizzate da circa un secolo per la locale produzione idroelettrica. I criteri di gestione delle risorse idriche di questo territorio, quindi, devono rispondere alle esigenze di uno sfruttamento che soddisfi anche le aspettative di tutela del ricco patrimonio ambientale presente nell'area del parco.

La difficoltà di raggiungere soluzioni operative in questa direzione ha portato le amministrazioni locali a collaborare con la comunità scientifica nella consapevolezza che la gestione ottimale della risorsa idrica richieda un'adeguata conoscenza dei processi che ne regolano la circolazione idrica sotterranea, soprattutto in un acquifero fratturato. Le ricerche idrogeologiche sugli acquiferi carbonatici dei Monti Sibillini, avviate nel 1992 dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Roma La Sapienza, proseguite successivamente dal Dipartimento di Scienze e Ingegneria della Materia, dell'Ambiente ed Urbanistica dell'Università Politecnica delle Marche, sono tuttora in corso e stanno progressivamente delineando un quadro idrogeologico regionale sempre di maggior dettaglio dell'area soggetta alla tutela del Parco (Boni & Petitta, 2007, Marcellini et alii, 2005, Mastrorillo et alii, 2009, Nanni et alii, 2006, Boni et alii, 2010).

In questa nota vengono presentati i primi risultati di uno studio congiunto delle due Università citate, in collaborazione con il CIIP S.p.A, gestore degli impianti di approvvigionamento idropotabile della provincia di Ascoli Piceno. Il caso di studio proposto, relativo all'utilizzazione delle sorgenti presenti nell'alto bacino del fiume Aso, può considerarsi rappresentativo di una situazione diffusa, oltre che in tutto il territorio del Parco dei Sibillini, nell'intero Appennino carbonatico umbro-marchigiano.

Inquadramento geologico-strutturale e idrogeologico dell'alto bacino del fiume Aso

Il bacino montano del fiume Aso è ubicato nel versante sud-orientale dei Monti Sibillini, che corrispondono all'area di affioramento più meridionale del dominio carbonatico umbro-marchigiano. I Monti Sibillini sono costituiti da depositi sedimentari meso-cenozoici sottilmente stratificati di ambiente pelagico, caratterizzati da un'alternanza di litotipi schiettamente calcarei e litotipi prevalentemente marnosi (Chiocchini et alii, 1976; Centamore & Micarelli, 1991; Deiana & Marchegiani, 2002). La base della successione pelagica poggia su calcari liasici massivi di piattaforma fortemente disarticolati dalla tettonica distensiva del Lias medio, legata alle fasi precoci di apertura dell'oceano Ligure-Piemontese (Passeri, 1994). La successione stratigrafica affiorante si discosta da quella tipica umbro-marchigiana per la presenza di blocchi calcarenitici e calciruditici inglobati in vari livelli sedimentari, formati da materiale calcareo-clastico risedimentato, proveniente da alti strutturali locali e, soprattutto, dal margine della Piattaforma Laziale-Abruzzese (Calamita et alii, 1994).

L'assetto geologico-strutturale dei Monti Sibillini è quello tipico di una catena a pieghe e sovrascorrimenti a prevalente vergenza orientale, in cui gli sforzi tettonici compressivi hanno determinato l'accavallamento dei termini più antichi della successione umbro-marchigiana sui depositi più recenti, in corrispondenza di una serie di sovrascorrimenti e faglie inverse, ben evidenti lungo i fianchi orientali delle dorsali anticlinali. Il fronte di sovrascorrimento più esterno è quello dei Monti Sibillini (Figura 1), che presenta un andamento arcuato analogo a quello dei sovrascorrimenti più occidentali di Visso e di Monte Cavallo (Calamita et alii, 1994) e delimita, lungo il versante adriatico, le dorsali carbonatiche umbro-marchigiane, raccordandosi verso sud con la "Linea Ancona – Anzio" a circa 30 chilometri di distanza dal suo affioramento nel bacino del fiume Aso. Il fronte tettonico costituisce il principale elemento strutturale regionale e ha prodotto il sovrascorrimento delle formazioni carbonatiche mesozoiche interne sulle formazioni emipelagiche paleogeniche più esterne. Solo localmente (Monte Vettore) le unità di letto del fronte sono costituite da depositi torbiditici del Tortonian – Messiniano (Pierantoni et alii, 2005).

La fase tettonica compressiva, associata ad elementi traslativi secondari e faglie disgiuntive di trascinamento, ha prodotto evidenti modifiche all'originale assetto stratigrafico regionale, ulteriormente complicato dagli effetti della successiva fase tettonica distensiva, che ha dato origine alla depressione di Castelluccio di Norcia, sul versante occidentale del Monte Vettore (Calamita & Pizzi, 1992).

Gli elementi strutturali descritti hanno un prevalente andamento meridiano e assumono un ruolo determinante



Figura 1 – Schema geologico – strutturale del settore meridionale dei Monti Sibillini; a) formazioni emipelagiche paleogeniche; b) formazioni carbonatiche mesozoiche; c) depressioni tettoniche intramontane; d) principali sovrascorrimenti; e) principali lineamenti tettonici distensivi (da Calamita et alii, 1994, modificato)

Figure 1 - Geological-structural scheme of the Southern Sibillini Mts.; a) Paleogenic emipelagic deposits; b) Mesozoic carbonate deposits; c) intramontane tectonic depressions; d) Main thrusts; e) main normal faults (modified after Calamita et alii, 1994).

nell'assetto idrostrutturale del territorio ed in particolare nella delimitazione dei grandi acquiferi regionali e nella identificazione delle principali direttrici del deflusso idrico sotterraneo che presentano generalmente un andamento a loro parallelo.

La continuità della fascia di intensa deformazione del fronte di sovrascorrimento dei Monti Sibillini e le unità terrigene sottostanti assicurano la continuità della chiusura idraulica lungo il bordo orientale del sistema idrogeologico regionale. Le principali emergenze di acqua sotterranea si trovano, infatti, in prossimità del fronte di sovrascorrimento, in corrispondenza delle incisioni vallive che hanno raggiunto la locale quota di saturazione della circolazione idrica sotterranea.

Il fiume Aso si origina alle pendici nord-orientali del Monte Vettore, da un complesso sistema di emergenze naturali ed artificiali, con una portata media complessiva di circa 1500 L/s, che vengono a giorno fra quota 950 e 830 m, in parte nell'alveo del fiume e in parte nella galleria drenante del sistema di captazione attualmente gestito dal CIIP Spa che preleva, da gallerie poste a quote superiori a 910 m, una portata media di 530 L/s. Il bacino di alimentazione dell'intero sistema sorgivo è costituito dall'affioramento dei complessi idrogeologici del dominio carbonatico umbro-marchigiano, caratterizzati

da un'alternanza di aquiclude e/o aquitard (Complesso calcareo-silico-marnoso, Marne a Fucoidi, Scaglia Cinerea) che chiudono o limitano la circolazione idrica sotterranea che si attiva nei complessi prevalentemente calcarei della Corniola e Calcarea Massiccio indifferenziati, della Maiolica e della Scaglia calcarea (Figura 2).

Il fiume, che scorre trasversalmente alle dorsali carbonatiche, incide i tre complessi acquiferi, ricevendo consistenti apporti idrici alla portata del flusso di base. Il sistema sorgivo descritto costituisce quindi il principale punto di recapito di una vasta ed articolata circolazione idrica sotterranea che coinvolge le principali sorgenti del versante orientale dei Monti Sibillini.

Il quadro idrogeologico regionale, ricostruito da Boni & Petitta (2007), inserisce le sorgenti dell'alto bacino dell'Aso nel Sistema Idrogeologico dei Monti Sibillini Orientali (Figura 3) che comprende un'area di circa 120 km² a prevalente estensione Nord – Sud fra Bolognola e le pendici meridionali del Monte Vettore. In questo sistema viene riconosciuta un'unica circolazione idrica profonda, nell'acquifero basale, che alimenta le sorgenti presenti nell'alto bacino del Fiume Fiastrone e nei bacini del Tennacola, Ambro, Tenna, Aso e Fluvione con una portata complessiva di 3240 L/s.

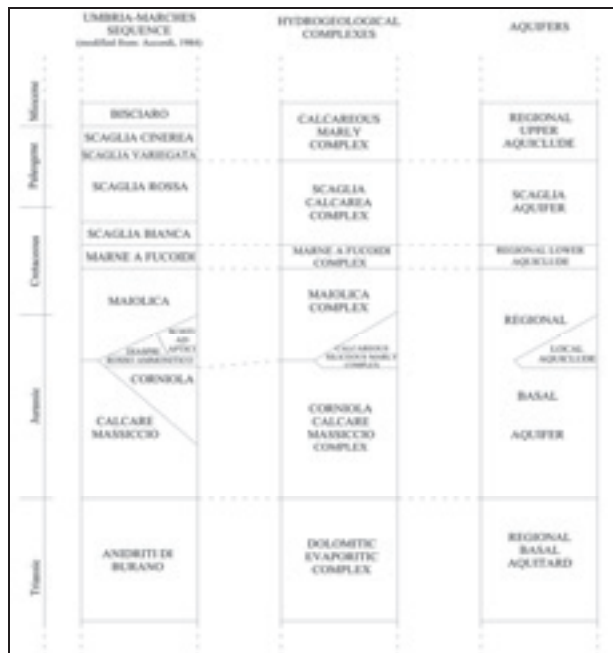


Figura 2 – Relazione fra successione stratigrafica, complessi idrogeologici e principali acquiferi del dominio carbonatico umbro-marchigiano (da Mastrorillo et alii, 2009).

Figure 2 - Relationships among stratigraphic sequence, hydrogeological complexes and main aquifers of the Umbria-Marchean carbonate domain (after Mastrorillo et alii, 2009).

La circolazione si svolgerebbe prevalentemente nel Complesso Calcereo Basale costituito dalle formazioni del Calcare Massiccio e Corniola e la sua area di ricarica corrisponderebbe prevalentemente agli estesi affioramenti dei Complessi della Maiolica, della Scaglia Calcareo e del Calcare Massiccio. Il modello a scala regionale, proposto dagli Autori, ipotizza quindi una continuità idraulica della circolazione idrica nei tre complessi calcarei, non prevedendo una loro differenziazione in acquiferi separati.

Dividendo il valore medio della portata complessivamente alimentata dall'acquifero basale per l'estensione della probabile area di alimentazione (106,8 km²), è stato calcolato un valore di infiltrazione efficace medio di 957 mm/anno, corrispondente a circa il 90% della precipitazione efficace media annua, che, nel territorio considerato, è compresa fra 900 e 1000 mm/anno (Boni & Petitta, 2007).

Gli Autori attribuiscono alle sorgenti dell'alta valle dell'Aso una portata media totale di 1415 L/s, comprensiva del prelievo idropotabile di 535 L/s e delle derivazioni idroelettriche. Dal confronto della portata media totale delle sorgenti dell'Aso con il valore di infiltrazione proposto nel modello, è stata ipotizzata un'area di ricarica delle sorgenti del fiume Aso estesa per almeno 50 km² in corrispondenza del settore più meridionale del sistema dei Monti Sibillini Orientali.

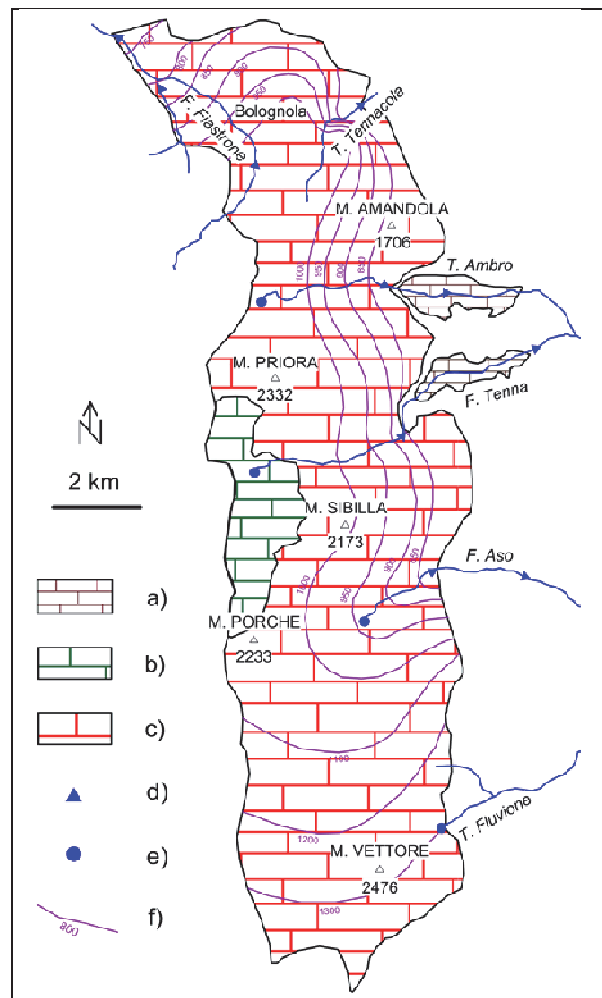


Figura 3 – Modello idrogeologico concettuale del sistema idrogeologico dei Monti Sibillini Orientali; a) acquifero della scaglia Calcareo del T. Ambro e del F. Tenna; b) acquifero sospeso della maiolica (sorgenti del Tenna); c) acquifero basale; d) sorgente lineare; e) sorgente puntuale; f) isopiezia dell'acquifero basale (da Boni & Petitta, 2007 modificato).

Figure 3 - Hydrogeological conceptual model of Eastern Sibillini Mts.; a) Scaglia Calcareo aquifer of Ambro and Tenna Rivers; b) perched aquifer of Maiolica (Tenna springs); c) Basal aquifer; d) streambed spring; e) spring; f) isophreatic line of basal aquifer (modified after Boni & Petitta, 2007).

L'impatto ambientale della captazione della sorgente di Foce

Il fiume Aso si origina dalle sorgenti di Foce, la cui emergenza più elevata si trova circa 500 m a monte dell'abitato di Foce ad una quota di circa 950 m. Le acque sorgive confluiscono in un alveo definito in corrispondenza dell'emissario del laghetto di Foce (940 m s.l.m.), il cui deflusso, dopo 400 m a quota 915 m, raggiunge una portata dell'ordine del metro cubo (Manfredini, 1969).

Questo sistema di emergenze naturali, caratterizzate

da una portata complessiva stabile ed elevata, hanno costituito da sempre un punto di riferimento insostituibile per l'approvvigionamento idrico regionale, destinato a soddisfare le esigenze della pianura antistante e dei centri costieri adriatici.

Gli studi per la realizzazione dell'attuale impianto di captazione della sorgente per conto del Consorzio Idrico Intercomunale del Piceno iniziarono nel 1969 e proseguirono fino al 1977 (Manfredini, 1969, 1976), quando fu realizzato un sistema di due gallerie drenanti con imbocco a quota 910 m, circa 500 m a valle dell'abitato di Foce (Figura 4). Le gallerie, che si sviluppano per circa 1000 m nel versante sinistro della valle, hanno attraversato l'intera formazione della Corniola e hanno raggiunto la falda idrica all'interno del Calcare Massiccio fino a prelevare una portata massima di 650 L/s (Cavallo, 1993). La realizzazione delle due gallerie drenanti ha prodotto un abbassamento localizzato del livello di falda di circa 20 m (Manfredini, 1976); successivamente alla messa in funzione dell'opera di captazione, attualmente gestita dalla società CIIP Spa, è stato rilevato un evidente abbassamento del livello idrico del laghetto di Foce, fino ad un suo parziale prosciugamento nei periodi di forte magra (Cavallo, 1993).

Gli abbassamenti periodici del livello idrico del laghetto di Foce osservati durante i periodi di forte magra, che i residenti e le associazioni ambientaliste

locali imputano alla realizzazione delle gallerie di captazione, in assenza di dati relativi al periodo antecedente alla loro costruzione, inducono ad effettuare approfondimenti finalizzati a chiarire i reali rapporti tra il laghetto stesso, le perdite sul fondo, l'apporto del fosso della Cerasa e la piezometrica dell'asse vallivo.

Il criterio di progettazione degli interventi di pianificazione ambientale e gestione del territorio adottato dal Parco Nazionale dei Monti Sibillini, a partire dall'istituzione del Parco nel 1993, è stato quello di conciliare le soluzioni dei locali problemi ambientali con l'attività di sfruttamento delle acque sotterranee, in relazione anche ad una sempre più pressante richiesta di utilizzazione della risorsa idrica.

La realizzazione di interventi operativi in tal senso ha richiesto, in primo luogo, un'analisi scientifica delle varie ipotesi formulate sulle possibili conseguenze dirette della captazione della sorgente di Foce, tra cui quella che relaziona la progressiva riduzione del Lago di Pilato (1940 m s.l.m.) all'attività di prelievo di acqua sotterranea della captazione della sorgente di Foce.

Il Lago di Pilato, che costituisce una delle principali attrattive turistiche del Parco Nazionale, è ubicato a quota 1940 m alle pendici occidentali del monte Vettore e occupa il fondo di un vasto circo glaciale, impostato lungo una faglia subverticale che giustappone il Calcare Massiccio alla Corniola (Passeri, 2001).

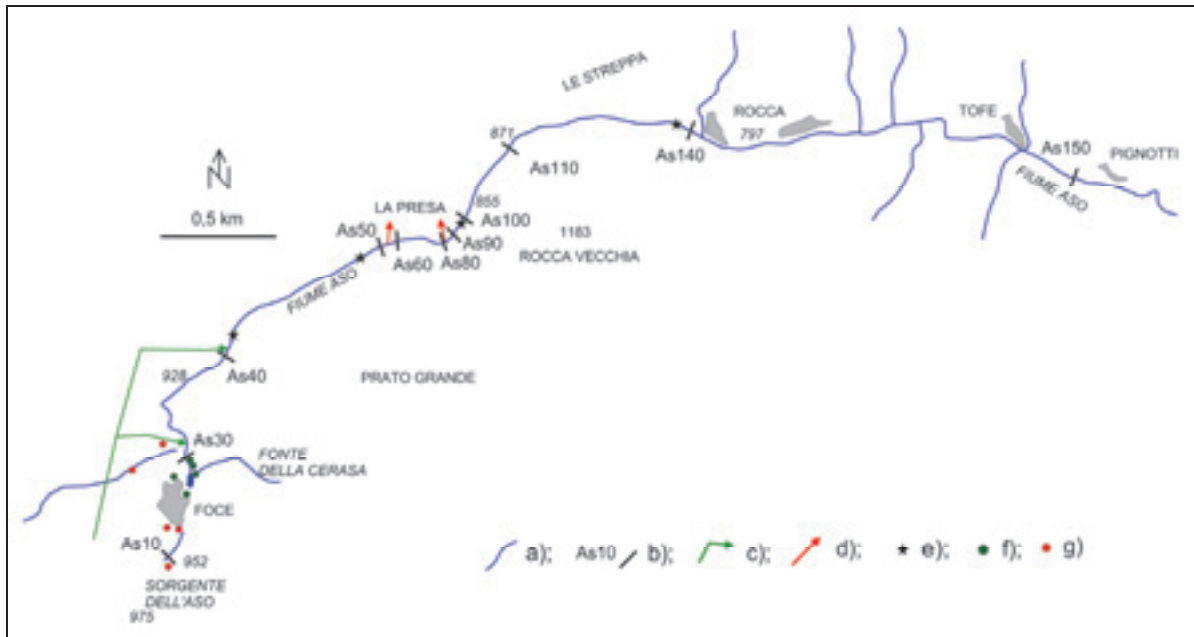


Figura 4 - Schema dell'ubicazione delle opere di captazione/derivazione e dei punti di monitoraggio idrogeologico lungo il corso del Fiume Aso. a) reticolo di drenaggio, b) sezioni di misura della portata in alveo; c) captazione idropotabile CIIP (le frecce indicano le restituzioni in alveo dell'esubero della captazione), d) derivazioni ENEL per uso idroelettrico; e) idrometri; f) piezometri esistenti; g) piezometri di nuova installazione.

Figure 4 - Location of withdrawals and monitoring sections along the Aso River. a) drainage network; b) discharge measurement sites; c) drinking withdrawal of CIIP (arrows show overflow restitution to the River); d) hydroelectric diversions; e) hydrometric gauges; f) preexisting piezometers; g) new piezometers.

I risultati del presente studio idrogeologico, descritti nei paragrafi successivi, consentono di escludere l'esistenza di qualsiasi connessione idraulica sotterranea diretta fra l'acquifero delle sorgenti di Foce e il sistema di alimentazione del Lago di Pilato. L'estensione dello specchio d'acqua, alimentato dalle acque dei locali ghiacciai perenni, è soggetto a forti oscillazioni in funzione delle caratteristiche climatiche del periodo; inoltre il suo progressivo interrimento è favorito dalla deposizione di ghiaie dalla coltre detritica che fascia la base del versante occidentale del Monte Vettore (Passeri, 2001). A conclusione di questa breve descrizione della situazione idroambientale del tratto montano del bacino dell'Aso, si ritiene opportuno segnalare l'esistenza, a valle della sorgente di Foce, di due derivazioni per uso idroelettrico preesistenti all'impianto di captazione CIIP (Figura 4), che in passato prosciugavano (Manfredini, 1969) e attualmente riducono considerevolmente la portata del fiume, contribuendo all'alterazione dell'equilibrio ambientale della valle.

Rilevamento geologico-strutturale e idrogeologico

Nel 2009 è stato realizzato un rilevamento idrogeologico di dettaglio nell'alta valle dell'Aso al fine di acquisire dati aggiornati per l'allestimento di un modello idrogeologico concettuale del sistema studiato.

Il rilevamento idrogeologico è stato integrato da un rilevamento geologico-strutturale del settore carbonatico del bacino del fiume Aso in cui l'analisi del sistema di fratturazione è stata associata alla valutazione della conducibilità idraulica dei litotipi affioranti, applicando il metodo statistico-strutturale di Kiraly *et alii* (1971).

L'analisi geologico-strutturale dell'area ha

evidenziato un edificio strutturale composto da due unità tettoniche sovrapposte (unità di tetto e unità di letto) costituite dal multilayer sedimentario umbro-marchigiano; la sovrapposizione dei due elementi avviene in corrispondenza del fronte di sovrascorrimento dei Monti Sibillini, principale elemento tettonico dell'area (Figura 5).

L'unità di tetto è caratterizzata da un'anticlinale asimmetrica orientata in direzione circa N-S, a vergenza orientale. Il nucleo dell'anticlinale è costituito da Calcarea Massiccio e la formazione più recente rinvenuta su entrambi i fianchi della piega è quella dalla Scaglia Rossa. Il fianco orientale risulta spesso verticale o rovescio, mentre il fianco occidentale, blandamente inclinato, è dislocato da faglie normali plio-quadernarie ad andamento NNW-SSE e WNS-ESE, per lo più ad alto angolo, che hanno originato le depressioni tettoniche dei Piani di Castelluccio, ad occidente dell'allineamento Monte Vettore – Monte Porche.

L'unità di letto, che affiora nell'area pedemontana, è caratterizzata anch'essa da motivi plicativi di dimensioni estremamente variabili, tutti con vergenza orientale e nord-orientale.

L'unità tettonica ha coinvolto le formazioni emipelagiche paleogeniche (Scaglia cinerea, Marne con Cerrognia, Marne a Pteropodi) e, in maniera subordinata, la Formazione della Laga.

Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini, nell'area di studio, si sviluppa con direzione N-S dalla valle dell'Aso fino alle pendici del M. Vettore, per poi subire una deviazione e disporsi circa ENE-WSW fino a M. Vettore, dove torna progressivamente ad assumere la direzione N-S.

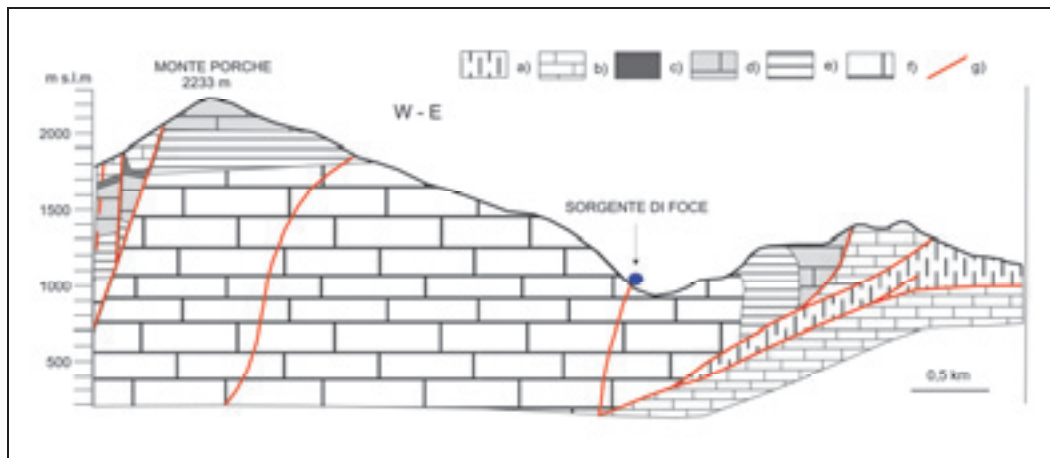


Figura 5 – Sezione geologica schematica semplificata dell'area di studio. Le formazioni della Successione Umbro-Marchigiana vengono rappresentate come complessi idrogeologici sulla base delle relazioni riportate in Figura 2. a) Complesso Calcareao - Marnoso; b) Complesso della Scaglia Calcareo; c) Complesso delle Marne a Fucoidi; d) Complesso della Maiolica; e) Complesso Calcareao – siliceo – marnoso; f) Complesso della Corniola e del Calcarea Massiccio indifferenziati; g) linea tettonica.

Figure 5 - Simplified geological section of the study area. Umbria-Marchen sequence deposits are considered as hydrogeological complexes (see Figure 2). a) Calcareous-Marly complex; b) Scaglia Calcareo complex; c) Marne a Fucoidi complex; d) Maiolica complex; e) Calcareous-Siliceous-Marly complex; f) Corniola and Calcarea Massiccio complex; g) tectonic line.

Il sovrascorrimento si presenta con due superfici principali intersecantesi e delimitanti un elemento tettonico intermedio, costituito dai calcari della Scaglia, strappato dal fianco rovescio dell'unità anticlinale di tetto. Lungo la superficie sulla quale si realizza l'avanscorrimento maggiore, si enucleano piani di taglio secondari generalmente ad alto angolo, che in alcuni casi assumono giaciture progressivamente meno inclinate fino a sostituirsi al sovrascorrimento principale. Agli elementi compressivi dei piani di taglio secondari si associa localmente una componente trascorrente destra.

A monte del laghetto di Foce i litotipi calcarei dell'unità di tetto sono ricoperti da una spessa coltre detritica che colma il fondovalle (Piano della Gardosa) fino a nascondere la base dei versanti circostanti. I detriti prevalentemente di versante e subordinatamente alluvionali sono costituiti prevalentemente da elementi calcarei e silicei a spigoli vivi o debolmente arrotondati in scarsa matrice argillosa, con uno spessore massimo di alcune decine di metri.

L'analisi della distribuzione spaziale della fratturazione e la valutazione della conducibilità idraulica delle litologie affioranti hanno fornito risultati concordanti con il modello regionale di circolazione idrica sotterranea regionale precedentemente descritto (Boni & Petitta, 2007); le direzioni della massima conducibilità idraulica risulterebbero, infatti, condizionate da un reticolo di fratture orientato circa NNW-SSE, parallele allo sviluppo assiale della struttura anticlinale.

I valori maggiori di conducibilità idraulica media sono stati ricavati per la formazione della Maiolica (10^{-3} m/s) e per quella del Calcare Massiccio (10^{-2} m/s); le formazioni calcareo-marnose giurassiche assumono conducibilità idrauliche più basse (10^{-5} m/s). Questo risultato confermerebbe l'esistenza di acquiferi costituiti dalle formazioni schiettamente calcaree, idraulicamente delimitati dalle formazioni prevalentemente marnose che assumono localmente ruolo di acquiclude. Per la formazione della Scaglia è stata valutata una conducibilità idraulica eccezionalmente elevata (10^{-1} m/s); questo risultato, da verificare con ulteriori indagini, potrebbe essere messo in relazione con il particolare contesto fessurativo determinato da un campo di sforzi di un cuneo tettonico inglobato tra due piani di sovrascorrimento.

Il rilevamento idrogeologico dell'area ha previsto l'esecuzione di dieci misure di portata lungo l'alveo del fiume Aso, ripetute in sei campagne nel 2009, concentrate prevalentemente nel periodo estivo. Le misure di portata, che sono state effettuate tutte in fase di magra, sono rappresentative della portata del flusso di base del corso d'acqua, alimentato esclusivamente da acque sotterranee. Per il periodo di rilevamento maggio – novembre 2009 è stato misurato un flusso di base totale medio di 1800 L/s, comprensivo della portata derivata per

scopi idropotabili e idroelettrici. Il valore rilevato risulta maggiore di circa il 20% rispetto a quello proposto da Boni e Petitta (2007), desunto da una media di misure pluriennali.

I risultati delle campagne di misura sono riportati in Figura 6, in cui appare ben evidente l'incidenza sulla portata del flusso di base delle due derivazioni per scopo idroelettrico (ENEL) presenti lungo il corso del fiume. La prima presa ENEL, ubicata a quota 870 m, deriva sempre quasi totalmente la disponibilità idrica del fiume (800 – 1300 L/s) lasciando in alveo una portata mediamente di soli 150 L/s.

Dal confronto dei dati di portata è stato possibile individuare i tratti di alveo in cui si verificano aumenti naturali della portata dovuti all'emergenza di acque sotterranee direttamente nell'alveo del fiume (sorgenti lineari). Poiché il fiume Aso scorre trasversalmente alla struttura anticlinale descritta, la corretta ubicazione delle sezioni di misura in corrispondenza dell'affioramento in alveo dei complessi con ruolo di acquiclude ha consentito di valutare i contributi di acqua sotterranea dei diversi acquiferi intercettati. Tale valutazione è stata possibile prendendo in considerazione l'entità della portata captata dalla sorgente di Foce e l'incidenza degli impianti di derivazione dell'acqua del fiume per scopi idroelettrici.

La caratterizzazione idrogeologica dei differenti acquiferi è stata completata con le analisi chimiche e isotopiche delle acque delle sorgenti censite in corrispondenza dei tratti di alveo drenati. Le analisi hanno previsto anche un rilevamento di dettaglio delle condizioni al contorno del Laghetto di Foce; in particolare è stato eseguito un controllo del livello di falda nei piezometri localmente esistenti.

L'elaborazione ed interpretazione dei dati acquisiti, integrati con dati idrogeologici già esistenti negli archivi delle università e del CIIP, ha consentito l'allestimento di un modello idrogeologico concettuale che necessita di un ulteriore affinamento, soprattutto per la corretta definizione delle aree di ricarica. A tale scopo, nell'area di indagine, al termine di questa fase di studio è stata installata una rete di monitoraggio idrogeologico (Figura 4) che consente il controllo costante della portata del fiume in corrispondenza di quattro stazioni idrometriche, ubicate lungo il corso del fiume, in corrispondenza dell'affioramento in alveo dei complessi idrogeologici con ruolo di acquiclude. Il livello di falda, nel tratto a monte della captazione delle sorgenti di Foce, è tenuto sotto controllo da una rete di dieci piezometri di cui cinque di nuova installazione. All'attività di monitoraggio si affianca il proseguimento delle campagne di misura della portata in alveo, necessario anche per la taratura delle nuove stazioni idrometriche.

Modello idrogeologico degli acquiferi dell'alto bacino del fiume Aso

Partendo dal quadro regionale descritto (Boni & Petitta, 2007), l'approfondimento dello studio idrogeologico ha consentito una caratterizzazione di dettaglio del settore carbonatico del bacino dell'Aso, in cui è stato possibile distinguere tre circolazioni idriche separate nei differenti acquiferi calcarei (Basale, Maiolica e Scaglia).

Il confronto delle misure di portata eseguite in alveo ha consentito di individuare i tratti di alveo in cui sono presenti sorgenti lineari, fornendo, quindi, una ricostruzione spaziale della distribuzione delle principali sorgenti e una valutazione della loro portata (Figura 7).

La ricostruzione dell'assetto geologico-strutturale e l'identificazione degli elementi litologici e/o tettonici che limitano e condizionano localmente la circolazione idrica profonda ha consentito di attribuire i diversi tratti sorgivi individuati a sistemi di circolazione idrica sotterranea differenti. L'ipotesi dell'esistenza di tre acquiferi con circolazioni idriche localmente separate è stata, inoltre, confermata dai risultati delle analisi chimiche e isotopiche di cinque campioni di acqua sorgiva prelevati in corrispondenza delle emergenze individuate.

Il complesso calcareo-silico-marnoso, che affiora nell'alveo dell'Aso a quota 875 m, chiude idraulicamente la circolazione idrica sotterranea che si svolge nell'acquifero basale, che trova localmente il suo livello di base a quota 875 e risulta saturo fino a quota 958, dove si manifestano le prime emergenze a monte di Foce.

Gli incrementi di portata rilevati, a monte di quota 875 m, corrispondono alle emergenze naturali in alveo

(sorgenti lineari SL1 nella Figura 7) alimentate dalla circolazione idrica sotterranea all'interno dell'acquifero basale, secondo modalità e schemi non ancora definiti in dettaglio. La portata misurata a quota 875 m può essere considerata, in prima approssimazione, rappresentativa di tutto il contributo dell'acquifero basale, con l'aggiunta del quantitativo di acqua derivato dalle gallerie di captazione idropotabile la cui quota di imbocco è posta a 910 m. La portata derivante dall'alimentazione dall'acquifero basale relativa al periodo 2009 è pari a 1410 L/s, di cui 910 L/s misurati in alveo e circa 500 L/s prelevati per uso idropotabile.

Il complesso delle Marne a Fucoidi associato ad una zona di taglio inverso, legata al fronte di sovrascorrimento dei Monti Sibillini che attraversa la valle in corrispondenza della 2° presa dell'ENEL, costituisce la chiusura idraulica orientale dell'acquifero della Maiolica che alimenta le sorgenti individuate nel tratto fra quota 875 e 865 m (SP3 e SL2 in Figura 7).

Per queste sorgenti, nel 2009, è stata misurata una portata di 240 L/s. L'aquicludale occidentale costituito dal complesso calcareo-silico-marnoso separa localmente la circolazione dell'acquifero della Maiolica da quella dell'acquifero Basale.

Il complesso calcareo-marnoso associato ad una zona di taglio inverso, legata al fronte di sovrascorrimento dei Monti Sibillini, costituisce il limite idraulico orientale dell'acquifero della Scaglia calcarea, isolato da quello della Maiolica dall'aquicludale del complesso delle Marne a Fucoidi che ne costituiscono il limite occidentale.

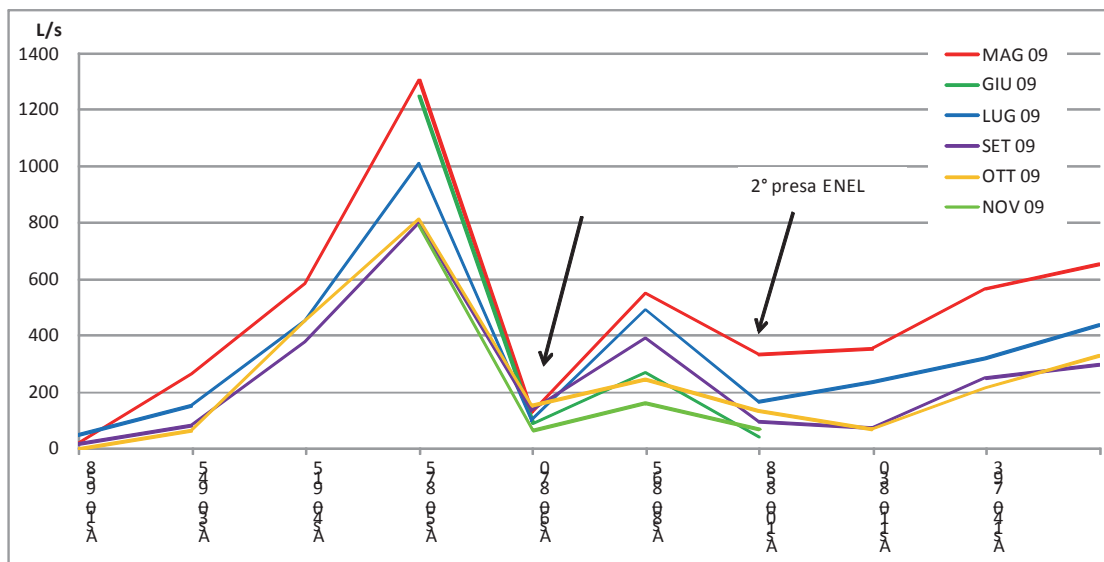


Figura 6 - Sezioni di misura della portata lungo l'alveo del fiume Aso indicate con la sigla di riferimento e la quota in m s.l.m. e portate misurate nelle diverse campagne di rilevamento relative al 2009. Le frecce nere indicano i punti di derivazione dell'ENEL lungo l'alveo del fiume.

Figure 6 - Discharge measurement sites along Aso River, corresponding to their ID and elevation in m a.s.l.. Discharge data measured during 2009 surveys. Black arrows show hydroelectric diversion location.

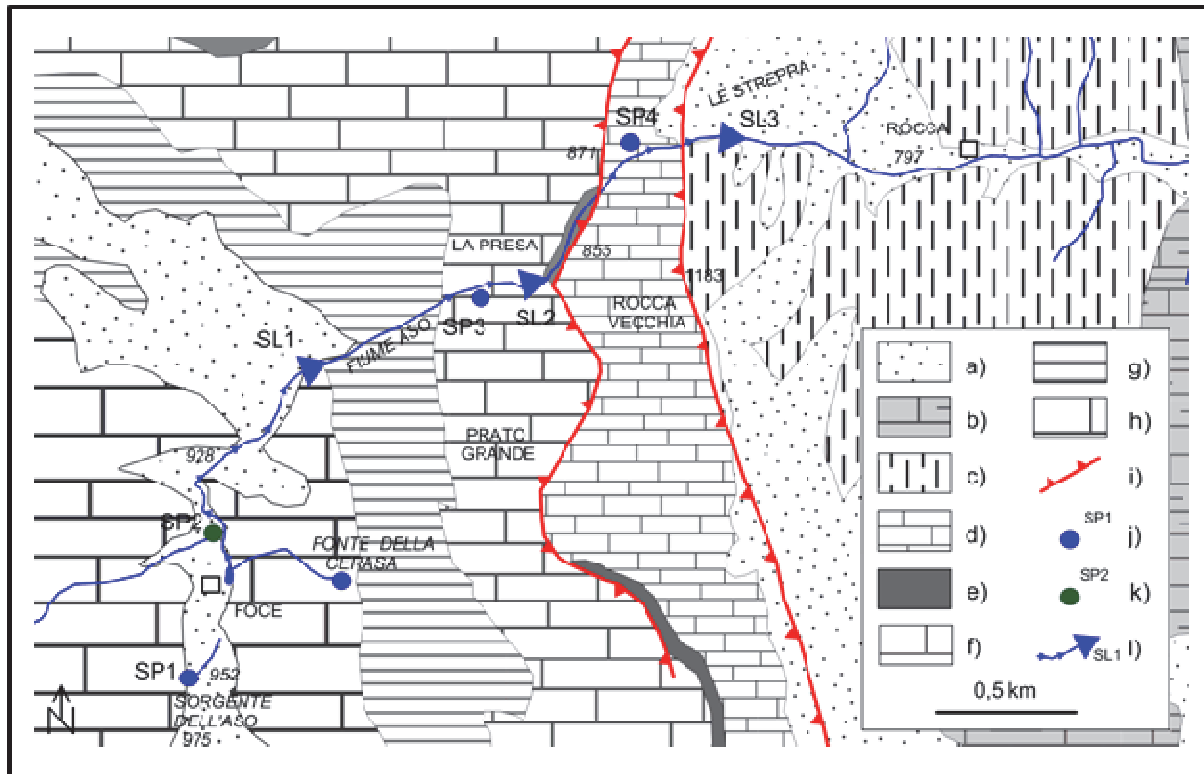


Figura 7 – Schema idrogeologico dell’area di studio. a) Complesso dei depositi di copertura alluvionali e detritici recenti e attuali; b) Complesso dei Flysch miocenici; c) Complesso Calcareo-marnoso; d) Complesso della Scaglia Calcareo; e) Complesso delle Marne a Fucoidi; f) Complesso della Maiolica; g) Complesso Calcareo – siliceo – marnoso; h) Complesso della Corniola e del Calcarea Massiccio indifferenziati; i) Principali fronti di sovrascorrimento; j) Sorgenti puntuali e sigla di riferimento; k) Eserbo della captazione della sorgente di Foce; l) Sorgenti lineari e sigla di riferimento.

Figure 7 - Hydrogeological scheme; a) Alluvial and detrital recent deposits; b) Miocene Flysch complex; c) Calcareous-Marly complex; d) Scaglia Calcareo complex; e) Marne a Fucoidi complex; f) Maiolica complex; g) Calcareous-Siliceous-Marly complex; h) Corniola and Calcarea Massiccio complex; i) main thrusts; j) spring ID; k) withdrawal overflow of Foce Spring; l) streambed spring ID.

Le sorgenti puntuali (SP4 in Figura 7) e lineari (SL3 in Figura 7) alimentate da questo acquifero hanno avuto nel 2009 una portata media complessiva di 150 L/s.

I risultati delle analisi chimiche ed isotopiche sono riportati nei grafici delle Figure 8 e 9.

Nella Figura 8 sono riportati i risultati delle analisi chimiche dei campioni prelevati nei mesi di maggio e di ottobre 2009, corrispondenti al periodo di massima e minima portata delle sorgenti.

Le acque analizzate sono tutte acque bicarbonato-calciche, caratterizzate da differenze geochemiche che consentono la distinzione di tre tipologie. Il primo gruppo corrisponde ai campioni prelevati dalle sorgenti alimentate dall’acquifero basale (SP1 e SP2), dove l’arricchimento relativo in magnesio e solfati fa ipotizzare una circolazione profonda che potrebbe coinvolgere il basamento dolomitico-anidritico del Calcarea Massiccio, confermandone quindi l’attribuzione all’acquifero basale.

Il secondo tipo corrispondente al campione SP3, prelevato dalle sorgenti emergenti dalla Maiolica, si

differenzia dal precedente perché non risulta arricchito in solfati e magnesio, indicando una circolazione relativamente meno profonda.

Il terzo gruppo è rappresentato dal campione SP4, prelevato dalle sorgenti della Scaglia. La maggiore componente marnoso-argillosa presente nella Scaglia rispetto alle altre litologie calcaree giustificerebbe il minore tenore di magnesio ed il più alto tenore di sodio, potassio e cloro, rispetto alle acque delle tipologie precedenti.

Anche i risultati delle analisi isotopiche effettuate sugli stessi campioni indicano una sostanziale differenziazione dei circuiti sotterranei che alimentano le sorgenti individuate, distinguendo tre raggruppamenti (Figura 9), corrispondenti alle tipologie di acque individuate con le analisi chimiche.

I nuovi dati acquisiti consentono quindi la ricostruzione di un modello idrogeologico di dettaglio preliminare, in cui si distinguono i tre acquiferi che alimentano il fiume nei tratti di alveo che scorrono alla loro quota di saturazione. La definizione delle rispettive

aree di ricarica richiede un maggiore approfondimento degli studi. L'interpretazione geologico-strutturale conferma l'ipotesi di partenza di un'area di ricarica dell'acquifero basale estesa oltre Monte Vettore nel settore meridionale del gruppo dei Monti Sibillini, di cui ancora non sono noti con precisione i limiti idrostrutturali. La prevalente direzione meridiana delle principali famiglie di fratture confermerebbe una direttrice di flusso sotterraneo prevalente diretta verso nord. Non sono state ancora identificate le effettive aree di ricarica degli acquiferi della Maiolica e della Scaglia calcarea.

L'analisi dei dati ha consentito di definire anche il contesto idrogeologico locale del laghetto di Foce, che nel corso degli anni ha mostrato una particolare vulnerabilità all'attività dell'opera di captazione idropotabile.

Il laghetto di Foce è alimentato dalle acque circolanti nella coltre detritica che colma la valle dal Piano della Gardosa. E' verosimile che questa circolazione idrica ipodermica possa essere in parte alimentata dallo sfioro della falda dell'acquifero basale che defluisce dal versante sinistro della valle (Manfredini, 1969).

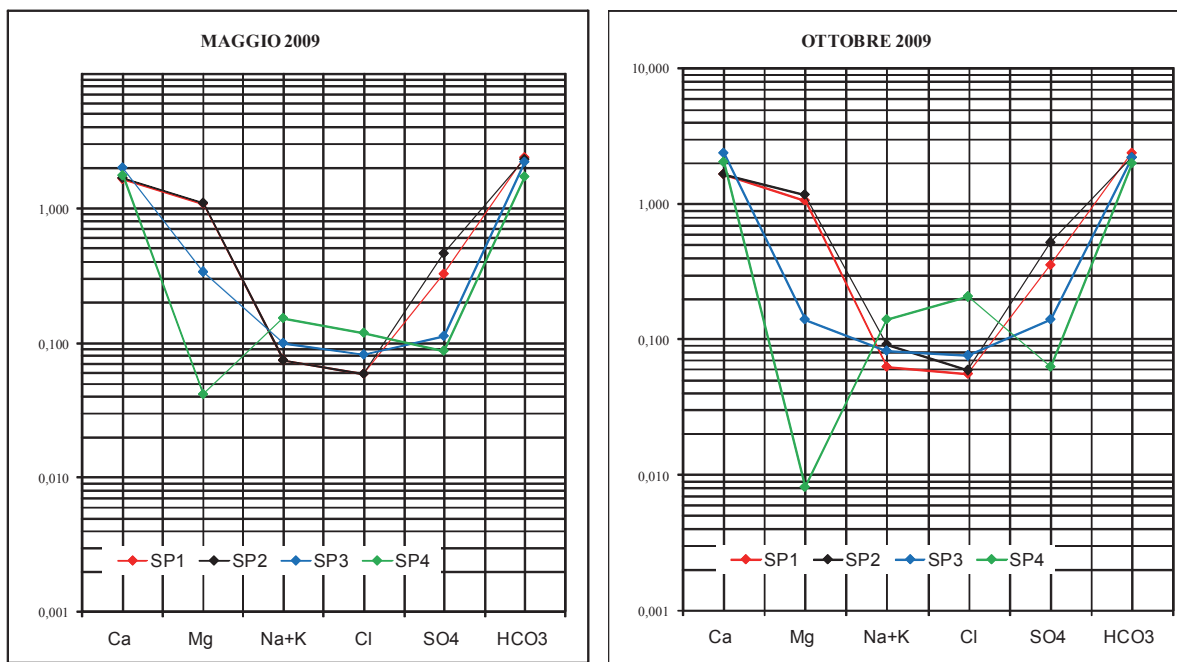


Figura 8 – Diagrammi di comparazione (Schoeller) delle concentrazioni degli elementi maggiori (espressi in millequivalenti) delle acque di sorgente campionate nei mesi di maggio e ottobre 2009, corrispondenti al periodo di massima e minima portata. Le sigle corrispondono alle sorgenti ubicate in Figura 7.

Figure 8 - Schoeller diagrams of main compounds in milliequivalents, related to spring sampled in May and October 2009, corresponding to maximum and minimum discharge. See Figure 7 for spring ID.

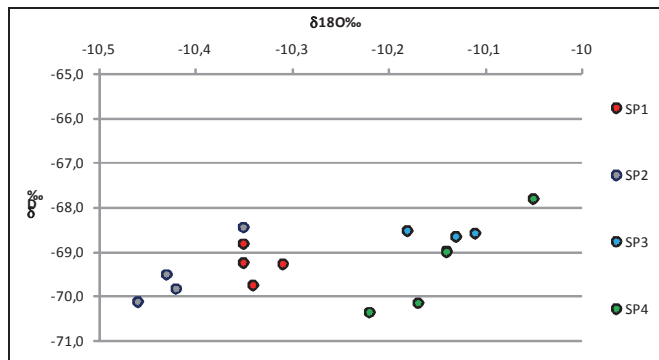


Figura 9 - Composizione isotopica delle acque campionate alle sorgenti nelle campagne di misura. I valori $\delta D\text{‰}$ e $\delta^{18}O\text{‰}$ sono riferiti allo SMOW.

Figure 9 - Isotopic composition of sampled springs. $\delta D\text{‰}$ and $\delta^{18}O\text{‰}$ refer to SMOW.

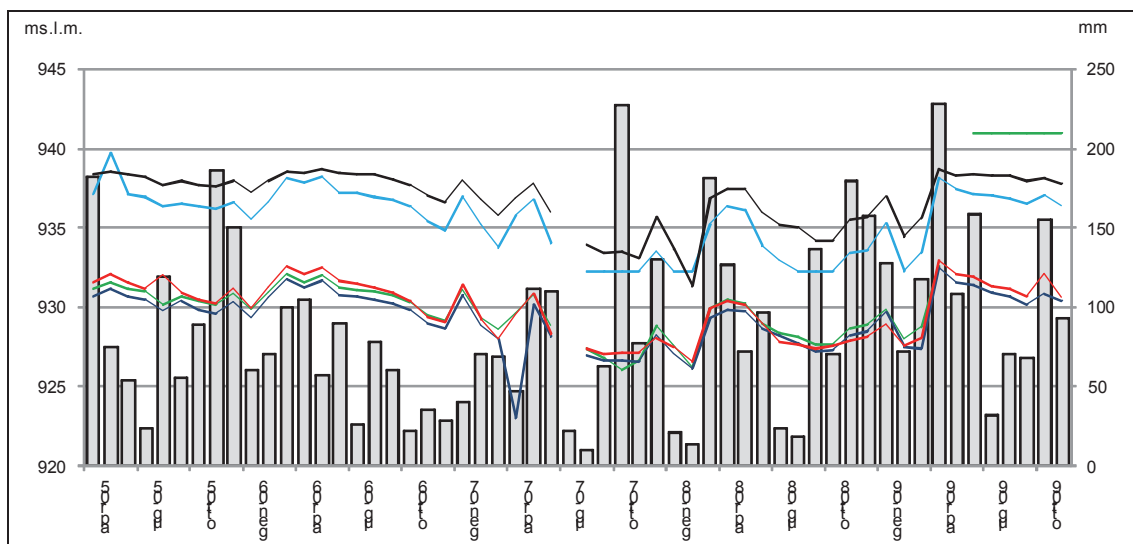


Figura 10 - Confronto fra i livelli statici rilevati nei piezometri dal CIIP e valori medi mensili delle precipitazioni registrate alla stazione di Montemonaco per il periodo aprile 2005 – novembre 2009.

Figure 10 - Comparison between water table and rainfall at the Montemonaco rain gauge, for April 2005-November 2009 period.

L'alimentazione ipodermica della falda locale è costantemente monitorata da un sistema di piezometri della società CIIP Spa, gestore dell'impianto di captazione idropotabile, dislocato immediatamente a monte del laghetto stesso. L'andamento stagionale dei livelli statici del periodo 2005 – 2009 (Figura 10) è decisamente influenzato dal regime pluviometrico mensile; l'assenza di precipitazioni significative dell'inverno 2006 – primavera 2007 determina infatti un brusco abbassamento del livello, che si è mantenuto sui valori minimi fino alla primavera 2008, quando è iniziata la progressiva risalita, legata alla ricarica del periodo ottobre 2007- aprile 2008.

Il ritardo di sei mesi osservato fra l'inizio della ricarica (ottobre 2007) e la stabilizzazione dei livelli di falda (aprile 2008) può essere interpretato come indizio di un collegamento idraulico fra la falda dell'acquifero basale e quella locale del detrito. Le ipotesi formulate dovranno essere verificate con l'interpretazione dei dati attualmente in acquisizione dalla rete di monitoraggio.

Potenzialità idrica dei tre acquiferi e valutazione del loro stato di utilizzazione

La portata erogata dai tre acquiferi studiati, relativa all'anno 2009 (1800 L/s), può essere considerata rappre-

sentativa della potenzialità idrica degli acquiferi in condizioni di magra ordinaria. Utilizzando dati di portata di archivio inediti del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Roma La Sapienza relativi al 1992, anno considerato di siccità eccezionale, è stato possibile ottenere un'analogia valutazione della potenzialità degli acquiferi studiati in condizioni di magra estrema (Tabella 1). L'analisi dei dati elaborati, schematizzati nella Figura 11, consente di fare le seguenti considerazioni:

- la portata di magra del fiume Aso è costituita esclusivamente dal flusso di base, alimentato dalle sorgenti presenti nel bacino;

- circa l'80% del flusso di base dell'Aso è alimentato dall'acquifero basale; il restante 20% è attribuibile principalmente all'acquifero della Maiolica e secondariamente a quello della Scaglia;

- il flusso di base dell'Aso in periodo di siccità estrema diminuisce di circa il 25%. La crisi idrica si risente prevalentemente nell'acquifero della Maiolica, la cui potenzialità diminuisce di circa il 33%.

La potenzialità idrica maggiore e la stabilità del regime di erogazione delle acque sotterranee confermano il ruolo di principale fonte di approvvigionamento idropotabile dell'acquifero basale.

Tabella 1 - Valori medi della portata (L/s) erogata dagli acquiferi calcarei della valle dell'Aso.

Table 1 - Mean discharge (in L/s) of carbonate aquifers of Aso River Valley.

	Potenzialità dell'acquifero basale (L/s)	Potenzialità dell'acquifero della maiolica (L/s)	Potenzialità dell'acquifero della scaglia calcarea (L/s)	Potenzialità totale (L/s)
2009	1413	239	154	1806
1992	1074	160	116	1350

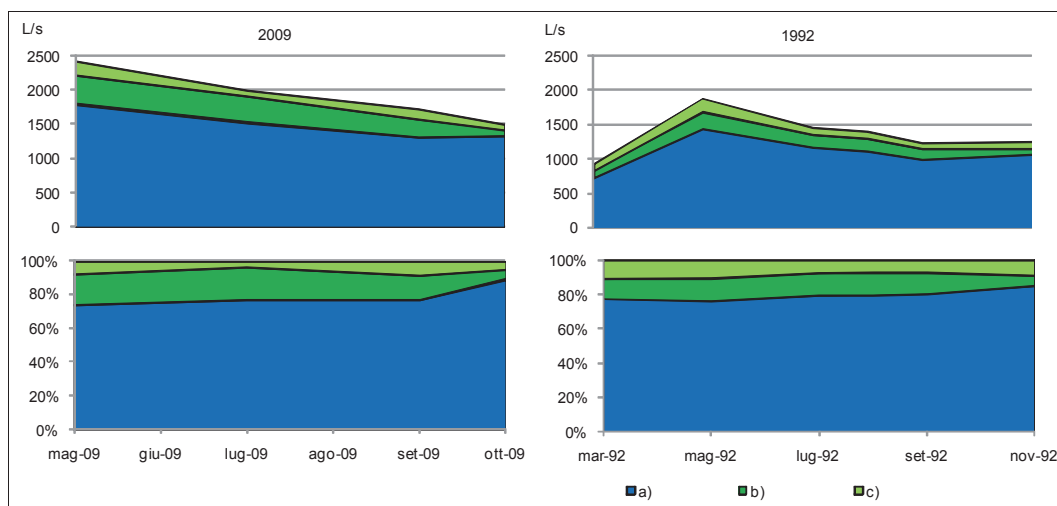


Figura 11 – Potenzialità idrica degli acquiferi in condizioni di magra ordinaria (2009) e di magra estrema (1992) di ciascun acquifero valutata durante i due periodi di osservazione disponibili (1992 e 2009). Le valutazioni sono espresse sia in valori assoluti (L/s) che in percentuale. a) acquifero basale; b) acquifero della maiolica; c) acquifero della scaglia calcarea.

Figure 11 - Groundwater availability for each aquifer in dry period (2009) and in extreme dry period (1992). Values are reported in L/s and in percentage; a) basal aquifer; b) Maiolica aquifer; c) Scaglia Calcareo aquifer.

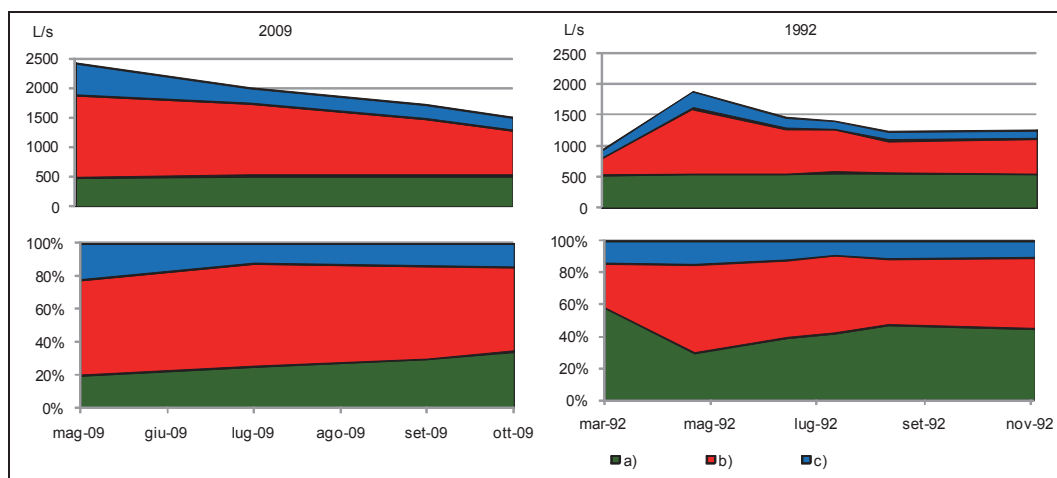


Figura 12 - Incidenza dei prelievi di acqua sotterranea sul totale della disponibilità idrica del 2009 e del 1992. Le valutazioni sono espresse sia in valori assoluti che in percentuale. a) prelievi idropotabili; b) prelievi idroelettrici; c) disponibilità residua in alveo.

Fig.12 - Influence of groundwater withdrawals compared with total groundwater resources in 2009 and in 1992. Values are in L/s and in percentage; a) drinking uses; b) hydroelectric diversions; c) residual availability into the River.

I risultati ottenuti mettono in evidenza che la potenzialità idrica degli acquiferi della Maiolica e della Scaglia, finora ritenuta trascurabile rispetto alle disponibilità offerte dall'acquifero basale, potrebbe assumere il ruolo di riserva strategica in una futura nuova pianificazione delle risorse idriche sotterranee.

L'attuale utilizzazione delle risorse idriche sotterranee prevede, oltre alla captazione della sorgente di Foce ad opera del CIIP, la derivazione di una buona parte della portata della fiume per la produzione di energia elettrica per conto dell'ENEL.

La captazione idropotabile esercita un prelievo

costante dell'ordine di 500 L/s; la derivazione dell'ENEL, organizzata in due punti di presa lungo l'alveo, sottrae la quasi totalità della portata disponibile in alveo, lasciando il minimo deflusso previsto, dell'ordine di 150 L/s; nel periodo maggio – ottobre 2009 complessivamente l'ENEL ha prelevato una portata di 1090 L/s, corrispondente al 60% della portata complessivamente erogata dagli acquiferi individuati (1800 L/s). Una schematizzazione dell'incidenza dell'utilizzazione della risorsa idrica, rispetto alla disponibilità idrica complessiva degli acquiferi studiati (figura 12) mette in evidenza che l'incidenza sulla totalità

delle risorse disponibili dei prelievi idroelettrici supera quella dei prelievi idropotabili; la situazione si inverte solo nei mesi di massima magra, quando le risorse emerse in superficie sono al minimo della loro disponibilità.

La serie, anche se discontinua, delle misure di portata eseguite dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Roma La Sapienza e dal Corpo Forestale dello Stato ha consentito la ricostruzione del regime dei prelievi dell'ENEL nelle due opere di derivazione nell'arco degli ultimi decenni. La portata derivata, calcolata per differenza fra le misure effettuate a monte e a valle delle derivazioni, ha un valore medio complessivo di circa 750 L/s, con punte minime di 200 L/s e massime di 2000 L/s in funzione della portata disponibile in alveo a monte delle derivazioni.

La prima derivazione ENEL si trova a quota 875 m, immediatamente a valle delle emergenze naturali alimentate dall'acquifero basale; questa derivazione preleva quasi totalmente la portata disponibile in alveo (Figura 13), corrispondente alla portata complessivamente erogata dall'acquifero basale, a meno dell'aliquota captata per scopi idropotabili dal CIIP.

La seconda derivazione, a quota 865 m, preleva dall'alveo buona parte della portata resasi nuovamente disponibile in alveo (Figura 13), che corrisponde interamente alle acque emerse dalle sorgenti alimentate dall'acquifero della Maiolica.

Allo stato attuale la prevalente destinazione d'uso delle acque sotterranee dell'alto bacino dell'Aso è quindi per scopi idroelettrici; questa situazione, comune a diversi bacini montani dell'Appennino umbromarchigiano e ormai consolidata nel tempo, dovrebbe essere riconsiderata nei futuri interventi di pianificazione e razionalizzazione della gestione delle acque sotterranee, in particolar modo di quella di alta qualità.

Conclusioni

L'alveo del tratto montano del Fiume Aso costituisce uno dei principali punti di recapito della circolazione idrica sotterranea che si svolge negli acquiferi carbonatici della regione. In particolare è possibile distinguere in questo settore dei Monti Sibillini l'esistenza di tre acquiferi, tra loro probabilmente indipendenti, che alimentano il flusso di base dell'Aso fra quota 970 e 800 m circa con una portata complessiva di circa 1800 L/s. E' stata distinta l'alimentazione dell'acquifero basale con una portata di circa 1400 L/s, dell'acquifero della Maiolica con una portata di circa 240 L/s e dell'acquifero della Scaglia con una portata di circa 150 L/s (valutazioni basate sui dati rilevati nelle sei campagne di misura del 2009).

Questi acquiferi sono caratterizzati da una complessa, ma non ancora completamente definita, circolazione idrica sotterranea, che può determinare, in particolari situazioni idrogeologiche, interscambi tra acquiferi appartenenti a strutture idrogeologiche limitrofe.

Una prima ipotesi preliminare individua negli affioramenti di Calcere Massiccio, estesi per almeno 50 km² a sud delle sorgenti di Foce, l'area di ricarica dell'acquifero basale. L'ipotesi viene confermata anche dai risultati del rilevamento geologico-strutturale, che mettono in evidenza la relazione fra la principale direttrice di flusso sotterraneo verso nord di quest'area ed il reticolo di fratture orientato circa NNW-SSE, parallele allo sviluppo assiale della struttura anticlinale.

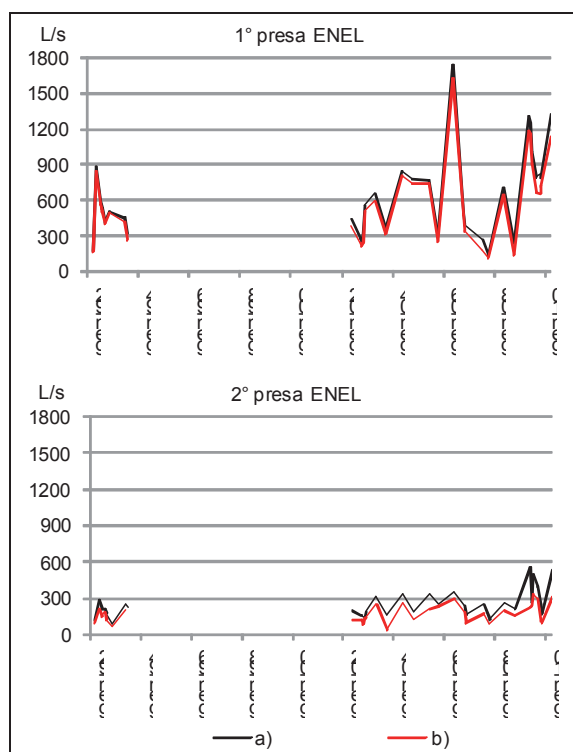


Figura 13 – Derivazioni per scopo idroelettrico lungo il corso dell'Aso. a) portata disponibile in alveo; b) portata derivata.
Figure 13 - Hydroelectric diversions along the Aso River; a) residual discharge; b) derived discharge.

Il quadro idrogeologico non ha raggiunto ancora il dettaglio sufficiente per distinguere le probabili aree di ricarica delle sorgenti alimentate dagli acquiferi della Maiolica e della Scaglia, che probabilmente si estendono oltre i limiti del bacino idrografico considerato. La ricostruzione della geometria di questi acquiferi richiede un ampliamento dell'indagine idrogeologica fino a comprendere il sistema di alimentazione delle sorgenti ubicate nei bacini limitrofi.

La presenza di una rete di monitoraggio del sistema sorgivo studiato, di recente installazione, garantisce l'acquisizione in continuo di dati di portata e di oscillazione del livello di falda, consentendo la progressiva ricostruzione del regime di erogazione giornaliero degli acquiferi individuati. Essa inoltre, tramite lo studio degli idrogrammi giornalieri, consentirà di formulare una prima ipotesi finalizzata

all'individuazione di un sistema di circolazione dominante.

I risultati delle indagini idrogeologiche, oltre a consentire l'allestimento di un modello idrogeologico preliminare del sistema di alimentazione delle sorgenti dell'Aso, hanno fornito indicazioni significative sull'attuale stato di utilizzazione della risorsa idrica sotterranea localmente disponibile.

Le risorse idriche sotterranee presenti sono attualmente soggette ad un intenso sfruttamento che prevede: la captazione per scopi idropotabili di circa 500 L/s, corrispondente al 28% della disponibilità, e la derivazione per scopi idroelettrici di circa 1100 L/s pari al 60% della disponibilità.

In questo contesto di utilizzazione della risorsa idrica appare evidente che qualunque intervento di nuova pianificazione e razionalizzazione della gestione della risorsa idropotabile non possa prescindere da un analogo intervento sulla riorganizzazione degli usi idroelettrici.

La futura attività di pianificazione e gestione dovrebbe inoltre attenersi al principio che prevede di preservare le risorse idriche sotterranee di buona qualità per l'esclusiva utilizzazione idropotabile. I risultati ottenuti dalle indagini descritte mettono in evidenza che la maggior parte delle risorse idriche di ottima qualità e di esclusiva origine sotterranea viene invece destinata a scopi diversi da quello potabile proprio in corrispondenza della sua venuta a giorno (sorgenti lineari).

Ringraziamenti

La ricerca è stata svolta con il supporto economico e tecnico della CIIP di Ascoli Piceno. Si ringraziano inoltre il Parco Nazionale dei Monti Sibillini e il Corpo Forestale dello Stato per aver fornito alcuni dati inediti.

Bibliografia

Boni C., Baldoni T., Banzato F., Cascone D. & Petitta M. (2010) - Studio idrogeologico per l'identificazione e la caratterizzazione degli acquiferi del Parco Nazionale dei Monti Sibillini - *Italian Journal of Engineering Geology and Environment* 2/2010, 21-39.

Boni C., Petitta M. (2007) - Studio idrogeologico per l'identificazione e la caratterizzazione degli acquiferi che alimentano le sorgenti dei corsi d'acqua perenni dei Monti Sibillini, esteso all'intera area del Parco Nazionale. Rapporto definitivo. Contratto di studio e ricerca Autorità di Bacino del Fiume Tevere - Parco nazionale dei Monti Sibillini - Dipartimento di Scienze della Terra Università di Roma "La Sapienza".

Calamita F., Colacicchi R., Passeri L., Pizzi A. (1994) - Itinerario 12 -

Appennino Umbro-Marchigiano. Guide Geologiche Regionali a cura della Società Geologica Italiana BE-MA editrice, 235-251.

Calamita F., Pizzi A. (1992) - tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro - marchigiana e bacini intrappenninici associati. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. (1992/1), pp. 17 - 25.

Cavallo R. (1993) - Studio geologico e idrogeologico in vista del progetto di ripristino del Laghetto di Foce di Montemonaco. Consorzio Idrico Intercomunale del Piceno.

Centamore E. & Micarelli A. (1991) - Stratigrafia. Da "L'ambiente fisico delle Marche", Regione Marche, Assessorato urbanistica. Ed. S.E.L.C.A., 1 - 80

Chiocchini M., Deiana G., Micarelli A., Moretti A. & Pieruccini U. (1976) - Geologia dei monti Sibillini nord-orientali. *Studi Geologici Camerti*, 2, 7 - 44

Deiana G., Marchegiani L. (2002) - Note di Geologia del Parco Nazionale dei Monti Sibillini. Quaderni scientifico-divulgativi n°7.

Kiraly L. (1969) - Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires dissurè. - *Ecl. Geol. Eelv.* 62, 613-658.

Kiraly L., MatheY B. & Tripet J.P. (1971) - Anisotropie Fissuration et orientation des cavités souterraines. Région de ka grotte Milandre (Jura Tabulaire). *Bull. Soc. Sc. Nat., Neuchatèl*, 94, 99-114.

Manfredini M. (1969) - Relazione geologica del progetto esecutivo Acquedotto dei Monti Sibillini: lavori di ricerca della sorgente dell'Aso. Ministero dei Lavori Pubblici. Provveditorato alle OO.PP. per le Marche. Ancona. Consorzio Idrico Intercomunale del Piceno. Ascoli Piceno.

Manfredini M. (1976) - Relazione geologica del progetto esecutivo Acquedotto dei Monti Sibillini: completamento dei lavori di captazione della sorgente dell'Aso. Regione Marche Ufficio del Genio Civile di Ascoli Piceno. Ancona. Consorzio Idrico Intercomunale del Piceno.

Marcellini M., Nanni T., Palpacelli S. & Vivalda P. (2005) - Le sorgenti del versante adriatico dei Monti Sibillini (Marche centrali). *Geotalia 2005*, Quinto Forum Italiano di Scienze della Terra, 21-23 settembre, Spoleto.

Mastrorillo L., Baldoni T., Banzato F., Boscherini A., Cascone D., Checcucci R., Petitta M. & Boni C. (2009) - Analisi idrogeologica quantitativa del dominio carbonatico umbro. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment* 1/2009, 137-155.

Nanni T., Vivalda P., Marcellini M. & Palpacelli S. (2006) - Spring monitoring and analysis of groundwater circulation in the Sibillini mountains aquifers (Adriatic side of central Apennine, Italy). *Proceedings of 8th Conference on Limestone Hydrogeology.*, 197- 200, Neuchatel, Switzerland, September 21-23, 2006, 197-200.

Passeri L. (1994) - Stratigrafia e Paleontologia - quadro d'insieme - Appennino Umbro-Marchigiano. Guide Geologiche Regionali a cura della Società Geologica Italiana BE-MA editrice, 16-17.

Passeri L. (2001) - Il Parco Nazionale dei Monti Sibillini - Appennino Umbro-Marchigiano. Guide Geologiche Regionali a cura della Società Geologica Italiana 7/secondo volume. BE-MA editrice., 136-232.

Pierantoni P.P., Deiana G., Romano A., Paltrinieri W., Borracini F., & Mazzoli S. (2005) - Geometrie strutturali lungo la thrust zone del fronte montuoso umbro-marchigiano-sabino - *Boll.Soc. Geol.It.*, 124, 395 - 411.

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 neoaustroctone (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 macrofratture, con elevata conducibilità idraulica, responsabili della circolazione idrica principale.

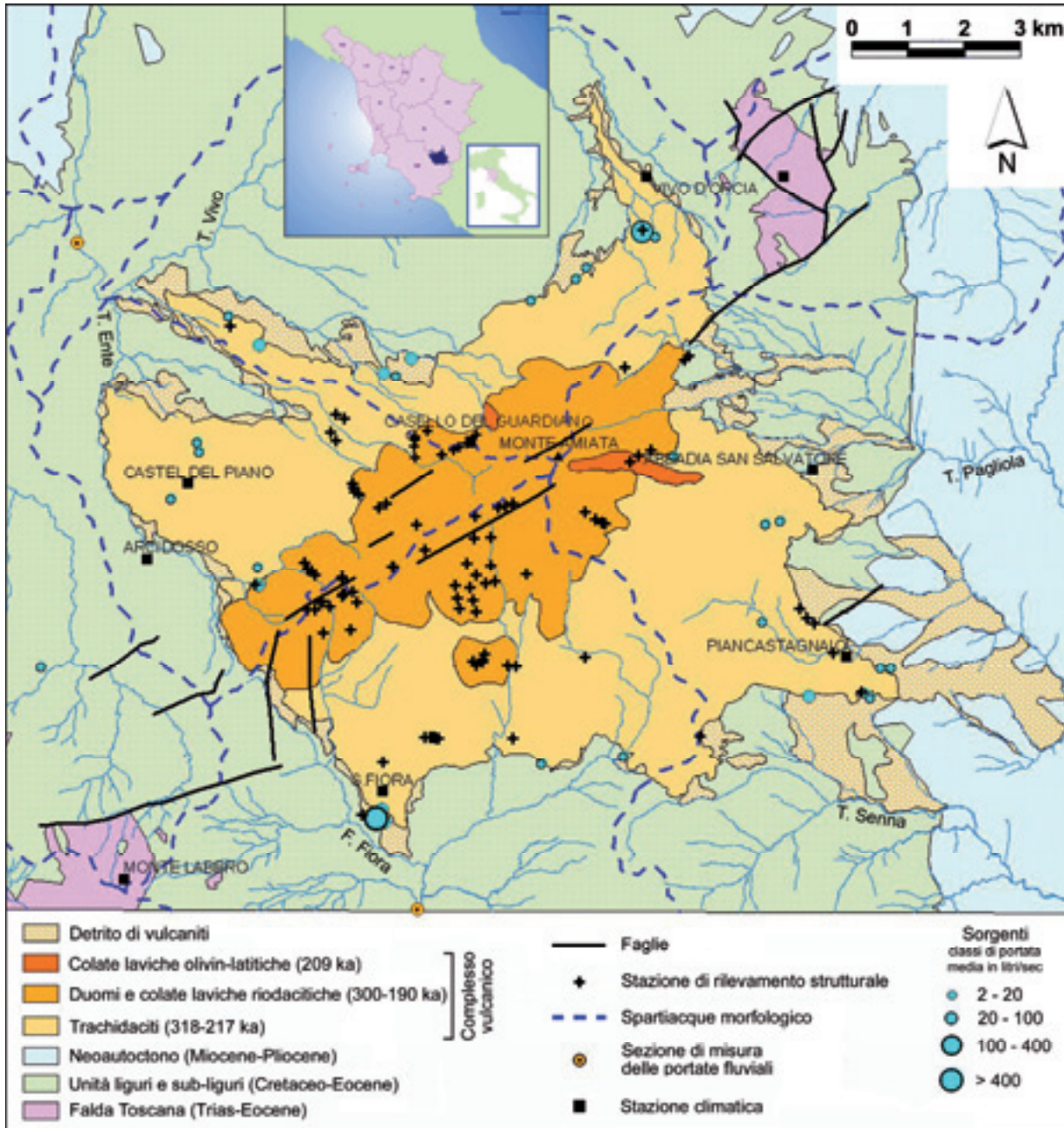


Figura 1. Schema geologico-idrogeologico della zona studiata (Toscana meridionale, Italia) ed ubicazione delle stazioni di rilevamento strutturale, delle sezioni di misura delle portate fluviali, delle stazioni climatiche e delle sorgenti con portate medie superiori a 2 litri/sec.

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 $4 \cdot 10^{-3}$ m²/s, da cui deriva una stima della conducibilità idraulica pari a $1 \cdot 10^{-4}$ 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.

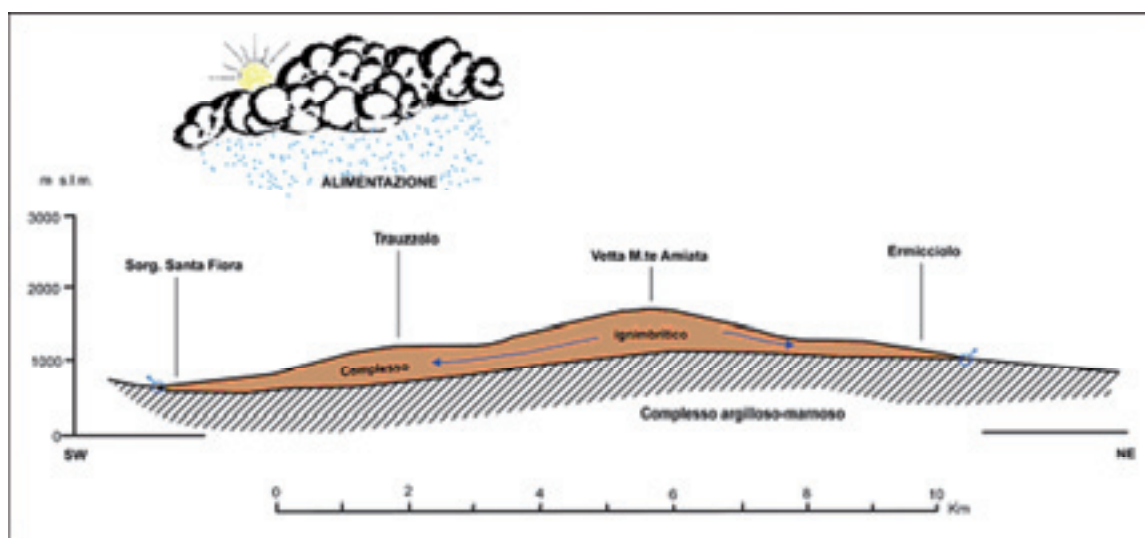


Figura 2. Rappresentazione schematica della geometria e del funzionamento dell'acquifero vulcanico del M. Amiata (Celico, 1988, modificato).

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 difficile 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:

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

dove: a = apertura media del giunto (L); g = accelerazione di gravità (LT^{-2}); γ, μ, ν = rispettivamente: peso specifico ($ML^{-2}T^{-2}$), viscosità dinamica ($MT^{-1}L^{-1}$) 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):

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

dove: a = apertura media della famiglia di fratture (L); f = frequenza media della famiglia di fratture ($1/L$); 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}

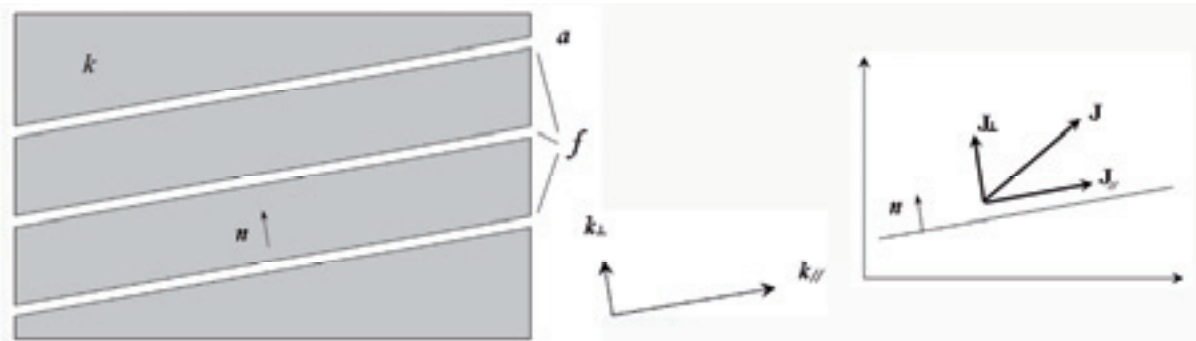


Figura 3. Rappresentazione schematica di un blocco interessato da una sola famiglia di fratture: n = vettore unitario ortogonale al piano di frattura; J = vettore forza motrice (gradiente idraulico).
 Figure 3. Schematic representation of a mass block affected by one fracture set: n = unit vector orthogonal 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 (Kiraly, 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

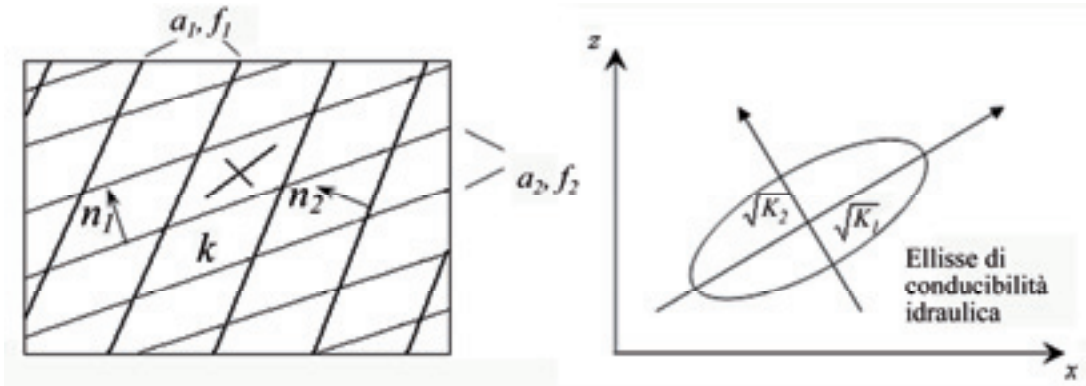


Figura 4. Rappresentazione schematica di un blocco interessato da due famiglie di fratture con diversa orientazione, apertura (a) e frequenza (f) e relativa ellisse di conducibilità idraulica (gli assi dell'ellisse sono le direzioni principali a cui si applicano i valori di conducibilità principale;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

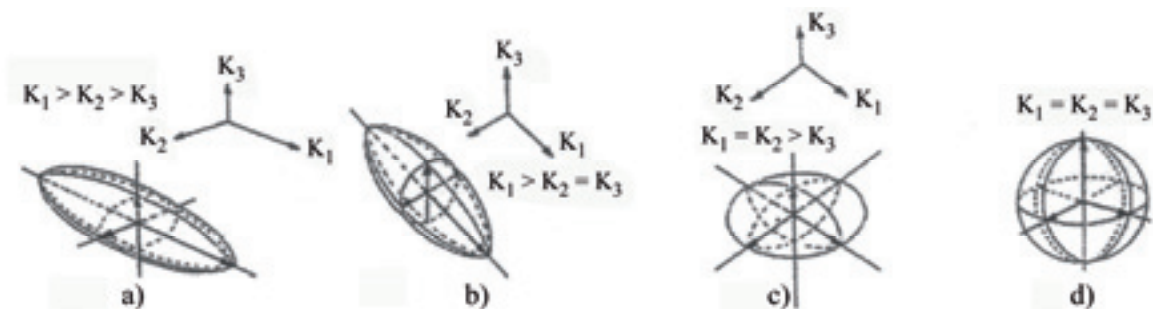


Figura 5. Ellissoide di riferimento del tensore di conducibilità idraulica K (o di permeabilità k) per gradi di anisotropia decrescenti (a,b,c) e per mezzi isotropi (d) (Scesi & Gattinoni, 2007).

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.

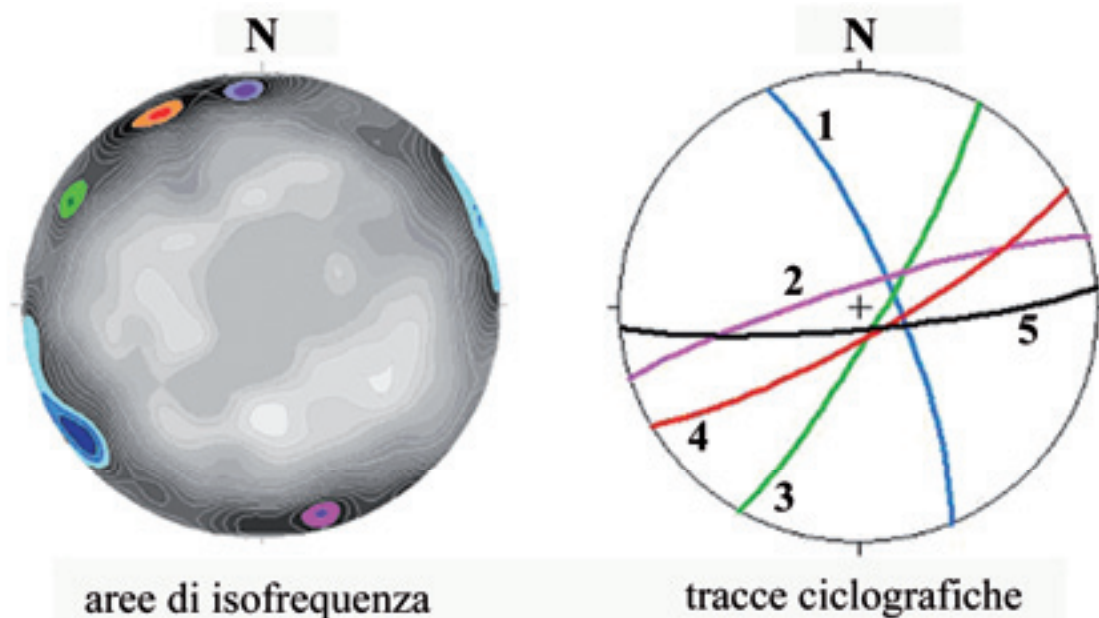


Figura 7. Stereonet relativo alla totalità dei dati raccolti nelle rocce vulcaniche del M. Amiata (emisfero inferiore, proiezione equiareale). Sinistra: aree di isofrequenza dei poli. Destra: tracce ciclografiche delle giaciture medie delle famiglie di discontinuità.

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.

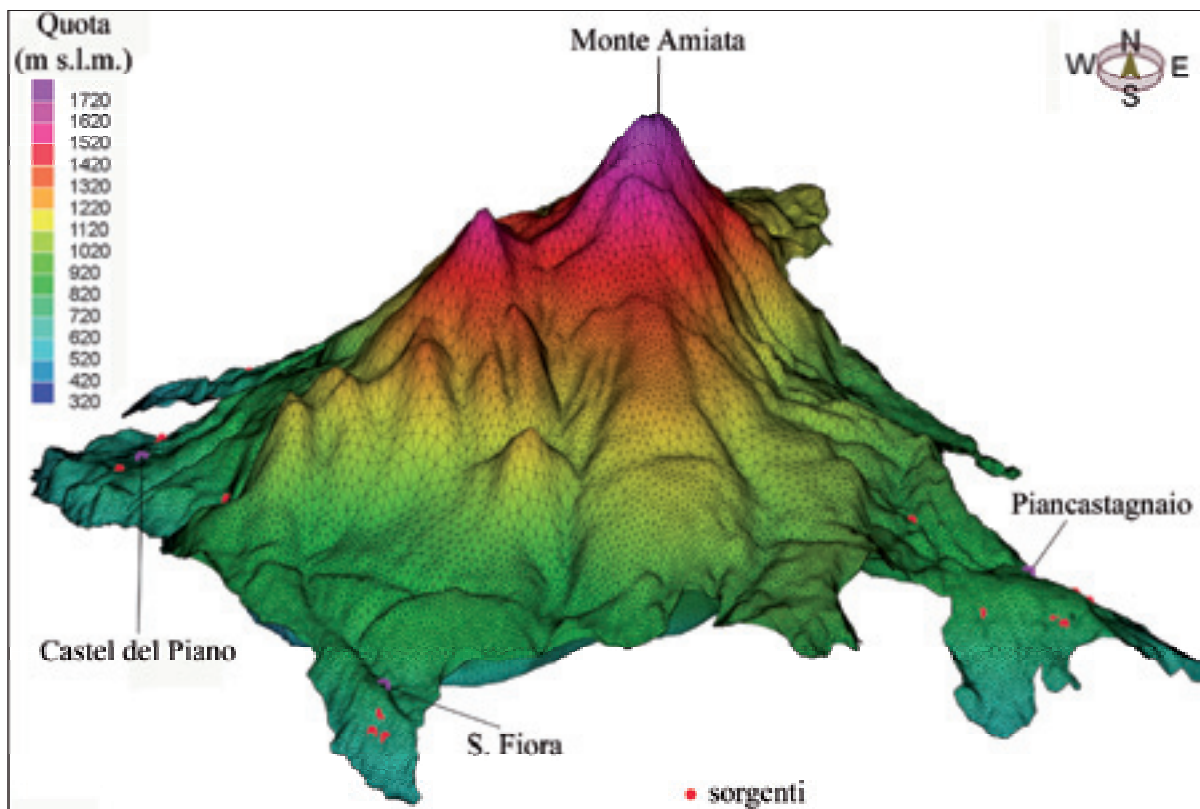


Figura 8. Maglia di discretizzazione per il modello numerico tridimensionale del sistema acquifero contenuto nel complesso vulcanico del M. Amiata. L'esagerazione verticale è 5x.

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 vulcaniche 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.

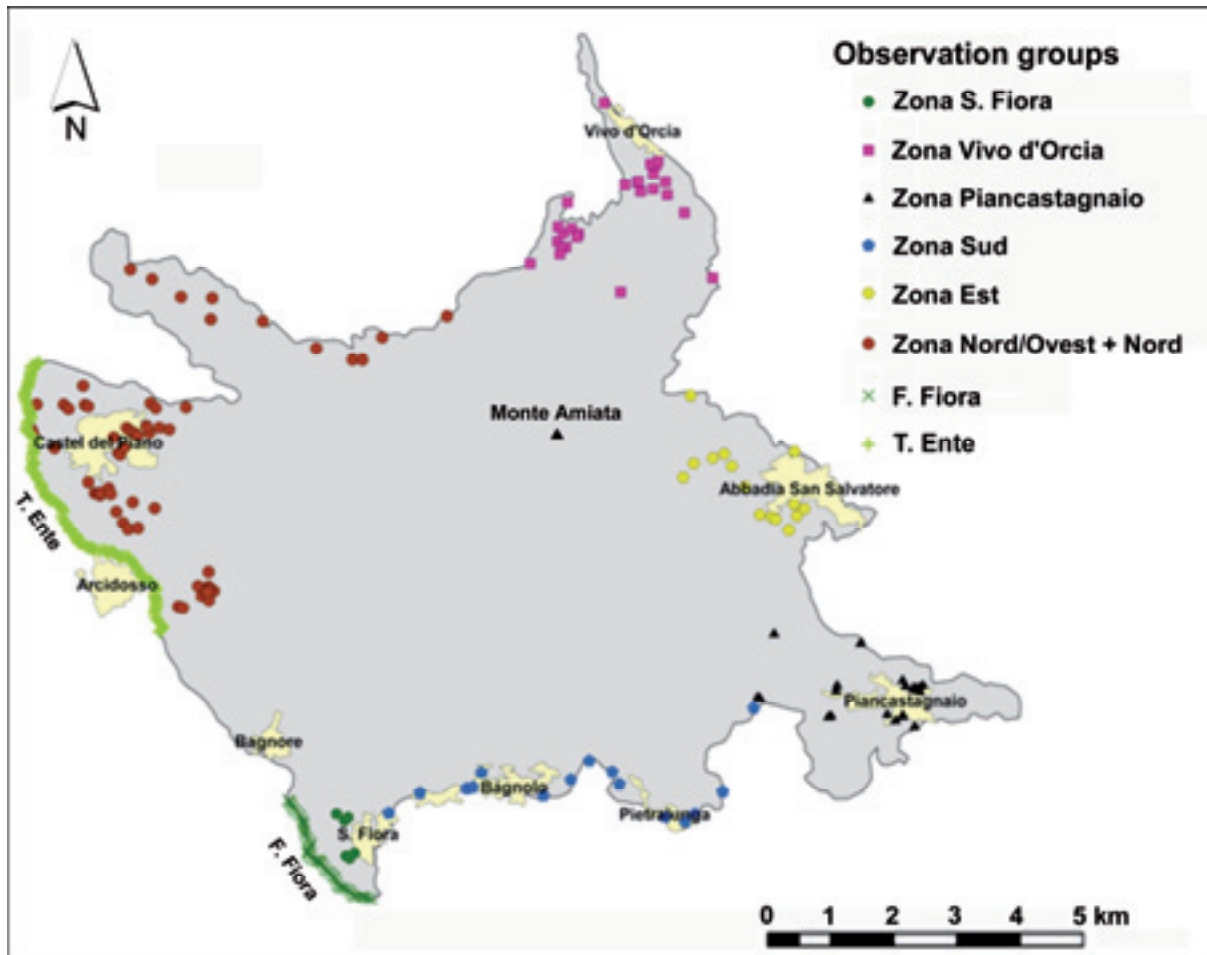


Figura 9. Distribuzione degli *observation groups* per il calcolo del flusso per zone.
 Figure 9. *Observation group* distribution to calculate the flow for areas.

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.

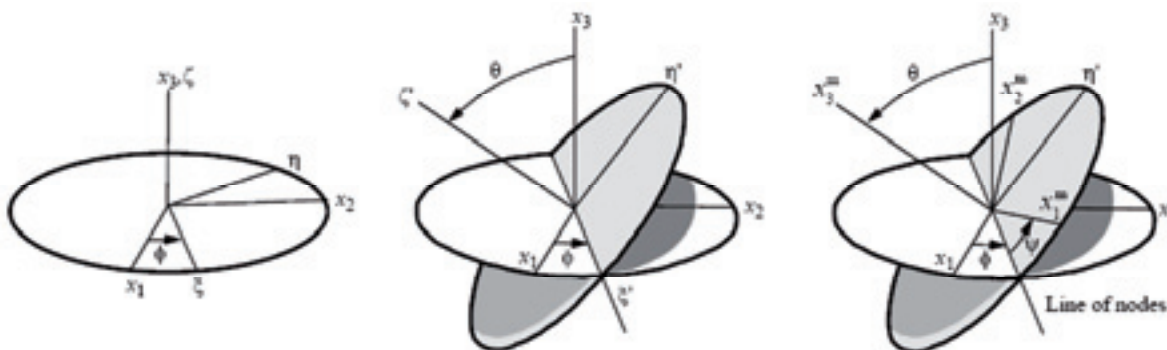


Figura 10. Convenzione adottata in FEFLOW per le rotazioni che definiscono i tre angoli Euleriani (Diersch, 2006b).
 Figure 10. Convention adopted in FEFLOW for rotations defining the Eulerian angles (Diersch, 2006b).

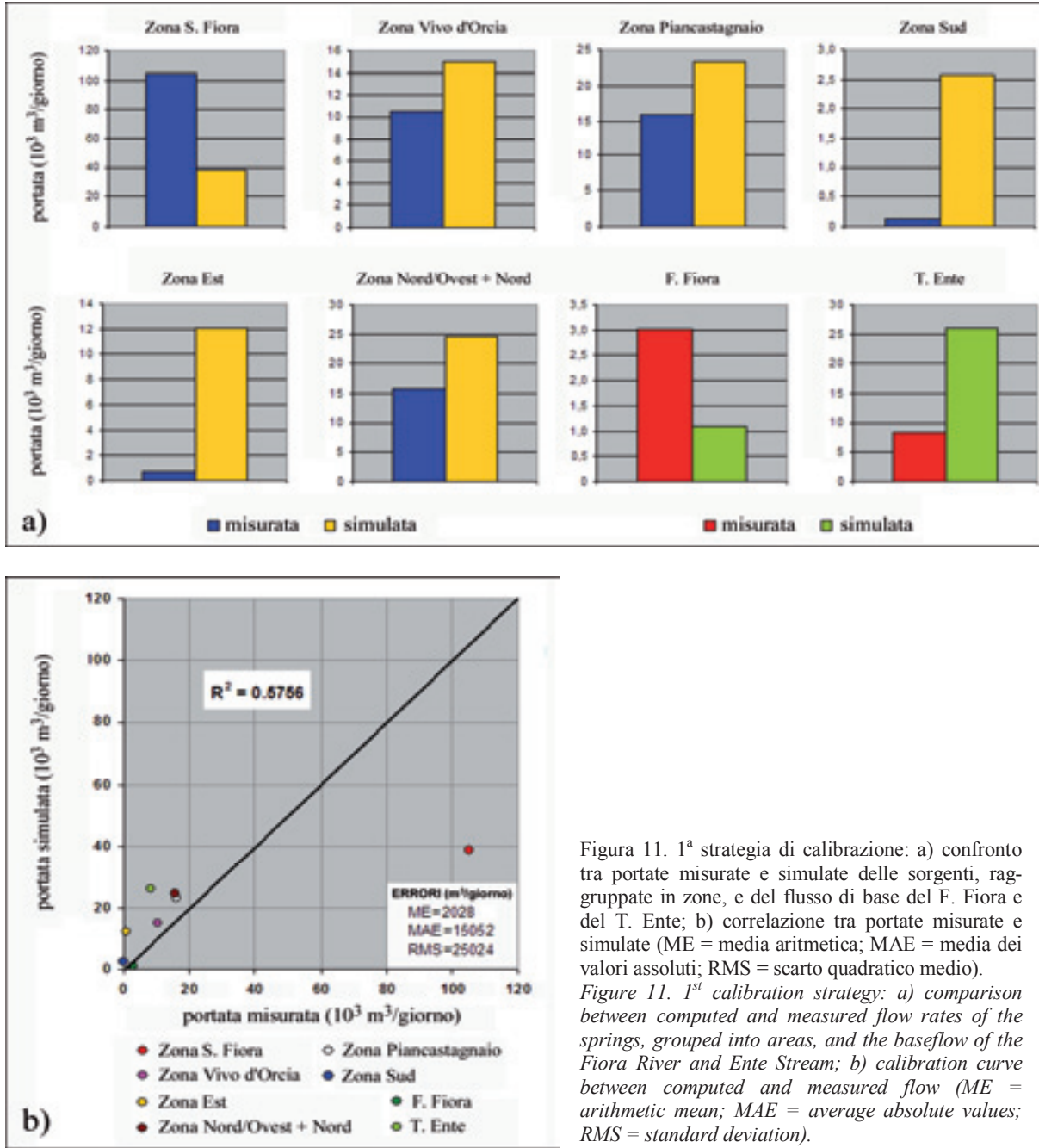


Figura 11. 1^a strategia di calibrazione: a) confronto tra portate misurate e simulate delle sorgenti, raggruppate in zone, e del flusso di base del F. Fiora e del T. Ente; b) correlazione tra portate misurate e simulate (ME = media aritmetica; MAE = media dei valori assoluti; RMS = scarto quadratico 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 $148 \text{ m}^3/\text{giorno}$.

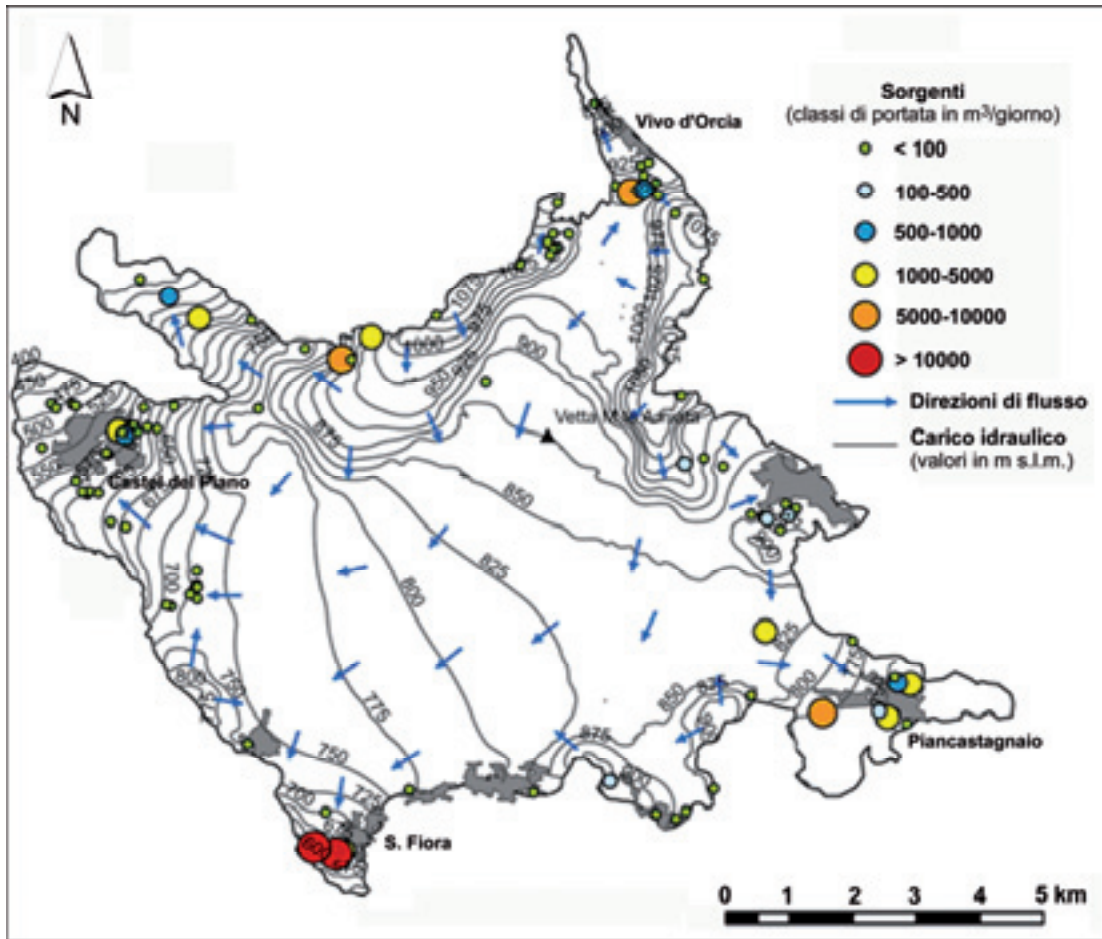


Figura 12. 1^a strategia di calibrazione: superficie piezometrica simulata.
 Figure 12. 1st calibration strategy: simulated piezometric surface.

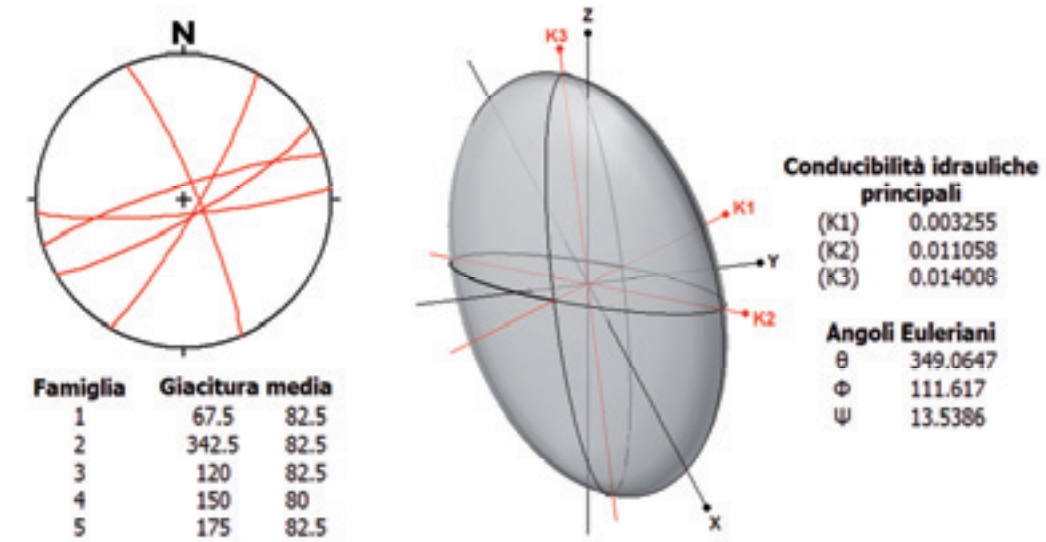


Figura 13. 2^a strategia di calibrazione: principali famiglie di fratture ed ellissoide di conducibilità idraulica valido sull'intero dominio (i semiassi dell'ellissoide corrispondono alle tre conducibilità principali, le cui direzioni sono definite dai tre angoli Euleriani).
 Figure 13. 2nd calibration 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 K_2 ad alta conducibilità (la massima è sub-verticale) ed alti gradienti nella direzione ortogonale, che corrisponde appunto alla minima conducibilità.

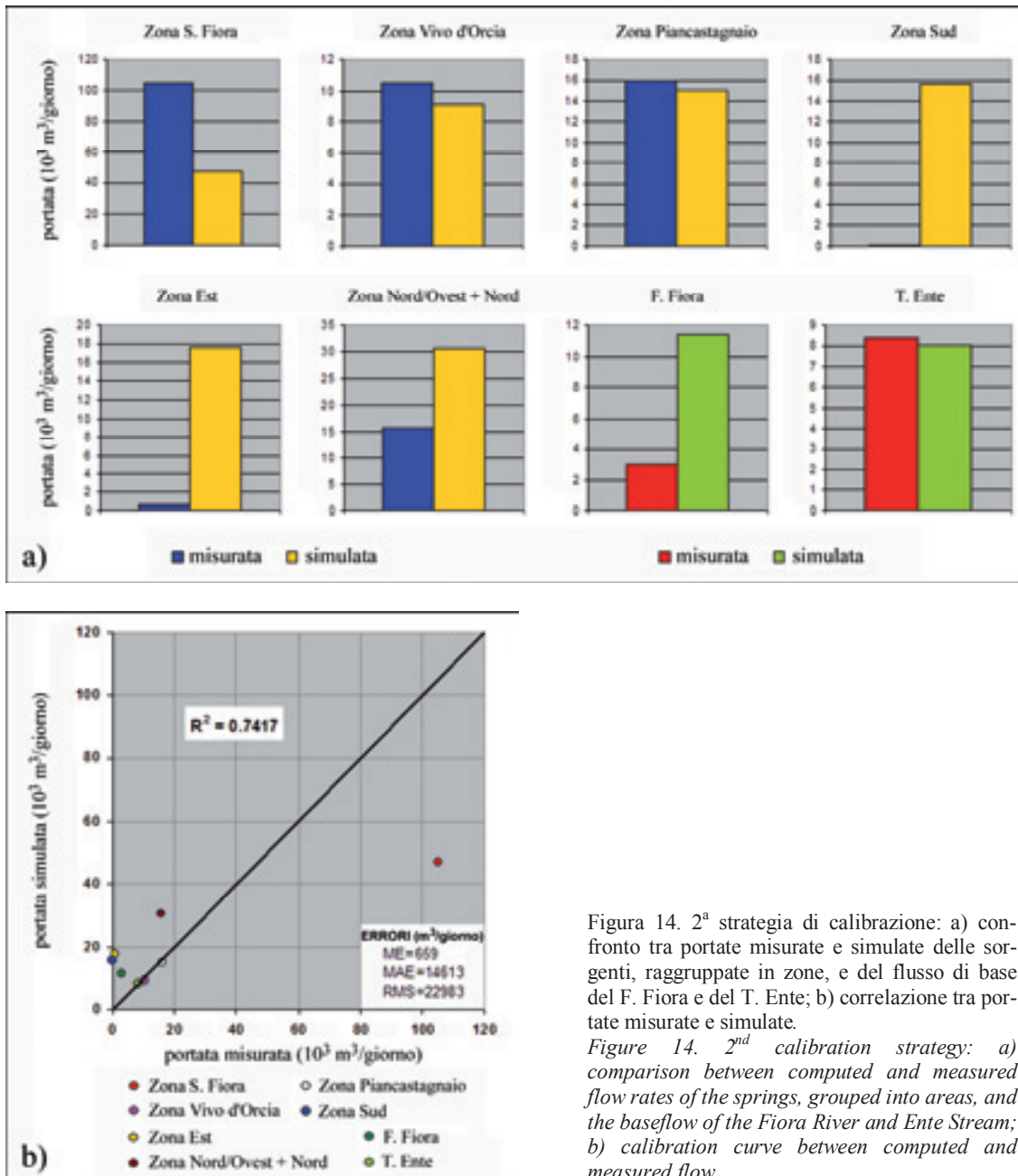


Figura 14. 2^a strategia di calibrazione: a) confronto tra portate misurate e simulate delle sorgenti, raggruppate in zone, e del flusso di base del F. Fiora e del T. Ente; b) correlazione tra portate misurate e simulate.

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.

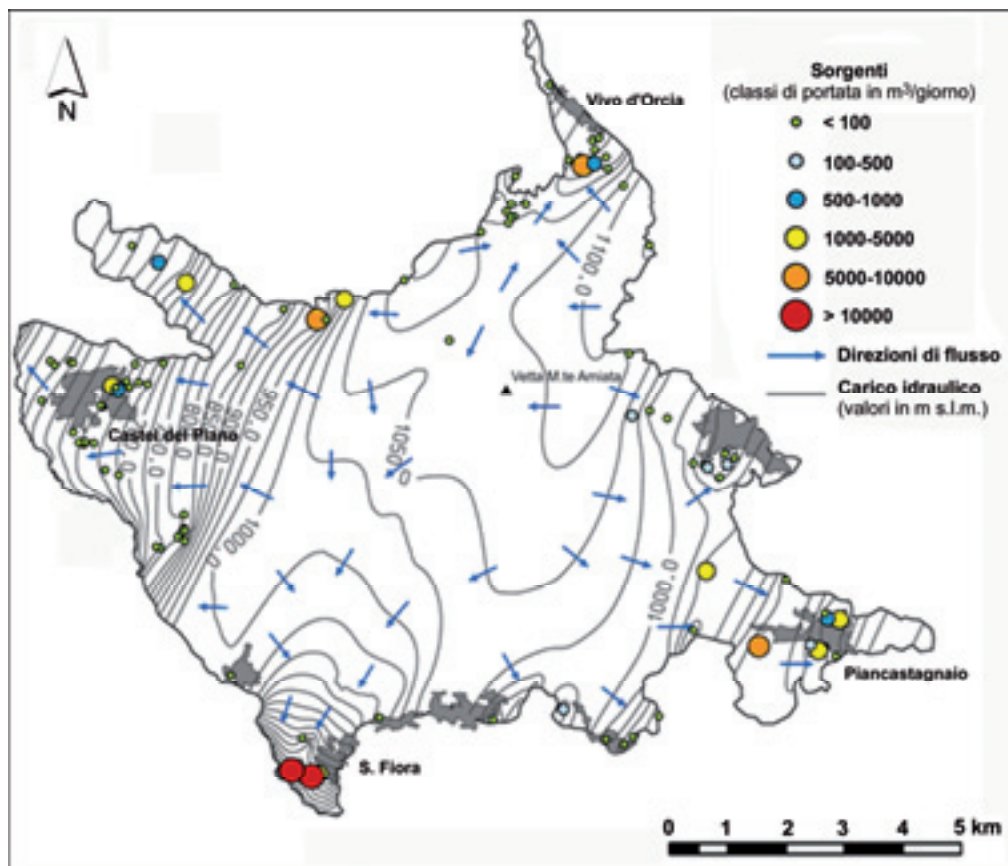


Figura 15. 2^a strategia di calibrazione: superficie piezometrica simulata.
 Figure 15. 2nd calibration strategy: simulated piezometric surface.

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.).

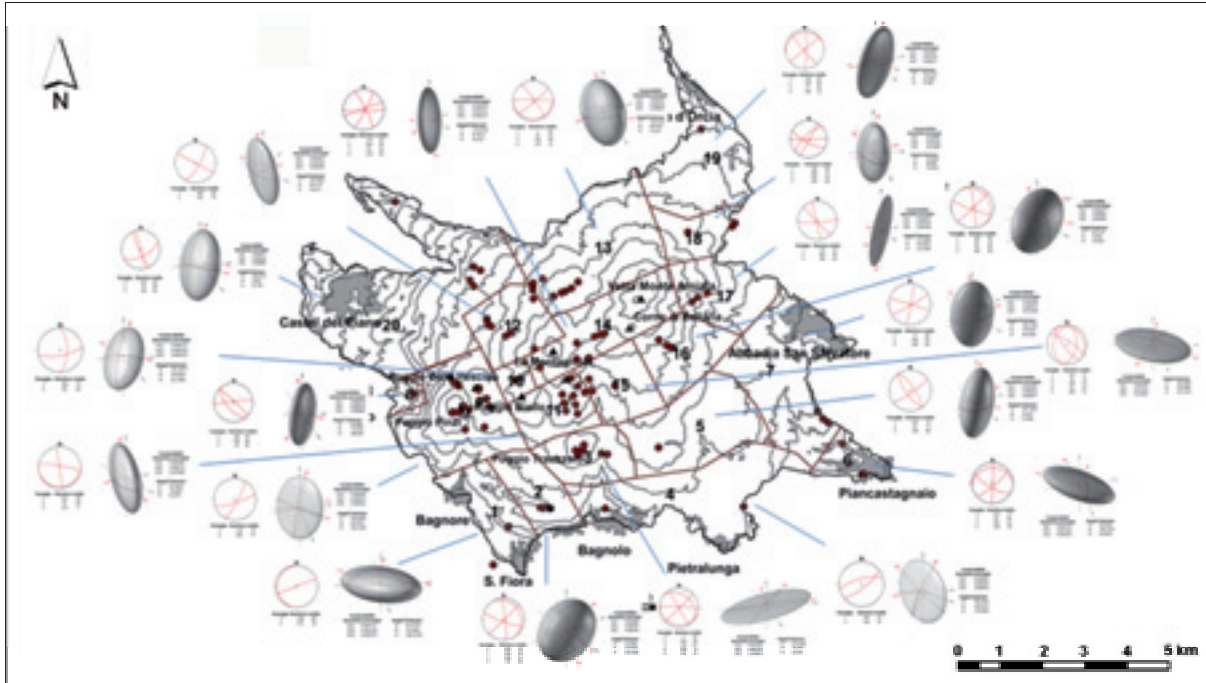


Figura 16. 3^a strategia di calibrazione: delimitazione delle 20 zone in cui il dominio è stato suddiviso, con le principali famiglie di fratture e l'ellissoide di conducibilità idraulica.

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 km^3 , che corrisponde a circa il 70 % del volume complessivo delle vulcaniti (circa 24 km^3); ammettendo un intervallo di porosità efficace

compreso tra il 5 ed il 10%, si ricava un volume idrico totale mediamente immagazzinato di $850-1700 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, 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.

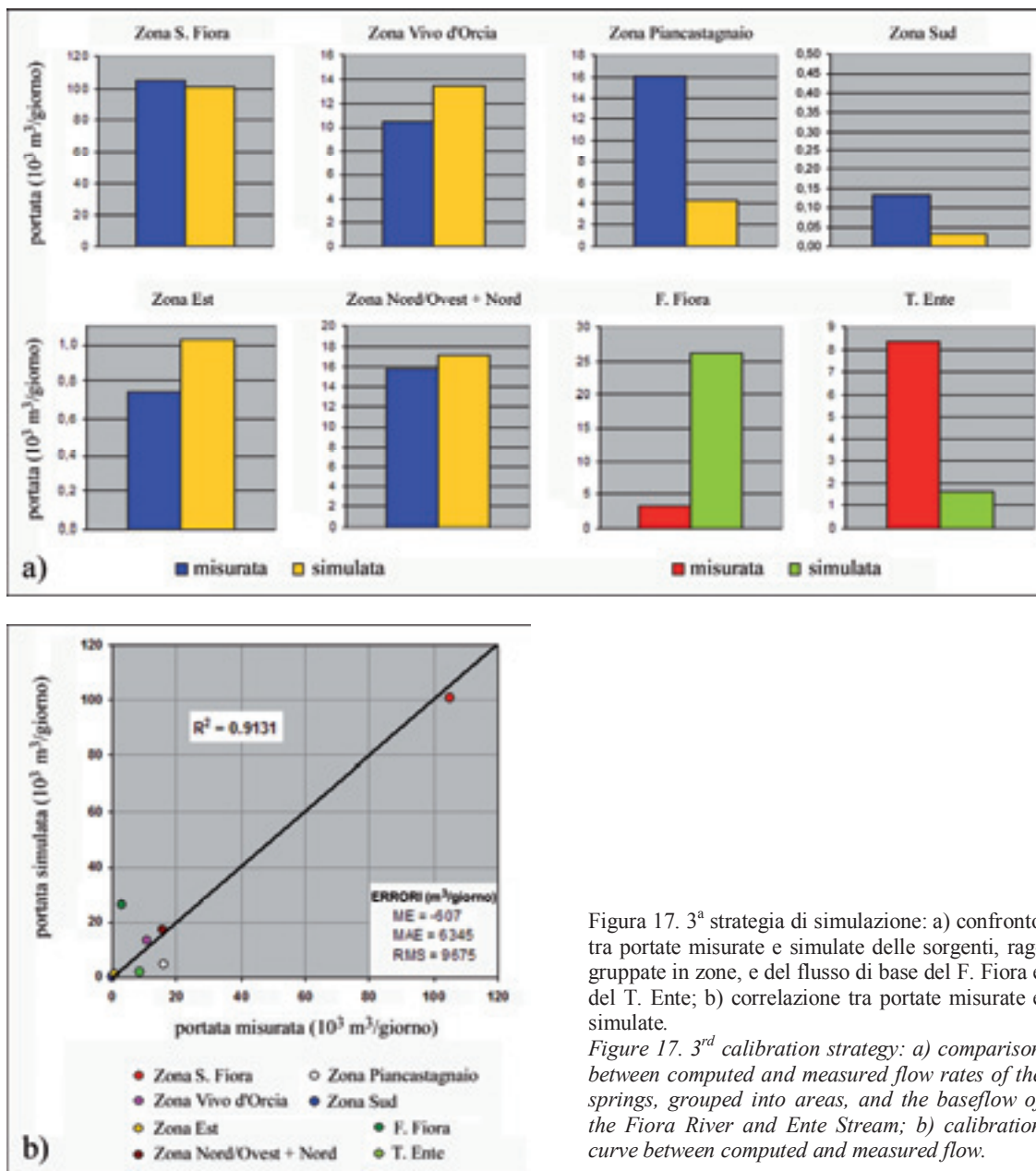


Figura 17. 3^a strategia di simulazione: a) confronto tra portate misurate e simulate delle sorgenti, raggruppate in zone, e del flusso di base del F. Fiora e del T. Ente; b) correlazione tra portate misurate e simulate.

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.

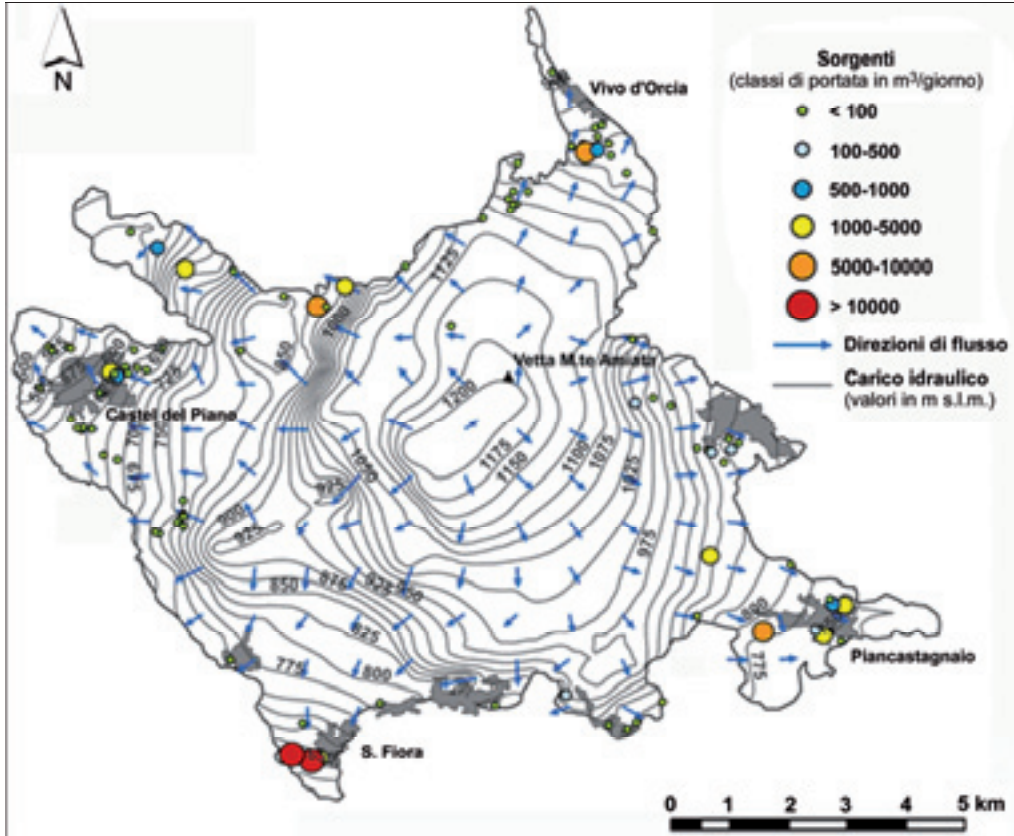


Figura 18. 3^a strategia di calibrazione: superficie piezometrica simulata.
Figure 18. 3rd calibration strategy: simulated piezometric surface.

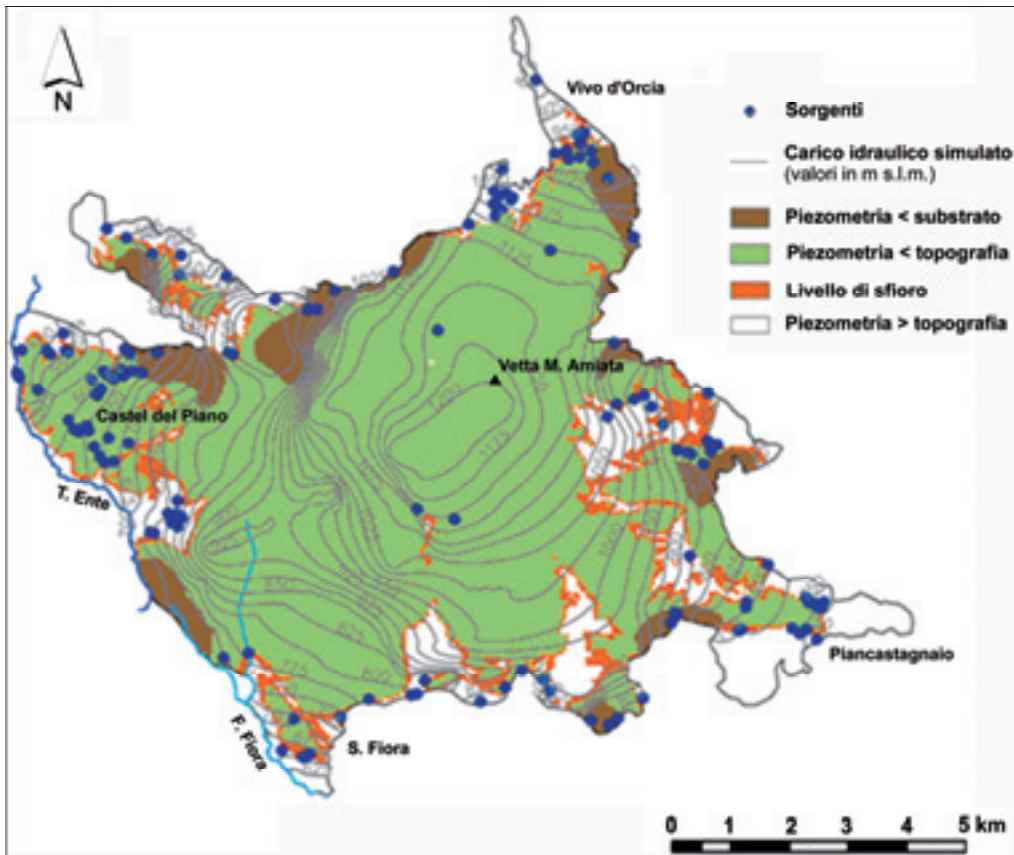


Figura 19. Rapporti tra superficie piezometrica simulata, superficie topografica e substrato dell'acquifero.
Figure 19. Relationships between simulated piezometric surface, topography surface and substrate of the aquifer.

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. Transensional 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.
- Francani V., Cherubini C., 2006. Approcci modellistici a confronto per lo studio del flusso e del trasporto nei mezzi fratturati. *Atti del Congresso GEOFLUID "Gestione delle acque sotterranee e geologia applicata all'ambiente"*, Piacenza, 4 ottobre 2006, DIAR, 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.
- Seesi 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, Center-ton, N.J., 185-311.

Approccio metodologico nell'analisi di fenomeni di contaminazione da Arsenico, Ferro e Manganese nelle falde superficiali, il caso del territorio di Cremona.

Marco Rotiroti¹, Tullia Bonomi¹, Letizia Fumagalli¹, Andrea Azzoni², Barbara Pisoni², Giuseppina Demicheli²

¹Università degli Studi di Milano Bicocca - Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e del Territorio, Piazza della Scienza 1, Milano. tullia.bonomi@unimib.it; letizia.fumagalli@unimib.it; m.rotiroti@campus.unimib.it.

²Provincia di Cremona – Settore Agricoltura e Ambiente, Via Dante 124, Cremona. andrea.azzoni@provincia.cremona.it; barbara.pisoni@provincia.cremona.it; giuseppina.demicheli@provincia.cremona.it.

Autore corrispondente: Marco Rotiroti; m.rotiroti@campus.unimib.it; Piazza della Scienza 1, 20126 Milano, Fax 02 64482895.

A method to analyse arsenic, iron and manganese groundwater contamination, the Cremona area case.

ABSTRACT: The main aim of this work is to develop a methodology to identify the quality of the groundwater hosted by the multi-layer aquifer of the Cremona area, affected by As, Fe and Mn contamination. The applied methodology involves the (a) collection of historical data related to water quality, water levels and well logs, (b) storage of collected data in specific databases, (c) design and execution of a field survey of water levels and water quality, (d) construction of a 3D model of the aquifer structure, (e) analysis of the hydrodynamic properties of the system, (f) spatial and time analysis of water quality data considering the hydrodynamic properties and the lithological and textural structure of the aquifer, (g) elaboration of a general hydrogeochemical conceptual model, incorporating some hypothesis about the mechanism and the origin of the contamination.

Key terms: Arsenic, Iron, Manganese, Groundwater contamination, 3D textural model, Hydrochemical analysis

Termini chiave: Arsenico, Ferro, Manganese, Contaminazione delle acque sotterranee, Modello tessiturale tridimensionale, Analisi idrochimica

Riassunto

L'obiettivo del presente lavoro, nato da una collaborazione tra l'Università di Milano-Bicocca e la Provincia di Cremona, è quello di sviluppare un'adeguata metodologia di analisi in grado di identificare il grado di contaminazione da As, Fe e Mn delle acque sotterranee, definendo gli scenari teorici sulle possibili dinamiche e le ipotesi sulla provenienza potenziale della contaminazione.

L'area specifica oggetto di studio è ubicata in prossimità della confluenza tra Adda e Po e comprende un territorio di circa 50 km², esteso principalmente intorno alle zone industriali presenti ad ovest e a sud-est della città di Cremona.

La metodologia di analisi sviluppata ed applicata nel presente studio prevede la realizzazione delle seguenti fasi d'indagine: (a) raccolta dei dati storici; (b) organizzazione ed interpretazione dei dati raccolti tramite banche dati; (c) organizzazione e realizzazione di una campagna di misure piezometriche ed idrochimiche; (d) ricostruzione della struttura del sistema idrogeologico; (e) analisi delle proprietà idrodinamiche; (f) caratterizzazione idrochimica delle falde; (g) definizione di un modello concettuale idrogeochimico generale, che

comprenda delle ipotesi sui meccanismi chimici e sulle origini della contaminazione.

Introduzione

Il presente lavoro nasce all'interno di una collaborazione scientifica tra l'Università di Milano-Bicocca e la Provincia di Cremona. Lo studio prevede un'analisi di tipo idrogeologico ed idrochimico del sistema acquifero multistrato presente nel territorio cremonese, in relazione a fenomeni di contaminazione da As, Fe e Mn nelle acque sotterranee, in particolare in quelle superficiali.

L'obiettivo è quello di sviluppare un'adeguata metodologia di analisi in grado di identificare il grado di contaminazione presente, definendo gli scenari teorici sulle possibili dinamiche e le ipotesi sulla provenienza potenziale della contaminazione.

L'intero territorio della provincia di Cremona è stato oggetto di studi idrogeologici ed idrochimici precedenti (Beretta *et alii*, 1992; Francani *et alii*, 1994; Zavatti *et alii*, 1995), che hanno messo in evidenza concentrazioni elevate di Arsenico, Ferro e Manganese generalmente in prossimità di falde profonde (indicativamente maggiori a

50 m di profondità), ipotizzando un'origine di tipo naturale. In particolare per l'elemento As sono state individuate concentrazioni elevate in prossimità del fiume Oglio (anche superiori a 200 µg/l) e in misura minore nel territorio oggetto del presente studio, con falde interessate comprese generalmente tra 50 e 120 m di profondità (Zavatti *et alii*, 1995). Anche il quadro regionale sulla presenza di As proposto da Castelli *et alii* (2005) conferma che l'area cremonese, in particolare in prossimità del fiume Oglio, risulta una delle maggiori aree interessate da questa contaminazione di tutta la Lombardia.

La metodologia di analisi sviluppata ed applicata nel presente studio prevede la realizzazione delle seguenti fasi d'indagine:

a. raccolta dei dati storici e delle informazioni esistenti riguardanti la geologia, l'idrogeologia, l'idrochimica e i fenomeni di contaminazione progressivi e/o in atto nell'area di studio;

b. organizzazione ed interpretazione dei dati raccolti tramite banche dati specifiche, in particolare di tipo idrogeologico per pozzi e di tipo chimico, e sistemi informativi territoriali;

c. individuazione di una rete di punti d'indagine sito-specifica e realizzazione di una campagna di misure piezometriche ed idrochimiche sulla rete individuata;

d. ricostruzione della struttura del sistema idrogeologico indagato tramite l'analisi della distribuzione delle

tessiture dell'acquifero, in funzione dei dati litostratigrafici disponibili;

e. analisi delle proprietà idrodinamiche delle falde presenti in base ai dati disponibili, considerando anche le relazioni verticali esistenti tra falde sovrapposte e le direzioni preferenziali di possibili scambi d'acqua;

f. caratterizzazione idrochimica delle falde, tramite analisi spaziale e temporale dei dati idrochimici, sia di quelli storici disponibili che di quelli derivati dalla campagna di misure sito-specifica, considerando la struttura del sistema idrogeologico e le sue proprietà idrodinamiche;

g. definizione di un modello concettuale idrogeochimico generale, che comprenda delle ipotesi sui meccanismi chimici e sulle origini della contaminazione, come strumento a supporto del controllo e gestione della risorsa idrica.

Area di studio

Sono state considerate due porzioni di territorio d'interesse (Figura 1). La prima, con un'estensione di circa 500 km², rappresenta l'area di caratterizzazione idrogeologica ed è stata definita al fine di realizzare un inquadramento idrogeologico generale su un territorio più ampio. La seconda, con una superficie di circa 50 km², rappresenta invece l'area oggetto dello studio idrochimico specifico.

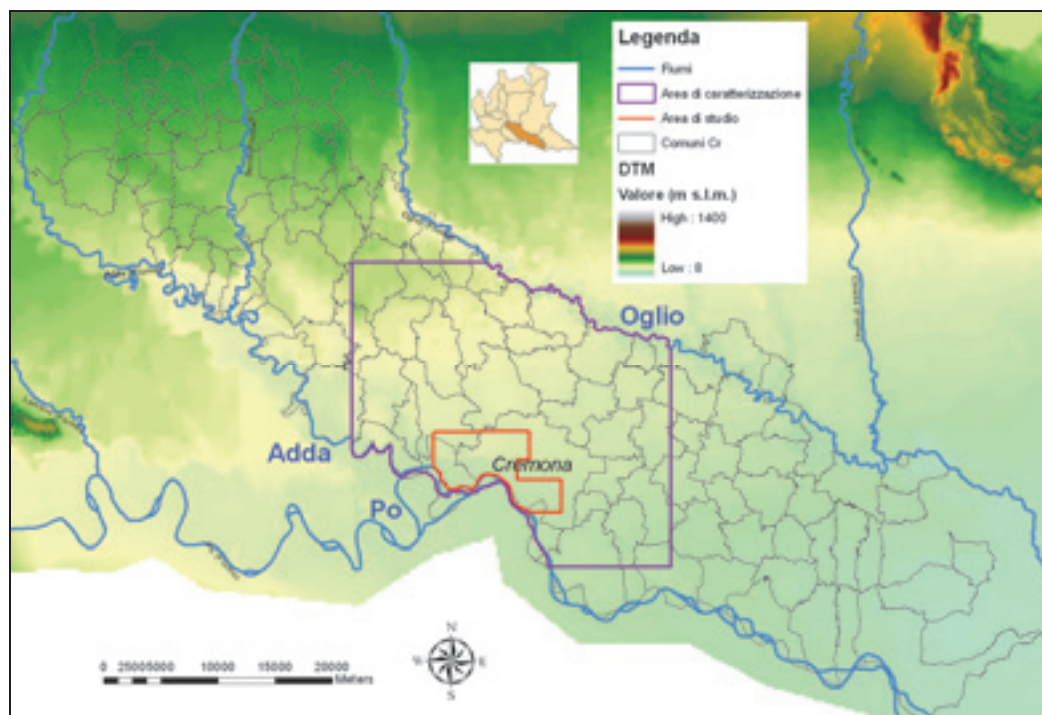


Figura 1. Ubicazione dell'area di caratterizzazione idrogeologica (in viola) e dell'area di studio idrochimico specifico (in rosso) nel quadro della provincia cremonese.

Figure 1. Hydrogeological characterization area (in purple) and hydrochemical study area (in red) in the province of Cremona territory.

Ubicata in prossimità della convergenza dei fiumi Adda e Po, quest'area è stata definita in accordo con le autorità provinciali e comprende un territorio esteso principalmente intorno alle zone industriali ubicate ad ovest e a sud-est della città di Cremona. In queste aree si concentra l'attenzione dell'autorità pubblica, interessata a definire in un quadro complessivo i livelli di contaminazione esistenti e a verificare la possibile influenza di processi antropici nei meccanismi in atto.

Le profondità di sottosuolo indagate si aggirano intorno ai 200–250 m, corrispondenti all'unità idrogeologica che nello studio Regione Lombardia & Eni Divisione Agip (2002) viene definita come Gruppo Acquifero A. La scelta di considerare principalmente il gruppo acquifero A e non la totalità dell'Acquifero Tradizionale (Martinis & Mazzarella, 1971), comprendente i Gruppi Acquiferi A e B, è giustificata dalla consistenza dei dati acquisibili; pochi pozzi infatti interessano il Gruppo Acquifero B e quindi non sono presenti informazioni idrogeologiche ed idrochimiche significative.

Caratterizzazione dell'area di studio

Dal punto di vista morfologico l'area di studio è caratterizzata da un andamento generalmente uniforme con quote comprese tra 50 e 35 m s.l.m. Per quanto riguarda il reticolo idrico superficiale, il territorio analizzato è limitato a sud dal sistema Adda-Po ed è attraversato da una serie di corpi idrici secondari sia di tipo artificiale che naturale; tra questi il più rilevante è il cavo Morbasco che scorre a sud-est del territorio urbano di Cremona.

Dal punto di vista geologico l'area è caratterizzata da sedimenti continentali sovrapposti a sedimenti marini preesistenti. I depositi continentali sono costituiti da sedimenti fluvio-glaciali ed alluvionali con un'età compresa tra il Pleistocene e l'Olocene. Il lavoro di Beretta *et alii* (1992) riporta che nell'intero territorio provinciale i sedimenti affioranti sono esclusivamente di tipo continentale e nel dettaglio sono costituiti dalle seguenti unità:

- *Alluvioni recenti (Olocene)*: alluvioni ghiaioso-sabbioso-limose degli alvei fluviali; affiorano con continuità sulle sponde dei fiumi Adda, Serio ed Oglio.
- *Alluvioni Antiche (Olocene inferiore)*: alluvioni sabbiose e ghiaiose, poligeniche, con strato di alterazione superficiale mancante o ridotto; ricoprono una fascia estesa di territorio alla sinistra del fiume Adda.
- *Fluvioglaciale Wurm Auct. (Pleistocene superiore)*: alluvioni sabbiose e ghiaiose per lo più non alterate; è presente, tra i fiumi Adda e Po, uno strato di alterazione giallo con spessore inferiore al metro.
- *Fluvioglaciale Riss-Mindel Auct. (Pleistocene medio)*: sedimenti fluvio-glaciali e ghiaiosi, con lenti e banchi limoso argillosi. Tali depositi formano il terrazzo di Romanengo e sono ricoperti da una coltre di alterazione argilloso-limosa gialla-rossastra spessa fino a 2,5 m.

Dal punto di vista idrogeologico il sistema analizzato è costituito fondamentalmente da un'alternanza di sedimenti con permeabilità elevate a matrice ghiaioso-sabbiosa e sedimenti con permeabilità ridotta a matrice argillosa-limosa. Questi ultimi presentano una continuità variabile che solo a scala locale può generare dei confinamenti della falda presente. Da segnalare è la significativa presenza di torba che può essere presente sotto forma di lenti o sparsa nei sedimenti più fini (Francani *et alii*, 1994). In generale il complesso analizzato è quindi definibile come sistema acquifero multistrato.

Suddivisione del sistema idrogeologico

Una suddivisione a scala provinciale del sistema acquifero multistrato compreso nei primi 200-250 m di profondità è stata proposta dai lavori precedenti di Beretta *et alii* (1992) e Gandolfi *et alii* (2007). In entrambi gli studi viene considerata una distinzione del sistema in un acquifero superficiale di tipo freatico e in uno profondo di tipo semiconfinato/confinato, distinzione non ipotizzata in maniera continua su tutta l'area e che tende a scomparire in maniera significativa in prossimità del corso dei fiumi Adda e Po, dove l'assenza di livelli a bassa permeabilità, accompagnata da particolari condizioni idrauliche (livelli idrometrici dei fiumi superiori ai livelli piezometrici delle falde profonde), è tale da permettere un'alimentazione delle falde profonde generata da infiltrazioni dai corsi d'acqua principali (Francani & Trefiletti, 2006).

All'interno del presente lavoro questa suddivisione è stata ulteriormente dettagliata, per quanto riguarda l'area di studio, grazie all'analisi delle informazioni litostratigrafiche raccolte ed organizzate. La schematizzazione dell'acquifero realizzata è rappresentata in Figura 2, che utilizza come base litostratigrafica una sezione, passante per l'area oggetto di studio in direzione N-S, realizzata dall'interpretazione delle stratigrafie dei pozzi raccolte.

L'acquifero superficiale è stato suddiviso in due unità denominate freatico (F), nell'intervallo 0-25 m di profondità, e semiconfinato (S) compreso tra 30 e 50 m di profondità, mentre quello profondo in tre unità chiamate confinato 1 (C1), tra 65 e 85 m, confinato 2 (C2), tra 100 e 150 m, e confinato 3 (C3), tra 160 e 250 m. Gli intervalli di profondità riportati sono indicativi e possono variare a seconda delle condizioni sito-specifiche presenti. Dalla Figura 2 risulta evidente come questa suddivisione assuma un significato esclusivamente a livello locale, in funzione della presenza di consistenti livelli limosi ed argillosi.

Raccolta dati

L'operazione di raccolta dati rappresenta la prima fase della metodologia presentata ed è stata orientata verso molteplici tipi di informazioni, in modo da definire un ampio quadro conoscitivo dell'area.

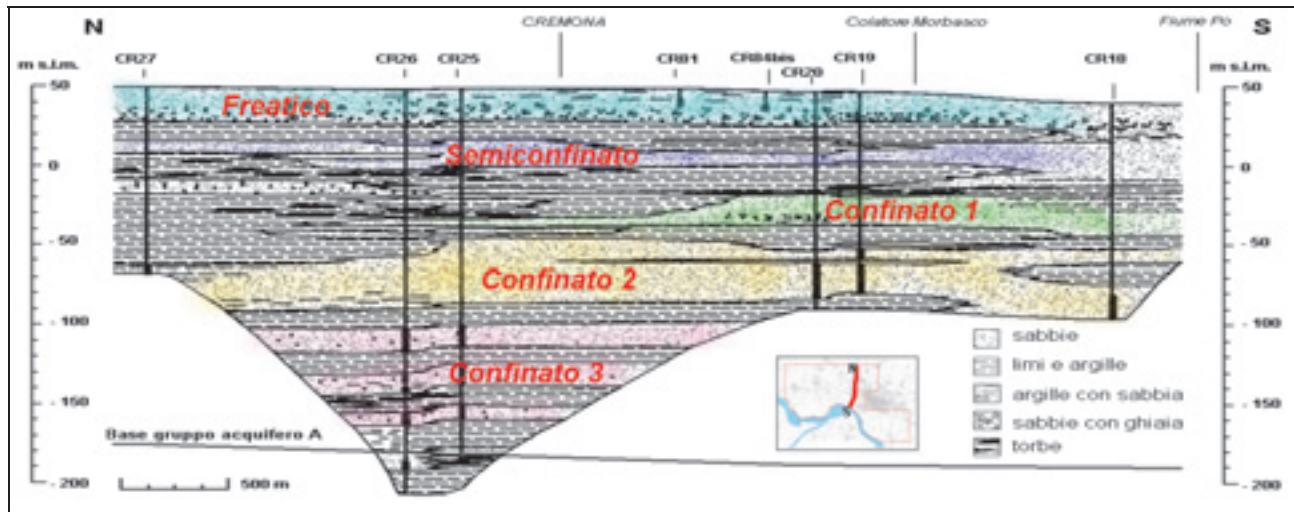


Figura 2. Schema della suddivisione del sistema idrogeologico: F (0-25 m) in azzurro, S (30-50 m) in blu, C1 (65-85 m) in verde, C2 (100-150 m) in giallo e C3 (160-250 m) in rosa.

Figure 2. Hydrogeological system partition scheme: F (0-25 m) in turquoise, S (30-50 m) in blu, C1 (65-85 m) in green, C2 (100-150 m) in yellow e C3 (160-250 m) in pink.

Le informazioni raccolte fanno riferimento alla geologia, idrogeologia ed idrochimica dell'area di studio. L'attenzione nella raccolta dati si è focalizzata principalmente intorno alle informazioni riguardanti i pozzi pubblici e privati presenti nell'area e tutti gli eventi di inquinamento antropico pregressi ed attualmente in atto. Questo per comprendere e verificare possibili influenze e correlazioni, sia dirette che indirette, tra gli inquinamenti antropici e la contaminazione da As, Fe e Mn oggetto di studio. Le informazioni sono state raccolte consultando gli archivi della Provincia di Cremona ma interagendo anche con altri Enti, come ARPA ed i gestori locali del servizio idrico integrato.

Per quanto riguarda i pozzi sono state raccolte le informazioni relative a: anagrafica (proprietario/gestore, indirizzo, tipologia); ubicazione (longitudine, latitudine, quota); struttura (profondità, diametro, posizione filtri, completamento); stratigrafia; piezometria (livelli statici e dinamici); consumi; prove idrauliche e qualità della falda (analisi chimiche delle acque emunte). All'interno dell'area di caratterizzazione (Figura 1) sono stati censiti complessivamente 514 pozzi, dei quali 93 pubblici e 421 privati. L'informazione stratigrafica, fondamentale nella successiva fase di ricostruzione della struttura dell'acquifero, è stata ottenuta per 337 pozzi. Sono stati anche raccolti 193 certificati di analisi chimiche delle acque, riferiti principalmente ai pozzi ubicati nell'area di studio specifica (Figura 1) e relativi al periodo temporale 2000-2010.

Per quanto riguarda gli eventi di inquinamento, sono stati censiti, nell'area di studio specifica, 23 siti ai quali sono riferiti complessivamente 392 piezometri di monitoraggio. Per i piezometri sono state raccolte, ove

possibile, le stesse tipologie di informazioni individuate per i pozzi. Per quanto riguarda le stratigrafie ne sono state raccolte un numero pari a 213, mentre è stato individuato un numero di certificati di analisi chimiche pari a 1753, su un periodo temporale compreso tra l'anno 2000 e l'anno 2010 e riferiti a parametri chimici differenti, in funzione della tipologia di inquinamento presente.

Organizzazione dati

Tutti i dati acquisiti riferiti ai pozzi e ai piezometri analizzati sono stati organizzati in banche dati specifiche. Nel presente studio sono state utilizzate una banca dati idrogeologica per pozzi, denominata TANGRAM (Bonomi *et alii*, 1995), sviluppata dal Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e del Territorio (DISAT) dell'Università degli Studi di Milano-Bicocca in collaborazione con il CNR, ed una banca dati idrochimica, agganciata a quella idrogeologica, denominata TANGCHIM, sempre sviluppata dal DISAT.

TANGRAM è in grado di gestire, elaborare ed estrarre dati di tipo amministrativo, stratigrafico, piezometrico, costruttivo e relativi a prove idrauliche di pozzi e piezometri. La banca dati viene implementata attraverso progetti di ricerca e viene gestita on-line (www.tangram.samit.unimib.it). Ogni singolo Ente fornitore dei dati ne rimane comunque il solo proprietario. La particolarità di questa banca dati è rappresentata dalla possibilità di utilizzare in maniera quantitativa i dati stratigrafici, mediante codifica numerica dei livelli stratigrafici; l'associazione successiva delle classi tessiturali a valori di conducibilità idraulica e porosità efficace permette anche una

parametrizzazione idrogeologica. Questo processo si basa su valori di letteratura, che possono essere calibrati con dati ottenuti su prove di campo specifiche.

La banca dati TANGCHIM è in grado invece di gestire l'informazione di tipo chimico associata ai vari pozzi e piezometri presenti in TANGRAM. Le singole analisi chimiche effettuate in tempi diversi per ogni pozzo possono essere gestite in un ambiente unico e in maniera strutturata, con la possibilità di effettuare estrazioni per singolo pozzo, per singola specie chimica o per un periodo temporale definito.

In generale, l'operazione di organizzazione delle informazioni in banche dati ha la duplice valenza di creare un ambiente unico strutturato per la conservazione dei dati, aggiornabile in ogni momento, e di facilitare le operazioni di estrazione delle informazioni nelle successive fasi di elaborazione.

Il numero totale di pozzi e piezometri inseriti in TANGRAM è stato di 906, ognuno con un diverso grado di completezza di informazione derivante da una certa disomogeneità dei dati acquisiti. Questo numero comprende i 514 pozzi pubblici/privati censiti ed i 392 piezometri di monitoraggio.

Il numero di certificati analitici inseriti in TANGCHIM è pari a 1.946. Questi dati riguardano sostanzialmente i piezometri di monitoraggio (1.753 analisi) ed in maniera minore i pozzi (193 analisi).

Realizzazione di una campagna di misure

La realizzazione di una campagna specifica di misure è stata resa necessaria per acquisire dei dati temporalmente e spazialmente più omogenei rispetto a quelli storici raccolti. Le attività relative alla campagna hanno riguardato: (a) la definizione della rete d'indagine, (b) la definizione dei parametri chimici da ricercare e del metodo di campionamento, (c) l'esecuzione delle misure.

Definizione della rete d'indagine

Nella fase di definizione della rete, i criteri di selezione dei punti d'indagine sono stati riferiti a: (a) ubicazione, utile alla definizione di una rete omogenea di punti con una maglia adeguata alle dimensioni dell'area e agli obiettivi dello studio; (b) profondità e posizione dei filtri, necessarie ad identificare la profondità di captazione delle acque da analizzare; (c) stratigrafia, indispensabile per comprendere il tipo di falda estratta e le caratteristiche litostratigrafiche dell'acquifero; (d) analisi chimiche precedenti, utili alla comprensione del grado di contaminazione già esistente.

La rete d'indagine è stata impostata utilizzando pozzi e piezometri già esistenti, vista l'impossibilità economica di realizzare nuovi punti in funzione degli obiettivi specifici dello studio. Questo aspetto ha chiaramente limitato la definizione di una maglia omogenea e regolare di distribuzione dei punti. Tra i pozzi esistenti sono stati selezionati quelli che presentavano completezza

d'informazione strutturale e stratigrafica. All'interno della rete sono stati anche considerati i piezometri di monitoraggio presenti, caratterizzati da una maggiore consistenza del dato chimico storico.

Sono stati così inizialmente ipotizzati 123 punti d'indagine, comprendenti 91 pozzi e 32 piezometri.

La possibilità di reale utilizzo di questi punti è stata confermata successivamente per circa il 60%, il rimanente 40% è stato eliminato per diverse motivazioni (negazione del consenso da parte del proprietario, la dismissione del pozzo ecc.). La rete d'indagine è stata quindi realizzata su un numero di punti pari a 73, la cui ubicazione è riportata in Figura 3.

In funzione della suddivisione del sistema idrogeologico effettuata, questi punti sono stati classificati in base alla profondità dei filtri di prelievo ed alle modalità di completamento dei pozzi. La rete è così composta da 24 punti relativi all'acquifero F, 14 all'S, 5 al C1, 13 al C2, 8 al C3 e 9 misti (1 tra F e S, 3 tra S e C1, 3 tra C1 e C2, 2 tra C2 e C3).

Definizione dei parametri chimici e del metodo di campionamento

È stato impostato un insieme di parametri chimico-fisici e specie macrocostituenti per definire le caratteristiche di base delle falde ed stata anche scelta una serie di costituenti minori sia di tipo organico che inorganico, oltre ad As, Fe e Mn, per valutare la presenza di inquinamenti di origine antropica. La scelta è stata effettuata valutando i contaminanti più comuni e più probabili nel contesto territoriale, definiti anche in funzione dell'analisi dei dati storici acquisiti.

Alcuni autori hanno infatti evidenziato correlazioni tra inquinamento, ad esempio, da idrocarburi ed elevati tenori di Fe e Mn (Tucillo *et alii*, 1999; Berbenni *et alii*, 2000) ed anche di As (Gosh *et alii*, 2003; Burgess & Pinto, 2005).

Per quanto riguarda il metodo di campionamento è stata utilizzata una procedura di tipo dinamico, previo spurgo del pozzo. Per i pozzi pubblici e privati è stato previsto un prelievo di acqua di falda utilizzando le pompe già installate, mentre per i piezometri è stata applicata una strumentazione portatile specifica, costituita da elettropompa, convertitore con regolazione di frequenza e generatore elettrico. In entrambi i casi lo spurgo è stato effettuato per 3-5 volumi d'acqua contenuta nel pozzo e fino a stabilizzazione dei parametri chimico-fisici misurati nelle acque estratte.

Le acque campionate sono state prelevate utilizzando per ogni parametro ricercato dei metodi di prelievo specifici, con volumi d'acqua e tipi di contenitori particolari. I metodi di prelievo utilizzati sono riportati in Tabella 2. Le aliquote destinate all'analisi dei metalli sono state acidificate in campo, senza subire filtrazione.

Esecuzione delle misure

L'esecuzione delle misure è stata svolta interamente nel

periodo compreso tra il 5 e il 29 luglio 2010. Il tempo di svolgimento delle operazioni è stato limitato il più possibile al fine di mantenere una relativa omogeneità di condizioni idrogeologiche ed idrochimiche. In particolare, sono state eseguite due campagne di misure, una di tipo piezometrico ed una di tipo idrochimico, accompagnate dalla misurazione, tramite applicazione di strumentazione GPS, delle coordinate piane Gauss-Boaga, quali longitudine e latitudine, della quota di riferimento della misura di soggiacenza della falda e della quota del piano campagna.

Tutte le informazioni acquisite sui punti d'indagine, compresi i rispettivi valori dei parametri misurati in campo, sono state riassunte nella redazione di monografie specifiche per ogni pozzo/piezometro considerato.

Misure GPS

La precisa definizione di coordinate e quote di riferimento è un elemento fondamentale per la minimizzazione degli errori sulle informazioni raccolte. In questa campagna sono state effettuate misurazioni di tipo statico utilizzando strumentazioni GPS differenziali, che presentano un margine di errore nominale sull'ordine del millimetro, sia per quanto riguarda la quota sia per le coordinate. Il metodo differenziale è infatti basato sull'utilizzo contemporaneo di due antenne, una posizionata su un punto base a valore noto (antenna *base*) ed una ubicata sul punto di misura (antenna *rover*). Come punti base sono stati considerati quelli di raffittimento della rete nazionale IGM95

elaborati dalla Regione Lombardia. Le differenze tra valore noto e valore misurato sul punto base vengono considerate per impostare la correzione dei valori misurati sul punto d'indagine. Le operazioni di correzione degli errori di misura sono state effettuate in fase di post-processing attraverso l'applicazione di software dedicati.

Le misurazioni GPS sono state effettuate su 53 pozzi/piezometri dei 73 totali, in funzione della possibilità di misura della piezometria.

Misure piezometriche

La misurazione del livello della falda, oltre ad essere il dato fondamentale di uno studio di tipo idrogeologico, assume anche un ruolo significativo nella comprensione delle informazioni di tipo idrochimico. Tra i 73 punti d'indagine definiti, la misurazione del livello della falda è stata effettuata per 47 pozzi/piezometri. Questa riduzione del numero di punti è dovuta alle specifiche caratteristiche impiantistiche dei pozzi considerati, che in molti casi non hanno permesso l'accesso fisico del freatometro. Nei casi in cui non è stato possibile spegnere il pompaggio, sono stati misurati i livelli dinamici, per gli altri pozzi sono stati misurati i livelli statici. Al fine di raccordare l'andamento della falda con i principali corpi idrici superficiali presenti, sono state anche effettuate 3 misure idrometriche del fiume Po ed una del fiume Adda, lungo il loro corso in prossimità di ponti individuati che hanno facilitato le operazioni di misura.

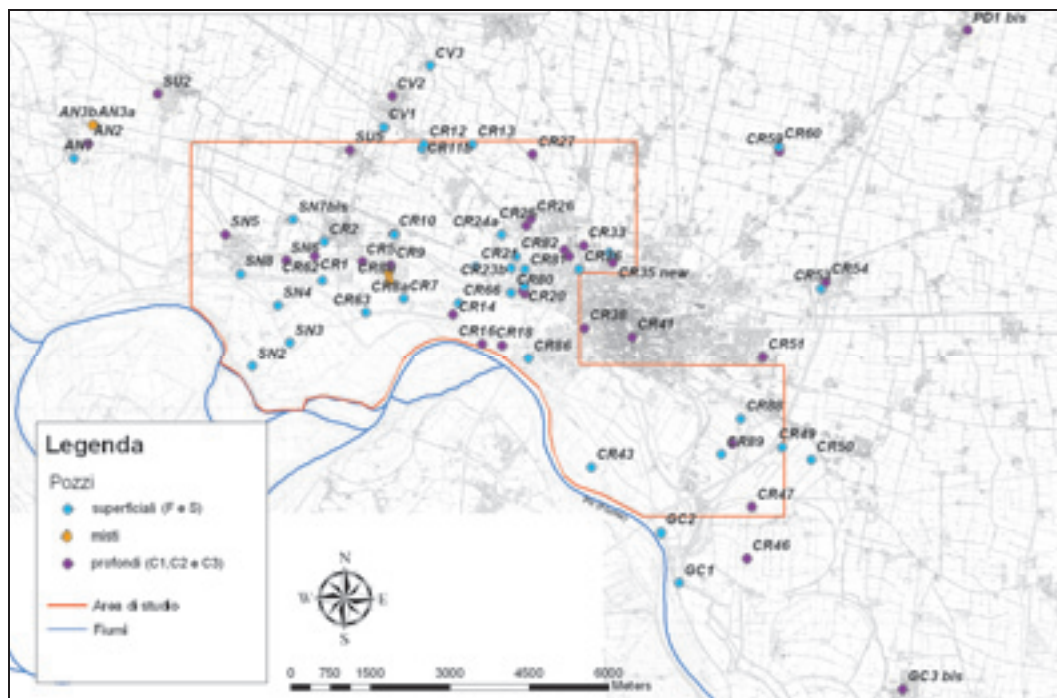


Figura 3. Ubicazione dei punti d'indagine suddivisi in superficiali (captanti negli acquiferi F ed S), profondi (negli acquiferi C1, C2 e C3) e misti (in entrambi i gruppi).

Figure 3. Position of the field survey points classified in superficial (in F and S aquifers), deep (in C1, C2 and C3 aquifers) and mixed (in both groups).

Tabella 1. Parametri chimici ricercati nella campagna di misure.
Table 1. List of chemical parameters for the field survey.

CHIMICO-FISICI	MACRO-COSTITUENTI	COSTITUENTI MINORI INORGANICI	COSTITUENTI MINORI ORGANICI		
			IDR. ALIFATICI	IDR. ALIFATICI CLORURATI	IDR. AROMATICI
pH	Ammoniaca	Ferro			
Temperatura	Nitrati	Arsenico	Idrocarburi totali	Triclorometano	Benzene
Pot. RedOx	Cloruri	Manganese	Idrocarburi leggeri C<12	Cloruro di vinile	Etilbenzene
Conducibilità	Solfati	Cromo totale	Idrocarburi pesanti C>12	1,2-dicloroetano	Stirene
	Carbonati	Piombo	Metiliterbutil etere	1,1-dicloroetilene	Toluene
	Calcio	Zinco		Tricloroetilene	Xileni
	Magnesio			Tetracloroetilene	
	Potassio			1,1-dicloroetano	
	Sodio			1,2-dicloroetilene	
				1,2-dicloropropano	
				1,2,3-tricloropropano	
				1,1,1-tricloroetano	

Misure idrochimiche

La campagna idrochimica ha previsto: (a) la misurazione in campo delle principali caratteristiche chimico-fisiche (Tabella 1), attraverso sonde portatili specifiche; (b) il campionamento delle acque, secondo il metodo definito; (c) la conservazione dei campioni; (d) l'esecuzione delle analisi chimiche di laboratorio.

In totale sono stati campionati 68 pozzi/piezometri sui 73 definiti, per i rimanenti 5 punti non è stato possibile prelevare aliquote da analizzare per motivi tecnico-operativi legati alle caratteristiche dei punti stessi. La conservazione dei campioni è stata garantita dall'utilizzo di frigoriferi portatili in campo e dallo stoccaggio temporaneo in cella fredda (4 °C), mai superiore ai 3 giorni, prima della consegna al laboratorio di analisi. Le analisi sono state effettuate dall'istituto Servizio Ambiente S.n.c. di Gallarate (Varese) in grado di realizzare rapporti di analisi certificati, con prove accreditate SINAL. Le metodologie applicate nelle analisi sono riportate in Tabella 3.

Ricostruzione della struttura dell'acquifero

La definizione della struttura del sistema idrogeologico analizzato assume un ruolo importante anche in uno studio idrochimico, poiché a differenti unità acquifere sovrapposte possono corrispondere differenti comportamenti idrochimici. La ricostruzione della struttura del sistema idrogeologico analizzato è stata realizzata tramite l'analisi della distribuzione delle tessiture dell'acquifero, con particolare attenzione alla distribuzione delle torbe, in quanto ritenute di significativa importanza nelle dinamiche di contaminazione da Fe, Mn ed As (McArthur *et alii*, 2001, 2004; Rowland *et alii*, 2006)

Analisi della distribuzione delle tessiture dell'acquifero

Nel presente lavoro è stato elaborato un modello tridimensionale della tessitura dell'acquifero, ottenuto tramite interpolazione tipo *kriging* dei valori percentuali di pre-

senza dei termini fini (argille, limi, torbe), medi (sabbie e grossolani (ghiaie, ciottoli), derivanti dalla codifica numerica delle informazioni litostratigrafiche raccolte. Questa procedura è riassunta nelle seguenti fasi: (a) definizione delle superfici limite del sistema idrogeologico; (b) costruzione della griglia tridimensionale di calcolo; (c) costruzione del *dataset* numerico tramite codifica delle informazioni litostratigrafiche; (d) interpolazione con metodo *ordinary kriging*; (e) visualizzazione dei risultati.

Come superfici limite sono state considerate la superficie topografica (limite superiore) e la superficie basale del Gruppo Acquifero A (limite inferiore).

La griglia è stata definita con celle di 200 m, valore risultante da un compromesso tra la spaziatura dei dati e un buon dettaglio di risoluzione, organizzate in 144 righe, 150 colonne e 65 strati.

La conformazione degli strati è stata deformata in modo da seguire l'andamento della superficie limite inferiore (base Gruppo Acquifero A), al fine di mantenere le caratteristiche del sistema deposizionale presente. Questa operazione è stata realizzata con il software GOCAD (Paradigm, 2008).

Lo spessore delle celle risulta così variabile, in funzione della conformazione dello strato, ed è compreso tra 2 e 5 m. La creazione del *dataset* numerico per l'interpolazione è stata realizzata dalla codifica numerica delle stratigrafie dei pozzi che sono state inserite nel database TANGRAM.

La codifica è stata effettuata seguendo la metodologia esposta da Bonomi (2009), che prevede per ogni livello litostratigrafico l'assegnazione, secondo un sistema definito di pesature, di tre valori numerici di presenza percentuale relativi ai tre termini tessiture principali (fini, medi e grossolani). L'interpolazione tipo *ordinary kriging* è stata effettuata nell'ambiente tridimensionale per ognuno dei tre termini considerati. In questo modo sono stati ottenuti tre modelli della distribuzione delle tessiture, uno per i termini fini, uno per i medi ed uno per i grossolani.

Tabella 2. Metodi di prelievo per i parametri chimici ricercati.

Table 2. Sampling methods for each chemical parameters.

PARAMETRI	CONTENITORE	PRELIEVO	CONSERVAZIONE
ammoniaca, nitrati, cloruri, solfati, carbonati	0,5 l polietilene	Prelievo indisturbato senza spazio di testa	Tenere refrigerato
Ca, Mg, K, Na, Fe, As, Mn, Cr, Pb, Zn	0,25 l polietilene acidificato	Prelievo indisturbato senza avvinare	Tenere refrigerato
Idrocarburi totali	1 l vetro scuro	Prelievo indisturbato senza spazio di testa	Tenere refrigerato
Idrocarburi C<12, BTEX, MTBE, Solventi clorurati	1 vial vetro	Prelievo indisturbato senza spazio di testa	Tenere refrigerato

Tabella 3. Metodi analitici per i parametri chimici ricercati.

Table 3. Analytical methods for each chemical parameters.

PARAMETRI	METODO
ammoniaca	APAT CNR IRSA 4030 A2 Man 29 2003
nitrati, cloruri, solfati	APAT CNR IRSA 4020 Man 29 2003
carbonati	APAT CNR IRSA 2010 B Man 29 2003
Ca, Mg, K, Na, Fe, Mn, Zn	APAT CNR IRSA 3020 Man 29 2003
As	ISS.DAA.003.REV00
Cr	ISS.DAA.008.REV00
Pb	ISS.DAA.012.REV00
Idrocarburi C<12, BTEX, MTBE, Solventi clorurati	EPA 5021 A 2003 + EPA 8260 C 2006
Idrocarburi C>12	APAT CNR IRSA 5160 B2 Man 29 2003

Un esempio di visualizzazione dei risultati ottenuti è rappresentato in Figura 4, che riporta la distribuzione 3D dei termini fini secondo sezioni incrociate N-S ed E-O per un intorno dell'area di studio specifica.

Analisi della distribuzione delle torbe

La torba costituisce un deposito formato da resti organici, tipicamente vegetali, che si accumulano in ambienti saturi d'acqua e in assenza di ossigeno (es. lanche). Studi internazionali (McArthur *et alii*, 2001, 2004; Rowland *et alii*, 2006), ma anche riferiti all'area cremonese (Francani *et alii*, 1994; Zavatti *et alii*, 1995) hanno evidenziato l'importanza delle torbe nei meccanismi di rilascio di arsenico, ferro, manganese ed ammoniaca nelle acque sotterranee. Data la sua origine deposizionale legata a fenomeni locali (accumulo di materiali organici in ambienti umidi), la ricostruzione della distribuzione delle torbe non è stata effettuata mediante interpolazione, che tenderebbe a dare continuità ad un fenomeno più discontinuo, ma attraverso una visualizzazione tridimensionale della presenza di torba riscontrata nelle informazioni litostratigrafiche dei pozzi censiti. Un esempio di visualizzazione della distribuzione della torba è rappresentato in Figura 5. Per la distribuzione delle torbe, ai fini di un maggiore grado di dettaglio, vengono considerate singolarmente tutte le porzioni di acquifero e acquitardo che costituiscono l'intero sistema idrogeologico analizzato. In questo caso è rappresentato l'aquitardo di separazione tra gli acquiferi F ed S. La visualizzazione della distribuzione delle torbe è accompagnata dalla distribuzione dei termini fini e dal tracciato dei pozzi con stratigrafia censiti. La torba è rappresentata con simboli cubici di colore diverso in funzione della propria presenza percentuale. La scala di colori utilizza 4 tonalità che rappresentano gli intervalli

di valori definiti dai 4 quartili calcolati sulla popolazione dei valori di presenza percentuale della torba.

Analisi delle caratteristiche idrodinamiche

Anche lo studio delle caratteristiche idrodinamiche delle falde rappresenta un elemento fondamentale in uno studio di tipo idrochimico, in quanto la definizione dei gradienti idraulici e delle direzioni di flusso favorisce la comprensione delle direzioni di trasporto delle specie chimiche disciolte nella falda. Lo studio dei rapporti verticali tra falde sovrapposte aiuta invece a comprendere le direzioni potenziali di eventuali scambi d'acqua tra acquiferi sovrapposti, che nel sistema multistrato analizzato sono spesso in contatto per la discontinuità degli acquitardi.

Nel presente lavoro le caratteristiche idrodinamiche di ogni singola falda sono state analizzate esclusivamente in base ai dati misurati nella campagna di luglio 2010, in quanto non si è potuto analizzare il dato storico in maniera significativa, vista la sua discontinuità spaziale e temporale.

Le misure piezometriche effettuate nella campagna di luglio 2010 sono state analizzate in base all'acquifero di captazione e, dove il numero di misure lo ha consentito, sono state realizzate delle carte isopiezometriche. La Figura 6 ne costituisce un esempio ed è relativa all'acquifero freatico.

Caratterizzazione idrochimica delle falde

La caratterizzazione idrochimica delle falde, volta principalmente alle specie As, Fe e Mn, è stata indirizzata verso lo svolgimento delle seguenti fasi: (a) analisi delle misure effettuate nella campagna di luglio 2010, (b) elaborazione

di un'ipotesi di modello concettuale sui meccanismi chimici della contaminazione da As, Fe e Mn, (c) verifica di questo modello concettuale sulla base dei dati chimici storici raccolti.

In prima battuta sono stati analizzati i dati chimici derivati dalla campagna di luglio 2010, in quanto sono caratterizzati da una distribuzione temporale e spaziale molto omogenea rispetto al dato storico. Le fasi di

definizione della struttura del sistema idrogeologico e di analisi delle condizioni idrodinamiche hanno permesso di identificare le diverse unità acquifere e le possibili interazioni intercorrenti. In questo modo è stato possibile raggruppare in diverse popolazioni, corrispondenti ai vari acquiferi, i dati chimici della campagna, in modo da effettuare una caratterizzazione idrochimica relativa ad ogni singolo acquifero.

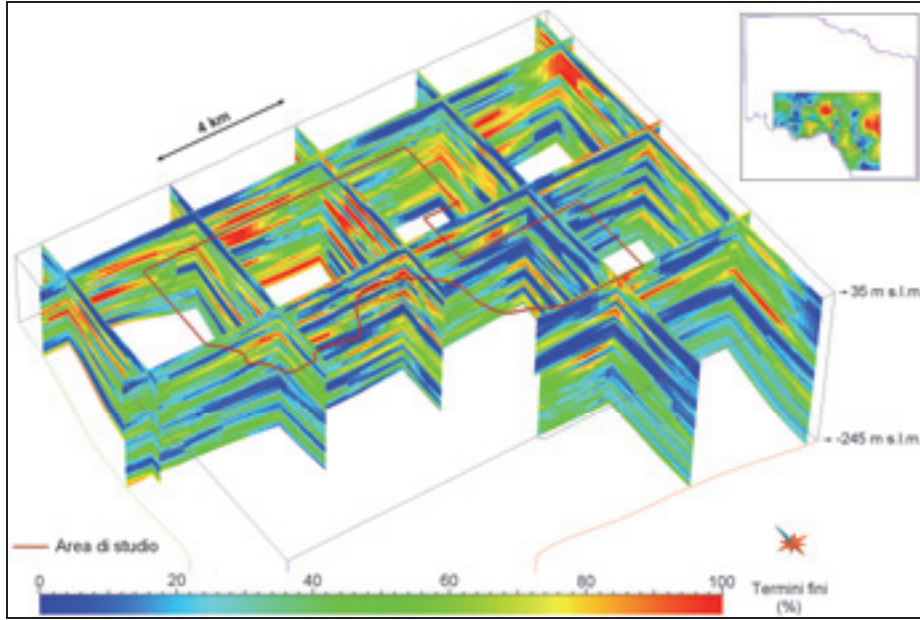


Figura 4. Distribuzione 3D dei termini fini secondo valori di presenza percentuale per un intorno dell'area di studio specifica.
 Figure 4. 3D-distribution of fine textural deposits (percentages of presence) round about the study area.

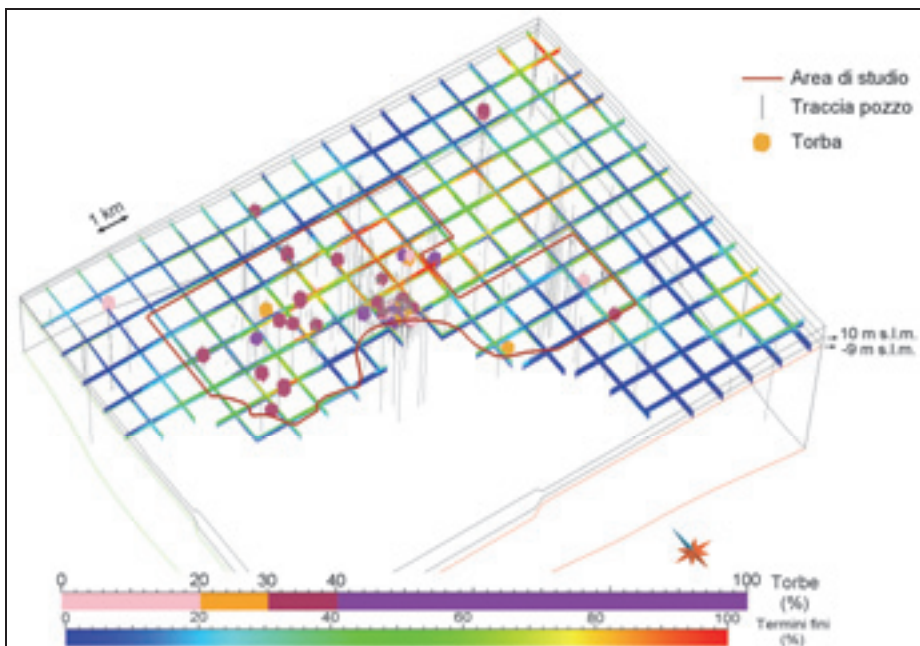


Figura 5. Distribuzione delle torbe per l'aquitardo di separazione tra gli acquiferi F ed S.
 Figure 5. Peat distribution for the aquitard between F and S aquifers.

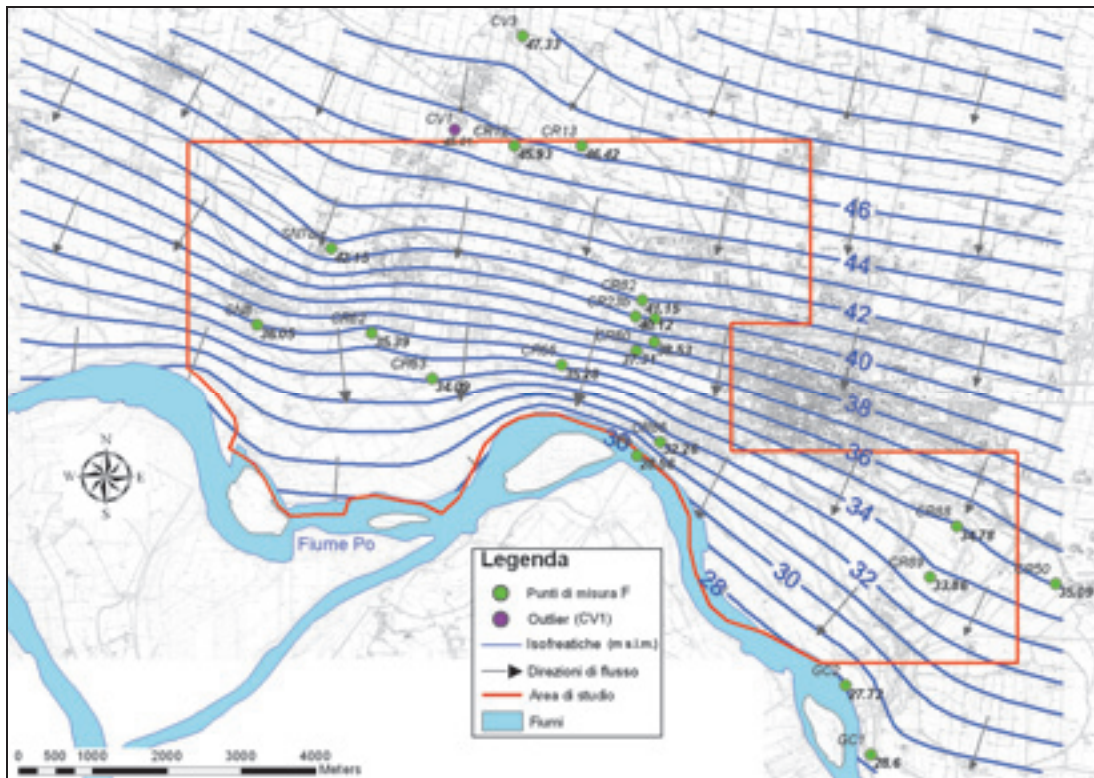


Figura 6. Carta delle isofreatiche relativa all'acquifero F.
 Figure 6. Isopiestic map for the F aquifer.

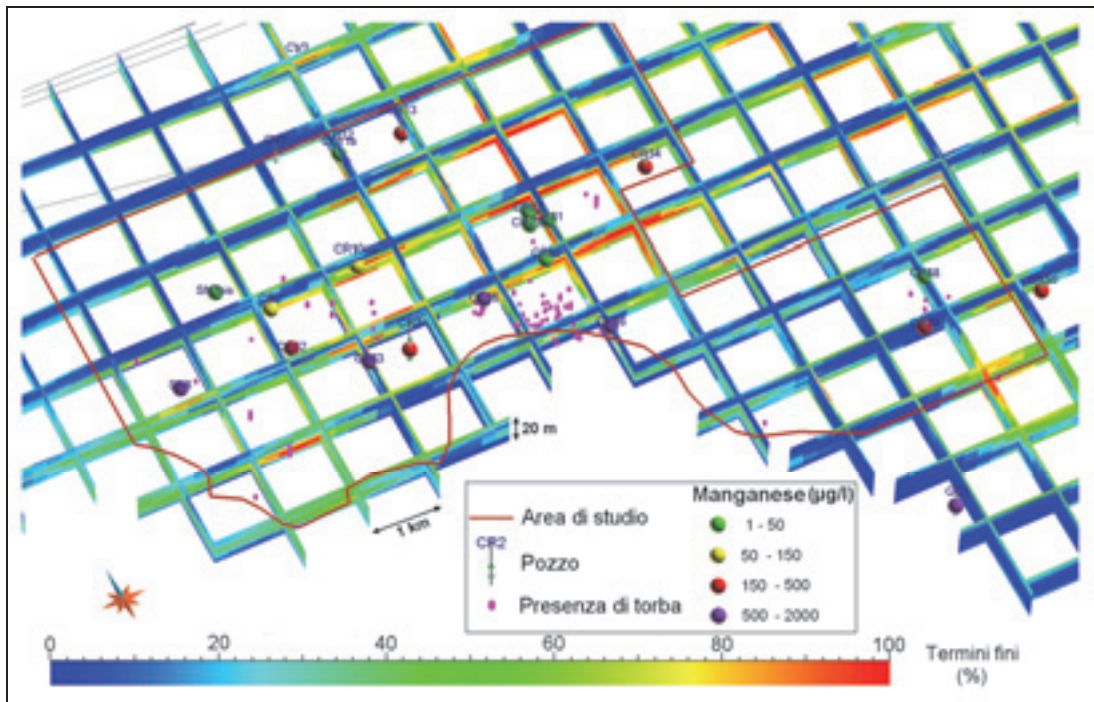


Figura 7. Rappresentazione 3D delle concentrazioni di Mn misurate nell'acquifero F associate alla distribuzione dei termini fini ed alla presenza di torba.
 Figure 7. Three-dimensional view of Mn concentrations for the F aquifer with the distribution of fine textural deposits and the presence of peat.

Il calcolo dei valori statistici (es. mediana, media, quartili ecc.) sui dati chimici relativi ad ogni acquifero ha permesso di caratterizzarne indicativamente lo stato idrochimico. Le caratteristiche dei diversi acquiferi sono state confrontate tramite elaborazione di grafici tipo Box-Plot, mentre all'interno di un singolo acquifero sono state elaborate mappe di distribuzione areale per identificare eventuali zonazioni di valori.

L'analisi sull'uso del territorio e degli eventi di inquinamento pregressi ed attualmente in atto ha permesso di separare, all'interno di una popolazione di dati chimici riferita ad un singolo acquifero, le aree possibilmente influenzate, in maniera diretta e indiretta, da attività antropica da quelle invece che rispecchiano una situazione naturale di fondo, per quanto riguarda As, Fe e Mn. Visto che non sono state riscontrate attività o eventi riconducibili ad immissioni dirette di As, Fe e Mn nelle acque, l'attenzione si è concentrata su quelle aree affette da inquinamento da idrocarburi, che possono influenzare i meccanismi di rilascio di questi elementi (Tucillo *et alii*, 1999; Berbenni *et alii*, 2000; Gosh *et alii*, 2003).

Il confronto dei valori di As, Fe ed Mn tra zone di fondo naturale e zone di inquinamento da idrocarburi ha permesso anche di comprendere il relativo grado di influenza dell'attività antropica.

Per quanto riguarda le aree affette da contaminazione da As, Fe ed Mn riconducibili a cause naturali è stata elaborata un'ipotesi di meccanismo chimico che in generale identifica come fattore principale di innesco della contaminazione la degradazione delle torbe (McArthur *et alii*, 2001; 2004; Rowland *et alii*, 2006). A questo proposito sono state elaborate delle rappresentazioni di sintesi che uniscono le informazioni

di tipo chimico a quelle tessiturali, ed in particolare alla presenza/assenza di torba. In Figura 7 è riportato un esempio di questa rappresentazione, relativa all'elemento Mn misurato nell'acquifero F.

Conclusioni

In questo lavoro è stato presentato l'approccio metodologico per l'analisi della contaminazione da As, Fe e Mn nelle acque sotterranee sviluppato nello studio specifico del territorio cremonese. Questa metodologia ha previsto lo svolgimento di diverse fasi che hanno sinteticamente previsto: (a) l'acquisizione e l'organizzazione dei dati, sia storici che derivanti da una campagna di misure specifica; (b) l'elaborazione dei dati, con la ricostruzione della struttura del sistema idrogeologico, l'analisi delle proprietà idrodinamiche e la caratterizzazione idrochimica delle falde; (c) la sintesi delle elaborazioni, attraverso l'implementazione di un modello concettuale idrochimico generale, con ipotesi sulle dinamiche e le origini della contaminazione.

Questa metodologia è stata sviluppata per permettere di verificare le ipotesi di meccanismo di contaminazione da As, Fe e Mn che identificano la degradazione della sostanza organica, sia naturale (McArthur *et alii*, 2001; 2004; Rowland *et alii*, 2006) che d'immissione antropica (Tucillo *et alii*, 1999; Berbenni *et alii*, 2000; Gosh *et alii*, 2003), come fattore principale d'innesco del rilascio di questi elementi, che sono già presenti naturalmente nella struttura solida dell'acquifero.

L'elaborazione dei dati presentati, attualmente in atto, ed i principali risultati derivanti dall'applicazione di questa metodologia verranno pubblicati in lavori successivi.

Bibliografia

- Berbenni P., Pollice A., Canziani R., Stabile L., Nobili F., 2000. Removal of iron and manganese from hydrocarbon-contaminated groundwaters. *Bioresource Technology* 74 (2), 109-114.
- Beretta G. P., Francani V., Fumagalli L., 1992. Studio Idrogeologico della Provincia di Cremona. Pitagora Editrice, Bologna.
- Bonomi T., Cavallin A., De Amicis M., 1995. Un database per pozzi: Tangram. *Quaderni di Geologia Applicata*, suppl. n. 3, 461-465.
- Bonomi T., 2009. Database development and 3D modeling of textural variations in heterogeneous, unconsolidated aquifer media: Application to the Milan Plain. *Computer and Geosciences* 35, 134-145.
- Burgess W.G., Pinto L., 2005. Preliminary observations on the release of arsenic to groundwater in the presence of hydrocarbon contaminants in UK aquifers. *Mineralogical Magazine* 69 (5), 887-896.
- Castelli A., Chiesa S., Deriu G., Pezzera G., Vescovi E., Zanotti M., Zonca B., 2005. Note sulla presenza di arsenico nel sottosuolo e nelle acque sotterranee della Lombardia. In: Presenza e diffusione dell'arsenico nel sottosuolo e nelle risorse idriche italiane. Linea Editoriale di Arpa Emilia-Romagna. 39-50.
- Francani V., Beretta G. P., Bareggi A., Nobile A., Cremonini Bianchi M., Cattaneo F., 1994. Aspetti idrogeologici del problema della presenza di azoto ammoniacale nelle acque sotterranee della provincia di Cremona. Pitagora Editrice, Bologna.
- Francani V., Trefiletti P., 2006. Relazioni fra sistema idrico superficiale e contaminazione delle acque sotterranee nella provincia di Cremona. Atti del convegno Questioni ambientali nella gestione del territorio: strumenti e casi studio nel territorio cremonese. Cremona, 9 giugno 2006.
- Gandolfi C., Ponzini G., Giudici M., 2007. Realizzazione di un modello preliminare del flusso idrico nel sistema acquifero della Provincia di Cremona. Relazione tecnica per la Provincia di Cremona. www.atlanteambientale.it/atlante_ambientale/biblio/Intro.html.
- Ghosh R., Deutsch W., Geiger S., McCarthy K., Beckmann D., 2003. Geochemistry, fate and transport of dissolved arsenic in petroleum hydrocarbon-impacted groundwater. *Petroleum hydrocarbons and organic chemicals in groundwater*. American Petroleum Institute, National Ground Water Association. Costa Mesa, CA. 266-280.
- Martinis B., Mazzarella S., 1971. Prima ricerca idrica profonda nella pianura lombarda. *Memorie dell'Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 28, 1-52.
- McArthur J. M., Ravenscroft P., Safiulla S., Thirlwall M. F., 2001. Arsenic in groundwater: Testing pollution mechanisms for sedimentary aquifers in Bangladesh. *Water Resources Research* 37 (1), 109-117.
- McArthur J. M., Banerjee D. M., Hudson-Edwards K. A., Mishra R., Purohit R., Ravenscroft P., Cronin A., Howarth R. J., Chatterjee A., Talukder T., Lowry D., Houghton S., Chadha D. K., 2004. Natural organic matter in

sedimentary basins and its relation to arsenic in anoxic ground water: the example of West Bengal and its worldwide implications. *Applied Geochemistry* 19, 1255-1293.

Paradigm, 2008. Gocad Suite 2.5. User's guide part IX Reservoir Modeling. Paradigm Geophysical Corp.

Regione Lombardia & Eni Divisione Agip, 2002. Geologia degli acquiferi padani della Regione Lombardia a cura di Carcano C. &

Piccin A. S.E.L.C.A, Firenze.

Rowland H. A. L., Polya D. A., Lloyd J. R., Pancost R. D., 2006. Characterisation of organic matter in a shallow, reducing, arsenic-rich aquifer, West Bengal. *Organic Geochemistry* 37, 1101-1114.

Tucillo M. E., Cozzarelli I. M., Herman J. H., 1999. Iron reduction in the sediments of a hydrocarbon-contaminated aquifer. *Applied Geochemistry* 14 (5), 655-667.

Zavatti A., Atramini D., Bonazzi A., Boraldi V., Malagò R., Martinelli G., Naldi S., Patrizi G., Pezzerà G., Vandini W., Venturini L., Zuppi G. M., 1995. La presenza di Arsenico nelle acque sotterranee della Pianura Padana: evidenze ambientali e ipotesi geochimiche. *Quaderni di Geologia Applicata*, suppl. n. 2, 301-325.

Il sito contaminato di interesse nazionale della Bassa Valle del Fiume Chienti (Italia): dal modello idrogeologico concettuale al modello numerico

Eva Pacioni¹, Marco Petitta¹, Giovanni Corvatta², Marco Fanelli², Valentina Carucci¹, Valerio Saladini¹, Chiara Sbarbati¹

¹ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma "La Sapienza". eva.pacioni@uniroma1.it; valentina.carucci@uniroma1.it; chiara.sbarbati@uniroma1.it; valerio.saladini@uniroma1.it

² Dipartimento provinciale A.R.P.A.M. di Macerata. giovanni.corvatta@ambiente.marche.it; marco.fanelli@ambiente.marche.it
Autore corrispondente: Marco Petitta: Dip. Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma "La Sapienza", P.le Aldo Moro, 5 00185, Roma; e-mail: marco.petitta@uniroma1.it; fax: 064454729

The national contaminated site of Chienti River Low Basin (Italy): from conceptual to numerical hydrogeological model

ABSTRACT : An alluvial aquifer up to 30 m-thick, is interested by contaminant sources due to shoe manufacturers in the Chienti River Valley, Central Italy. A hydrogeological conceptual model has been developed considering the presence of low permeability lenses, forming a multilayer semi-confined aquifer. Hydrodynamic tests (pumping and flowmeter heat-pulse tests) coupled with multilevel hydrochemical samplings were performed for the development of a numerical model. Flowmeter tests showed the existence of vertical flows between aquifer levels having different permeability. Physical-chemical parameters (pH, electrical conductivity and temperature) data with depth agreed with the existence of vertical flow components in the multilayer aquifer. Multilevel sampling for concentration were conducted at two sites, clearly confirming the stratification of the contaminants, with values higher than the concentrations measured in the wells during standard sampling for each chlorinated solvent. In addition, the vertical distribution of the contaminant reflects the vertical flow pattern inferred from the hydrogeological data.

Key terms: Multilayer aquifer, Polluted site, Groundwater hydrodynamic, Conceptual model, Numerical model

Termini chiave: Acquifero multifalda, Sito contaminato, Idrodinamica sotterranea, Modello concettuale, Modello numerico

Riassunto

A partire dal 1991 l'acquifero alluvionale della bassa valle del Fiume Chienti è stato interessato da un diffuso fenomeno di contaminazione da solventi clorurati dovuto alla notevole attività industriale presente nell'area. L'entità del fenomeno fu tale che nel 2001 l'area fu inserita nell'elenco dei siti contaminati di interesse nazionale. Attualmente il composto maggiormente rinvenuto in falda è il percloroetilene (PCE), anche se si ritrovano ancora tracce di tricloroetano (TCA) ampiamente utilizzato in passato e successivamente vietato dopo la scoperta del fenomeno.

A seguito di un'intensa fase di caratterizzazione dell'area e di monitoraggio dell'evoluzione e della diffusione della contaminazione realizzato nel tempo dall'ARPAM di Macerata, è nata nel 2009 una collaborazione tra il suddetto ente e l'Università "La Sapienza" di Roma al fine di meglio investigare le caratteristiche chimico-fisiche e idrodinamiche della falda e chiarire alcuni aspetti legati alla circolazione idrica sotterranea e alla possibile evoluzione del fenomeno.

Per il raggiungimento dello scopo sono state eseguite diverse indagini di campo tra cui la realizzazione di log chimico-fisici tramite sonda multiparametrica, log della dinamica verticale della circolazione idrica tramite sonda *flowmeter* ed esecuzione di campionamenti multilivello tramite l'utilizzo di *multilevel sock-packer system*. Per comprendere la dinamica della circolazione idrica sono state inoltre eseguite due campagne piezometriche integrative rispetto a quelle già eseguite in passato dall'ARPAM e, data la scarsità di informazioni sperimentali al riguardo, è stato necessario realizzare una prova di pompaggio di lunga durata al fine di dedurre i parametri idrodinamici della falda.

Le informazioni ottenute dalle indagini eseguite hanno permesso di ricostruire un modello concettuale della circolazione idrica nell'area e di chiarire il ruolo svolto dai numerosi livelli a bassa permeabilità localmente presenti che consentono, in alcuni casi, la suddivisione dell'acquifero in più falde sovrapposte, influenzando anche la distribuzione verticale della contaminazione. La sintesi dei dati pregressi disponibili unitamente a quelli dedotti dalle indagini di sito ha infine

consentito di ricostruire un modello numerico di flusso della circolazione idrica sotterranea a scala di sito.

La successiva validazione di tale modello, ottenuta confrontando i dati piezometrici simulati con quelli reali ottenuti dalle campagne piezometriche unitamente alla verifica del bilancio complessivo rende tale modello uno strumento funzionale sia alle fasi di monitoraggio che a quelle di pianificazione e realizzazione di opportuni interventi di bonifica.

Introduzione

L'acquifero alluvionale del Basso Bacino del fiume Chienti risulta attualmente interessato da una diffusa contaminazione da solventi clorurati. L'area, inserita nel 2001 nell'elenco dei siti contaminati di interesse nazionale, si estende per 26 km² tra le province di Macerata e Fermo. Nel corso degli anni è stato condotto dall'ARPAM, di Macerata un intenso lavoro finalizzato a caratterizzare l'entità della contaminazione e a monitorarne l'evoluzione nel tempo (ARPAM, 2007).

Il presente lavoro si inserisce nell'ambito di un progetto di collaborazione tra il suddetto Ente e l'Università La Sapienza di Roma. Il progetto intende fornire un'implementazione di quanto già realizzato, curando in particolare la caratterizzazione idrodinamica della falda interessata dalla contaminazione.

L'approfondimento delle conoscenze geologiche-idrogeologiche ha condotto ad una più dettagliata caratterizzazione del flusso idrico ed ha permesso di chiarire alcuni aspetti dell'idrodinamica sotterranea, fornendo gli elementi necessari alla ricostruzione del modello concettuale della circolazione idrica e alla realizzazione di un modello numerico di flusso coerente con le specifiche realtà di sito.

Quest'ultimo consente di replicare le modalità di circolazione idrica sotterranea, con conseguenti ripercussioni sull'analisi dell'evoluzione dello stato di inquinamento; allo stesso tempo, il modello realizzato, opportunamente aggiornato e validato, potrà essere utilizzato per valutare l'efficienza di futuri sistemi di bonifica.

La diffusa presenza di livelli a bassa permeabilità all'interno dell'acquifero oggetto di studio permette in alcuni casi di individuare piccole falde superficiali localmente isolate da quelle sottostanti. Poiché l'eventuale discretizzazione verticale della permeabilità è da ritenersi parametro oggettivamente influente sulla distribuzione verticale della contaminazione e sulla diffusione areale della stessa, particolare interesse è stato rivolto allo studio delle dinamiche di flusso verticale della falda.

Geologia e idrogeologia

Il sito in esame è situato nella Regione Marche tra le province di Macerata e Fermo. Esso si estende tra i comuni di Morrovalle, Montecosaro e Civitanova Marche. La

parte medio-bassa del bacino del fiume Chienti ricade nel Bacino Marchigiano Esterno caratterizzato essenzialmente da litotipi argilloso-marnosi della sequenza Plio-Pleistocenica e limitatamente dai termini messiniani (Centamore e Micarelli, 1991).

Al di sopra di tale sequenza si ritrovano i depositi alluvionali del fiume Chienti. Tali depositi sono distinti in attuali, recenti (Olocene) e terrazzati antichi (Pleistocene). La piana alluvionale di fondovalle risulta caratterizzata prevalentemente da depositi alluvionali recenti (Olocene) costituiti da ghiaie in matrice sabbiosa o sabbioso-limosa, con intercalazioni di livelli sabbiosi, limoso-sabbiosi e argillosi di spessore e continuità laterale variabili. Tali depositi poggiano su un substrato argilloso appartenente alla successione plio-pleistocenica marchigiana (Figura 1).

I depositi alluvionali della bassa valle del Chienti ospitano un importante acquifero costituito prevalentemente da ghiaie in matrice sabbioso-limosa, sostenuto alla base dai depositi argillosi plio-pleistocenici (Nanni, 1985) e attualmente utilizzato per l'approvvigionamento idrico. Intercalati ai depositi ghiaiosi che costituiscono l'acquifero spesso si ritrovano livelli a bassa permeabilità in grado di isolare localmente piccole falde sovrapposte.

Storia del sito contaminato e tipi di contaminazione

A partire dal 1991 nella bassa valle del Fiume Chienti si è accertata la presenza di un esteso fenomeno di inquinamento da solventi clorurati che ha interessato sia il suolo che le falde idriche. Durante la prima fase di monitoraggio si è rinvenuta la presenza diffusa di Tricloroetano (TCA), in concentrazioni superiori ai limiti di legge (30µg/L), nelle acque di numerosi pozzi pubblici (centrali di sollevamento degli acquedotti di Montecosaro e Civitanova Marche) e privati (uso irriguo e industriale) ubicati lungo la bassa valle del Chienti.

Successive indagini hanno portato ad identificare nelle numerose industrie calzaturiere della zona le responsabili dell'inquinamento riscontrato. A seguito degli eventi giudiziari scaturiti dalle suddette indagini, le industrie locali modificarono i cicli produttivi sostituendo l'utilizzo del TCA con il Tetracloroetilene (TCE) o Percloroetilene (PCE).

I risultati derivanti dalle successive fasi di monitoraggio dell'acquifero hanno mostrato di conseguenza un aumento significativo della contaminazione da Tetracloroetilene (PCE) a fronte di una progressiva diminuzione del TCA, che tuttavia risulta ancora presente in falda. Con decreto del Ministero dell'Ambiente, nel settembre 2001, la bassa valle del Fiume Chienti viene inserita tra i siti inquinati di interesse nazionale.

La geometria del sito venne definita nel 2003 e comprende una porzione di territorio di circa 26 km², di

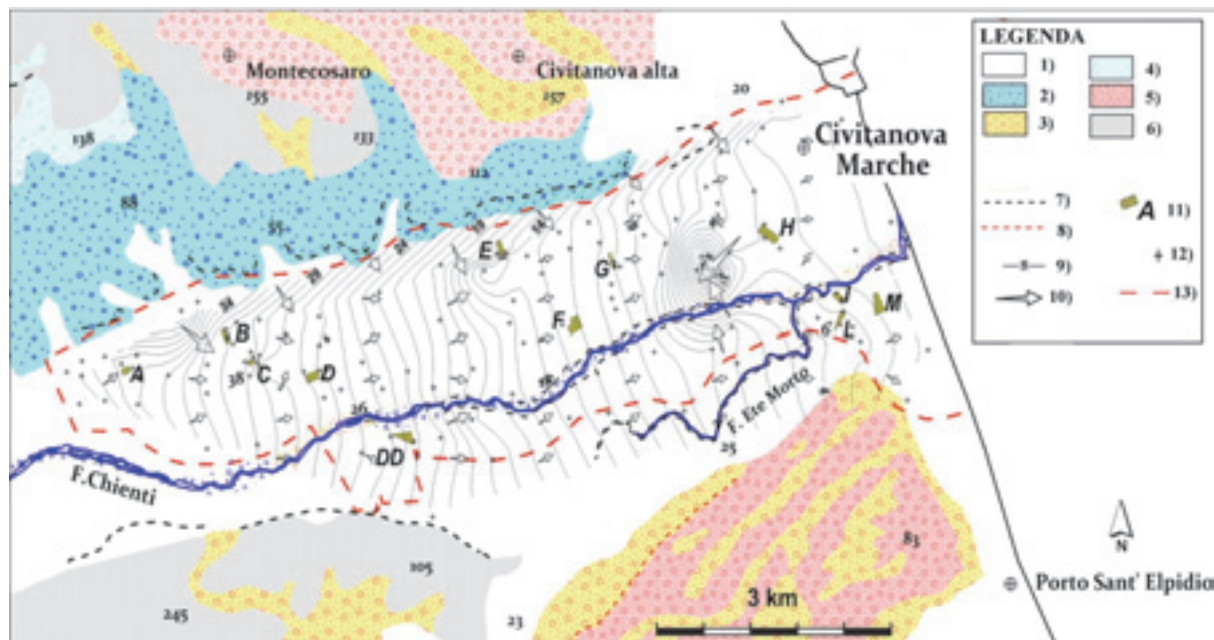


Figura 1 - Geologia semplificata e andamento piezometrico (novembre 2009) del basso bacino del fiume Chienti. 1) Alluvioni attuali e recenti (Olocene); 2) Alluvioni terrazzate (Pleistocene superiore); 3) Detriti di falda (Olocene, Pleistocene sup-medio); 4) Alluvioni terrazzate (Pleistocene medio); 5) Conglomerati e sabbie (Pleistocene medio-inferiore); 6) Peliti con intercalazioni pelitico-arenacee in strati sottili (Pleistocene inferiore); 7) Scarpata di erosione fluviale; 8) Orlo di scarpata poligenica; 9) Isolepieze con equidistanza di un metro; 10) Principali direzioni di deflusso idrico sotterraneo; 11) Siti industriali principali; 12) Punti di monitoraggio piezometrico; 13) Delimitazione sito contaminato del Basso Bacino del Fiume Chienti.

Figure 1 - Geological and piezometric map (novembre 2009) of the Lower Chienti River Basin. 1) Recent alluvia (Holocene); 2) Terraced alluvia (upper Pleistocene); 3) debris flow (Hol.-med. Pleist.); 4) Terraced alluvia (med. Pleist.); 5) Conglomerates and sands (med.-lower Pleist.); 6) Clays with arenaceous levels (lower Pleist.); 7) River erosion level; 8) poligenic scarp boundary; 9) Isohyphreatic lines (1 m distance); 10) Main direction of the groundwater flow; 11) Main industrial sites; 12) Water table monitoring points; 13) Limit of the contaminated site of Lower Chienti River Basin.

cui 16 km² in sinistra idrografica tra i comuni di Morrovalle, Montecosaro e Civitanova Marche, e 10 km² in destra idrografica (Comune di S. Elpidio a Mare). Il sito comprende anche un'area marina che si estende per 4 km lungo la costa e per 3 km verso il largo.

Indagini in sito

Al fine di meglio chiarire le caratteristiche idrodinamiche e idrochimiche dell'acquifero sono state realizzate diverse indagini di sito tra cui due campagne piezometriche e una prova di pompaggio di lunga durata, log verticali delle caratteristiche chimico-fisiche della falda, verifica della dinamica verticale del flusso idrico tramite flow-meter test (Paillet, 2004; Pacioni et alii, 2010) e campionamenti multilivello tramite *multilevel sock packer system*.

Tutte le informazioni così ottenute, unitamente a quelle acquisite durante le fasi di monitoraggio eseguite dall'ARPAM. e a quelle derivanti da bibliografia, hanno permesso di dedurre il modello concettuale della circolazione idrica sotterranea, nonché di impostare un modello numerico di flusso della circolazione idrica.

La prima fase dello studio ha previsto la realizzazione di due campagne piezometriche eseguite nel corso del

2009, monitorando il livello di falda in circa 180 punti tra pozzi e piezometri.

Inoltre, vista la scarsità di dati sperimentali sulle caratteristiche idrodinamiche della falda, è stata realizzata nell'area centrale della bassa valle una prova di pompaggio di lunga durata, grazie alla quale è stato possibile dedurre informazioni sui parametri idrodinamici della stessa, quali trasmissività, coefficiente di immagazzinamento e conducibilità idraulica.

Successivamente, sono stati individuati 18 piezometri (Figura 2), tutti collocati in prossimità dei potenziali centri di contaminazione, all'interno dei quali sono state realizzate delle diagrafie verticali dei principali parametri chimico-fisici (pH, conducibilità elettrica, potenziale redox e ossigeno disciolto); le misure, eseguite ogni metro, lungo la verticale, attraverso l'utilizzo di una sonda multiparametrica da pozzo, sono state successivamente confrontate con le caratteristiche stratigrafiche locali.

In seguito, attraverso l'uso di una sonda *flowmeter* (Paillet, 1998; 2000) di tipo *heatpulse* ad onda di calore, si è indagata la dinamica del flusso verticale (Paillet, 2004) all'interno di 8 piezometri collocati in zone ritenute particolarmente significative (Figura 2). La componente

verticale del flusso all'interno del foro viene determinata tramite l'emissione di un'onda di calore da parte della sonda, rilevata da appositi termistori posti sullo strumento ad uguale distanza dal punto di emissione (Petitta *et alii*, 2010).

Nel caso di acquiferi porosi multifalda, la determinazione della componente verticale del flusso consente la valutazione degli scambi idrici tra livelli acquiferi separati da setti a bassa permeabilità, che nel foro vengono identificati tramite flusso preferenziale dal livello permeabile a maggiore potenziale piezometrico verso quello avente livello piezometrico minore. Questo strumento consente inoltre di verificare l'influenza sulla falda di interventi antropici atti a modificare il flusso idrico sotterraneo naturale, come barriere idrauliche o diaframmi plastici, attraverso l'osservazione di movimenti preferenziali a componente verticale determinati da una rete di flusso modificata, rispetto al deflusso naturale nell'acquifero (Petitta *et alii*, 2010).

A valle delle suddette indagini, di tipo preliminare, si è realizzato un campionamento di acque di falda utilizzando il sistema *Multilevel Sock-Packersystem*. Tale sistema consente di separare efficacemente diverse porzioni della stessa falda, campionando solo alla profondità desiderata. La finalità di questa indagine è quella di verificare una possibile stratificazione verticale dei composti inquinanti in contesti idrogeologici complessi.

Tale tecnologia prevede l'inserimento di una guaina all'interno del piezometro a cui sono collegati esternamente, a diverse profondità, dei tubicini per il campionamento; riempiendo la guaina di acqua se ne consente l'adesione alle pareti del piezometro e l'isolamento. In questo modo è possibile separare efficacemente diverse porzioni della stessa falda, campionando solo alla profondità desiderata; successivamente, grazie ad un sistema di valvole di non

ritorno e attraverso l'iniezione di aria o azoto, si spinge il campione verso l'alto dalle singole profondità di campionamento. Questo campionamento è stato eseguito all'interno di due piezometri ritenuti particolarmente significativi sulla base dei risultati ottenuti dalle precedenti indagini e collocati uno nella zona di monte (SC3) ed uno in quella di valle (SI3). In SC3 sono stati prelevati tre campioni diversi alle profondità di 8-11-14 m dal p.c. mentre in SI3 sono stati prelevati sette campioni a profondità variabili tra 5 m e 23 m dal p.c.

I piezometri sopra citati sono stati scelti sia sulla base dei risultati ottenuti dai log chimico-fisici e dai *flowmeter* test, che considerando i risultati ottenuti da un precedente campionamento multilivello eseguito negli stessi piezometri utilizzando un comune campionatore *bailer*, senza quindi aver isolato specifici tratti di falda. I dati ottenuti grazie a questo preventivo campionamento hanno permesso di verificare la presenza di fenomeni di stratificazione verticale della contaminazione nei piezometri investigati, ponendo le basi per la successiva fase di campionamento tramite *multilevel packer-system* finalizzata a verificare e meglio chiarire l'entità di tale stratificazione.

Modello di simulazione numerica

A seguito della rielaborazione delle informazioni ottenute dalle diverse indagini di sito e al reperimento del materiale bibliografico esistente, si è definito dapprima un modello concettuale della circolazione idrica sotterranea e successivamente un modello numerico di flusso, implementato utilizzando il software agli elementi finiti Fe-Flow distribuito dalla Wasy Inc.

In una fase preliminare è stato realizzato un modello numerico semplificato, in grado di riprodurre verosimilmente la circolazione idrica sotterranea ipotizzando un unico acquifero monofalda; tale modello è

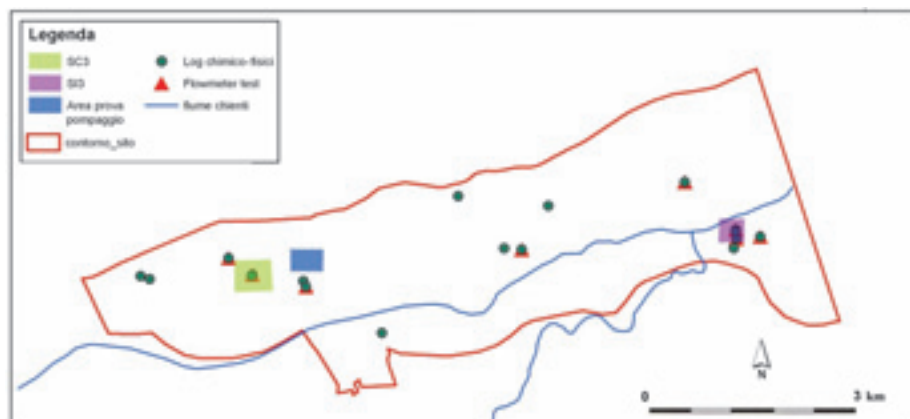


Figura 2 - Distribuzione dei punti di monitoraggio piezometrico, dei piezometri utilizzati per la realizzazione dei log chimico-fisici e dei log con *flowmeter*, dei piezometri utilizzati per il campionamento multilivello (SI3-SC3) e dell'area di realizzazione della prova di pompaggio.

Figure 2 - Monitoring wells used for piezometric surveys, physico-chemical logs, flowmeter tests, multilevel sampling (SI3-SC3) and pumping tests.

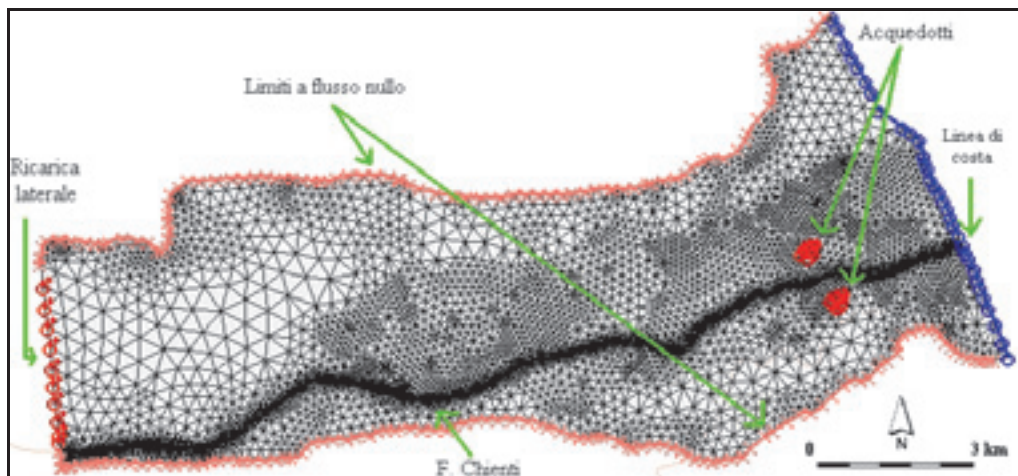


Figura 3 - Condizioni al contorno applicate al modello: in blu e rosa le condizioni di flusso applicate sui bordi, in rosso la zona di estrazione del campo pozzi, in nero l'asta fluviale del Chienti.

Figure 3 - Boundary conditions of the numerical model: blue and pink tones indicate boundary condition, red identifies the well field, black line corresponds to the Chienti River.

costituito quindi da un solo mezzo (*layer*) e dalle due superfici costituenti il *top* e il *bottom* dello stesso (*slices*). Durante questa fase, date le informazioni dedotte dall'analisi delle numerose stratigrafie e sezioni geologiche disponibili per l'area (Nanni, 1985; ARPAM, 2007), si è stabilita la geometria e l'estensione areale del dominio, pari a circa 68 km².

Tale area risulta decisamente più ampia rispetto a quella del sito contaminato per la necessità di dover attribuire un senso geologico ai limiti del modello, che è stato esteso lateralmente fino al margine dei terrazzi che bordano la valle, i quali rappresentano un contatto geologico significativo in grado di perimetrare efficacemente la circolazione idrica che interessa l'acquifero contenuto nei depositi alluvionali recenti.

Una maggiore estensione del dominio, oltre i limiti dell'area di interesse, consente inoltre di ridurre gli errori legati all'"effetto bordo", ovvero alla difficoltà oggettiva che i modelli numerici hanno nel simulare efficacemente la realtà lungo i nodi e le maglie più esterne del modello stesso.

La realizzazione del modello preliminare è stata inoltre utile a verificare, ipotizzando un sistema semplificato, ma verosimile, quali siano le variabili che maggiormente influiscono sul sistema e a quantificarne numericamente gli effetti.

Nella successiva fase di implementazione è stato realizzato un modello più complesso, che tiene conto anche delle condizioni di eterogeneità stratigrafiche riscontrate nell'area, che permettono all'acquifero in analisi di configurarsi, in alcune zone, come un acquifero multifalda. Esso infatti risulta caratterizzato dalla presenza diffusa di setti a bassa permeabilità che possono isolare localmente la circolazione idrica e dare origine a falde sovrapposte.

Il modello così ipotizzato è costituito da quattro

livelli: al di sotto di un primo strato di riporto si riconosce un livello acquifero (ghiaie/sabbie), un aquitard a bassa permeabilità (limi/ limi sabbioso-argillosi) e un secondo livello acquifero (ghiaie/sabbie), il tutto chiuso alla base da un livello aquiclude (argille plio-pleistoceniche).

Al fine di ricostruire la geometria delle cinque superfici (*slices*) che delimitano i quattro livelli (*layers*) appena menzionati, è stato necessario analizzare tutte le stratigrafie disponibili per la zona di studio (circa 300) e selezionare quelle utili alla realizzazione delle diverse *slices*; tra quelle disponibili ne sono state scelte 175 sulla base dei seguenti criteri:

- disponibilità della quota topografica;

- completezza della stratigrafia sino al raggiungimento del livello aquiclude;

- esclusione di stratigrafie ritenute eccessivamente complesse dal punto di vista dell'eterogeneità stratigrafica locale.

A seguito dell'individuazione delle stratigrafie è stato necessario un lavoro di sintesi e rielaborazione delle stesse al fine di ottemperare a precise necessità geometriche imposte dal modello, che richiede di suddividere lo spazio del dominio in un uguale numero di *layers*, riportando tutte le stratigrafie analizzate ai quattro livelli precedentemente menzionati. Qualora uno dei quattro livelli non fosse presente, se ne è comunque ipotizzato uno di spessore minimo di 10 cm, che risulta sufficiente per un corretto funzionamento del modello, ma di scarsa rilevanza nell'economia generale del sistema acquifero. L'attribuzione dei valori di conducibilità idraulica ai singoli *layers* ha consentito inoltre di limitare gli effetti delle semplificazioni adottate anche quando è stato necessario sintetizzare in quattro livelli situazioni stratigrafiche più complesse.

Il dominio del modello così realizzato è caratterizzato da un limite settentrionale e uno meridionale a flusso

nullo (Figura 3), corrispondenti ai limiti geologici definiti dai terrazzi che bordano la valle; si è inoltre imposto un potenziale piezometrico fisso (constant head) pari a zero lungo la linea di costa, una portata in entrata proveniente da monte pari a circa $0,05 \text{ m}^3/\text{s}$ e una precipitazione efficace pari a circa 227 mm/a .

Il valore di precipitazione efficace è stato stimato utilizzando i dati di precipitazione e temperatura registrati alla stazione pluviometrica di Montecosaro per l'anno 2007 (dati ASSAM), in coincidenza con i dati piezometrici utilizzati per la validazione del modello (ARPAM, 2007). Come ulteriore e necessaria condizione al contorno si è imposta la presenza delle due centrali di sollevamento per uso idropotabile attive nel sito (Figura 3), corrispondenti all'acquedotto di Civitanova Marche e del Tennacola che emungono rispettivamente portate pari a $120\text{-}130 \text{ L/s}$ e 60 L/s .

Nella realizzazione del modello è stato inoltre necessario tenere conto dei principali parametri idrodinamici dell'acquifero (acquisiti durante la prova di pompaggio precedentemente menzionata), che risultano dell'ordine di $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ e 10^{-3} per i parametri di trasmissività e coefficiente di immagazzinamento e dell'ordine di 10^{-3} m/s per la conducibilità idraulica.

Al primo *layer* (copertura superficiale), costituito da materiali eterogenei, spesso di tipo antropico, è stato attribuito un valore di conducibilità idraulica orizzontale ($k_x = k_y$) pari a 10^{-4} m/s ; al secondo e al quarto *layer*, che rappresentano i due livelli acquiferi sono state attribuite conducibilità orizzontali ($k_x = k_y$) variabili tra $1 * 10^{-4} \text{ m/s}$ (solo nella zona più a monte del modello) e $5,5 * 10^{-3} \text{ m/s}$ (nelle zone più orientali del dominio). Al livello aquitard è stato invece attribuito un valore di $k_x = k_y$ pari a 10^{-5} m/s . Per quanto riguarda la conducibilità idraulica verticale (k_z) sono stati attribuiti a ciascun layer valori di un ordine di grandezza inferiore rispetto alle relative k orizzontali.

Al fine di simulare la possibilità di interscambio falda-fiume, è stato inoltre necessario fornire al modello informazioni sulla quota topografica del fiume Chienti, sulle caratteristiche di conducibilità idraulica del letto del fiume e sullo spessore dello stesso. In questo caso, ipotizzando un generico spessore per il letto del fiume pari a 5 m , sono stati attribuiti due diversi valori di k a zone diverse del fiume, pari a 10^{-5} e 10^{-6} m/s (Valle, 2005). Così impostato, supponendo che tutte le condizioni applicate rimangano invariate nel tempo, il modello è stato reso operativo ipotizzando condizioni di flusso stazionario.

Risultati delle indagini di sito e modello concettuale della circolazione idrica sotterranea

L'analisi piezometrica ha confermato l'andamento circa W-E della falda, già evidenziato dalle precedenti campagne freaticometriche condotte dall'ARPAM nel 2007,

e un progressivo decremento della stessa procedendo da monte verso la linea di costa, localmente condizionato dalla presenza di diversi punti di captazione, il più importante dei quali rappresentato dalla centrale di sollevamento di Civitanova Marche (Figura 1).

Confrontando i dati piezometrici relativi alle diverse campagne disponibili, si è potuto osservare come l'escursione piezometrica stagionale risulti piuttosto modesta e fortemente legata all'andamento delle precipitazioni; le massime differenze piezometriche rilevate risultano dell'ordine del metro con valori minimi nel periodo autunnale e massimi in primavera ed in inverno, con differenze minime tra le ultime due stagioni. Le differenze piezometriche stagionali risultano inoltre progressivamente meno significative procedendo dalle zone di monte verso la linea di costa.

Il gradiente idraulico medio risulta dell'ordine del 5% e tende progressivamente a diminuire procedendo verso la linea di costa. Situazioni particolari si rinvengono lungo il margine nord-occidentale dell'area in corrispondenza della zona di contatto con i depositi terrazzati che bordano la valle e nella zona della centrale di sollevamento di Civitanova, nei pressi della quale risulta evidente l'abbattimento piezometrico prodotto dal pompaggio del campo pozzi dell'acquedotto; in entrambi i casi è possibile osservare gradienti anomali dell'ordine del 2% e 5% rispettivamente.

La prova di emungimento eseguita ha permesso invece di constatare, per l'area di Montecosaro, valori di trasmissività e coefficiente di immagazzinamento rispettivamente pari a $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ e 10^{-3} , mentre la conducibilità idraulica calcolata è dell'ordine di 10^{-3} m/s . I valori ottenuti, in particolare per quanto concerne il coefficiente di immagazzinamento, confermano la presenza nell'area di acquiferi semiconfinati.

I log chimico-fisici e quelli relativi alle variazioni delle condizioni verticali di flusso, confrontati con le caratteristiche stratigrafiche locali, hanno permesso di constatare alcune evidenti correlazioni tra la variazione di tali parametri e le caratteristiche stratigrafiche locali. In Figura 4 è possibile osservare alcuni esempi di risultati ottenuti relativamente a quattro piezometri diversamente collocati nella bassa valle (SC3, SF4, SI3, SM5) per tre parametri (conducibilità elettrica, ORP, ossigeno disciolto). Nel piezometro SI3, al passaggio tra un livello superiore dello spessore di circa 12 m costituito da depositi fini argilloso-limosi e l'acquifero sottostante ghiaioso-sabbioso, si osservano nette variazioni dei parametri investigati: la conducibilità elettrica varia da $1515 \mu\text{S/cm}$ a circa 11 m di profondità a $1028 \mu\text{S/cm}$ a circa 13 m , il potenziale redox da 200 a -100 mV e l'ossigeno disciolto da $1,4$ a $0,35\%$ per le stesse profondità.

In SC3 invece i parametri chimico-fisici, pressoché costanti fino a circa 12 m di profondità, in prossimità del contatto con il substrato che sostiene l'acquifero variano in

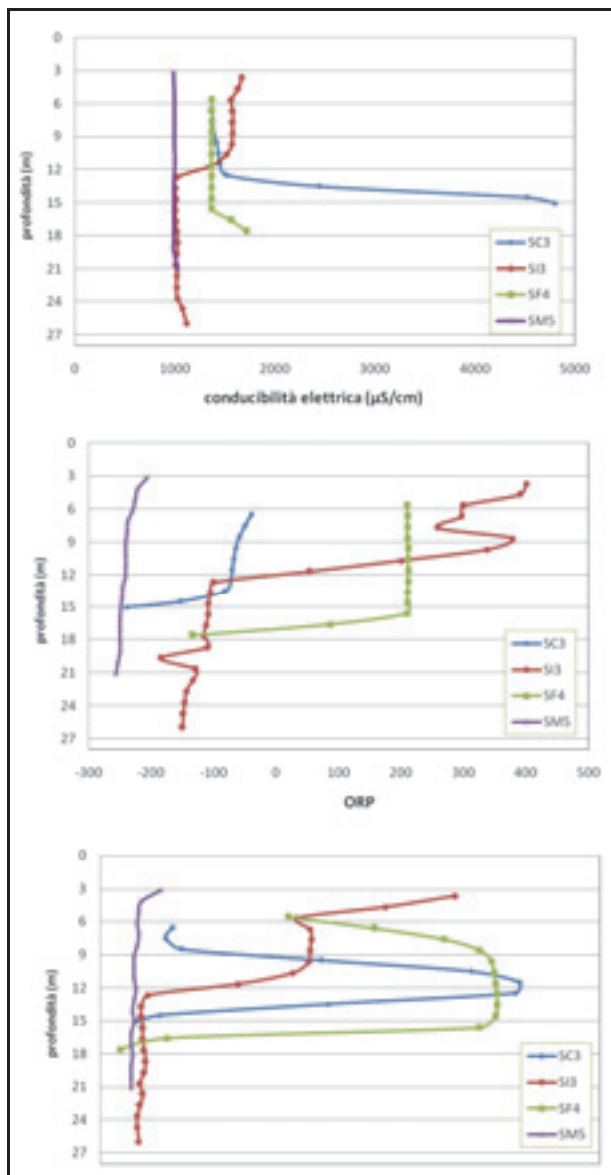


Figura 4 - Log di alcuni parametri chimico-fisici (conduttività elettrica, ORP, ossigeno disciolto) relativi ai punti di monitoraggio SC3, SI3, SF4, SM5 (ubicati in Figura 2).

Figure 4 - Representative physico-chemical logs (electric conductivity, ORP, dissolved oxygen) for monitoring points SC3, SI3, SF4, SM5 (for location see Figure 2).

in modo significativo. Il valore di conduttività elettrica in particolare passa da 1.450 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 11,5 m di profondità a 4.520 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pochi metri più in basso, a 14,5 m; il potenziale redox varia invece da -71 a -250 mV e l'ossigeno disciolto dal 29% al 4% per le stesse profondità.

Le variazioni dei suddetti parametri con la profondità potrebbero essere dovute, oltre che al contatto stratigrafico tra litotipi differenti, anche alla presenza di eventuali inquinanti, che in virtù della loro maggiore densità e della presenza di lenti a bassa permeabilità,

potrebbero stratificarsi alterando le normali condizioni chimico-fisiche dell'acquifero lungo la verticale.

Meno evidenti risultano le variazioni con la profondità osservate in SF4, dove la conduttività elettrica rimane pressoché costante fino 16 m di profondità attestandosi su valori dell'ordine di 1.365 $\mu\text{S}/\text{cm}$ avvicinandosi al substrato argilloso plio-pleistocenico passa a 1.700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 18 m di profondità. Allo stesso modo i valori di ORP si attestano a 210 mV fino a 16m, passando a -135 mV a 18m. Andamento diverso presenta l'ossigeno disciolto che si attesta su valori massimi del 24% nella fascia di profondità compresa tra 9 e 16 m, cioè in corrispondenza del livello ghiaioso-sabbioso che contiene l'acquifero; valori minimi per questo parametro si osservano nella parte più profonda a circa 18 m di profondità (1,4 %).

In SM5 infine non sono state osservate variazioni significative dei parametri chimico-fisici con la profondità. In questo caso conduttività elettrica, ORP e ossigeno disciolto si attestano su valori di 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 200-250 mV e 2-3 % rispettivamente.

Per quanto riguarda le indagini eseguite tramite sonda *flowmeter*, relativamente alle dinamiche di flusso verticale, particolarmente significativi sono i risultati ottenuti per i punti SI3 e SC3. Nel primo caso è stata osservata la presenza di un costante flusso verso il basso con un aumento significativo di intensità a partire da 12 m, in corrispondenza del cambio litologico tra la serie di depositi più fini sovrastanti e il sottostante livello acquifero; a partire da tale profondità i valori di flusso variano da circa 0,2 L/min a valori superiori a 2 L/min (max 2,8 L/min). In SC3 invece, a partire da circa 9 m fino ad 12 m di profondità, in corrispondenza di un livello sabbioso argilloso dello spessore di circa 2 m è stata rilevata la presenza di un flusso verso l'alto di 0,27 L/min. In Figura 5 vengono messi a confronto i risultati relativi alla variazione della conduttività elettrica e del flusso verticale con la profondità in SI3. Tali risultati evidenziano che a 12 m di profondità si verificano variazioni delle caratteristiche sia chimico-fisiche che idrodinamiche dell'acquifero.

Per quanto riguarda i campionamenti multilivello (eseguiti esclusivamente in SI3 e SC3), nella Tabella 1 si riportano i dati relativi alle concentrazioni di solventi clorurati rinvenute all'interno dei diversi campioni, distinguendo quelli ottenuti dal campionamento con sistema *sock-packer* da quelli derivanti dal semplice campionamento tramite *bailer* eseguiti preventivamente.

Relativamente a questi ultimi, si può osservare come già in fase preliminare e senza utilizzare tecniche specifiche di campionamento è stato possibile verificare la presenza di una stratificazione verticale della contaminazione. In SC3 la concentrazione di PCE riscontrata varia da circa 69 $\mu\text{g}/\text{L}$ a 26 $\mu\text{g}/\text{L}$ passando da 8 a 14 m di profondità; allo stesso modo il TCE passa da 19,4 $\mu\text{g}/\text{L}$ a 6,3 $\mu\text{g}/\text{L}$ e l'1,2 DCE da 104,7 $\mu\text{g}/\text{L}$ a 30,7

µg/L per le stesse profondità. In SI3 invece sono state riscontrate concentrazioni di PCE variabili tra circa 5 µg/L e 110 µg/L alle profondità di 9 m e 16 m rispettivamente; lo stesso trend hanno l'andamento dell' 1,1 DCE che varia tra 19,4 µg/L e 6,3 µg/L, e del TCA, ritrovato in concentrazioni di 3,4 µg/L a 9 m e di 58,6 µg/L a 16 m.

Confrontando i risultati appena esposti con quelli ottenuti dal campionamento eseguito utilizzando il *sock-packer system*, si può osservare come, sebbene i valori delle concentrazioni rilevate in senso assoluto risultino piuttosto diversi e l'andamento con la profondità in alcuni casi sia traslato di qualche metro, il trend dei due set di dati è assolutamente confrontabile e conferma la presenza di stratificazione verticale della contaminazione con la profondità. Le discrepanze osservate possono ovviamente essere imputate alla impossibilità di isolare porzioni diverse di falda utilizzando il campionatore *bailer*; in questo caso risulta infatti inevitabile il mescolamento delle acque di falda all'interno del piezometro e quindi del campione prelevato. Va inoltre osservato come i due

campionamenti siano stati eseguiti a distanza di circa un anno l'uno dall'altro; si può inoltre ipotizzare una possibile evoluzione della contaminazione nel tempo intercorso.

Per quanto riguarda nel dettaglio i risultati dei campionamenti eseguiti utilizzando il sistema *packer*, nel punto SC3 risulta evidente un fenomeno di stratificazione del 1,2 DCE ritrovato in concentrazioni di 13,19 µg/L a 8 m di profondità dal piano campagna, 49,6 µg/L a 11 m e 26,96 µg/L a 14 m.

Particolarmente significativi risultano anche i dati relativi alle caratteristiche chimico-fisiche delle acque, tra gli altri si ricordano i valori di conducibilità elettrica variabili tra 1.205 µS/cm a 8 m e 2.560 µS/cm a 14 m, i cloruri (Cl⁻) variabili tra 160 mg/L e 680 mg/L a 8m e 14 m rispettivamente e l'azoto nitroso (nitriti) variabile tra 334 e 1.518 µg/L alle stesse profondità. Questi risultati mettono in evidenza l'affidabilità e la rappresentatività del campionamento, confermando l'effettivo prelievo a diverse profondità e la stratificazione dei composti presenti in falda.

Tabella 1 - Dati di concentrazione di solventi clorurati rinvenuti durante le due fasi di campionamento multilivello eseguite nei piezometri SC3 e SI3. In alto i risultati ottenuti utilizzando il sistema di campionamento packer, in basso quelli relativi al campionamento con *bailer*.

Table 1 - Concentration data of chlorinated solvents measured during the two sampling steps in piezometers SC3 and SI3. Up: packer method; down: bailer method.

Metodo di campionamento	Punto di campionamento	Profondità di campionamento (m)	concentrazione solventi clorurati (µg/L)							
			PCE	TCE	1,1 DCE	1,2 DCE	TCA	1,1-DCA	1,2 DCA	VC
multilevel sock packer system (11/7/10)	SC3	8	1,2	0,7	ILD	13,2	ILD	1,1	ILD	ILD
		11	4,4	3,2	0,6	49,6	ILD	4,2	0,09	ILD
		14	2,3	1,9	0,6	27,0	ILD	4,2	ILD	ILD
	SI3	5	ILD	ILD	ILD	ILD	ILD	0,6	ILD	ILD
		8	ILD	ILD	ILD	ILD	0,1	0,5	ILD	ILD
		11	3,8	ILD	ILD	ILD	1,0	0,9	ILD	ILD
		14	52,3	ILD	9,2	ILD	54,7	29,1	ILD	0,5
		17	152,0	0,6	22,8	ILD	147,6	69,9	1,6	0,9
		20	119,5	0,6	22,3	ILD	137,1	65,2	1,3	0,9
		23	68,4	0,6	17,7	ILD	103,0	57,3	1,3	0,7
bailer (12/09)	SC3	8	68,7	19,4	ILD	104,7	ILD	ILD	ILD	ILD
		14	26,1	6,3	ILD	30,7	ILD	ILD	ILD	ILD
	SI3	9	4,8	ILD	1,7	ILD	3,4	ILD	ILD	ILD
		16	109,9	ILD	24,0	ILD	58,6	ILD	ILD	ILD

ILD= inferiore al limite di determinazione

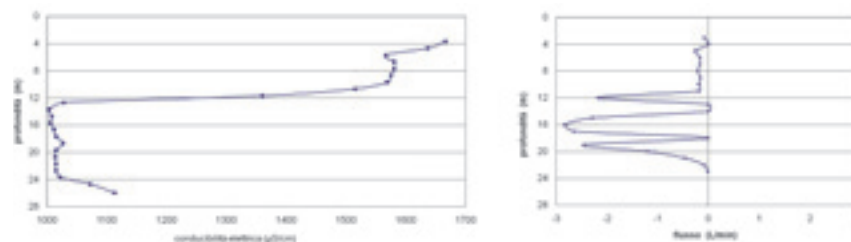


Figura 5 - Confronto tra i dati relativi alla conducibilità elettrica e all'andamento verticale del flusso con la profondità nel piezometro SI3 (ubicato in Figura 2).

Figure 5 - Comparison between electrical conductivity data and vertical flow with depth in SI3 piezometer (for location see Figure 2).

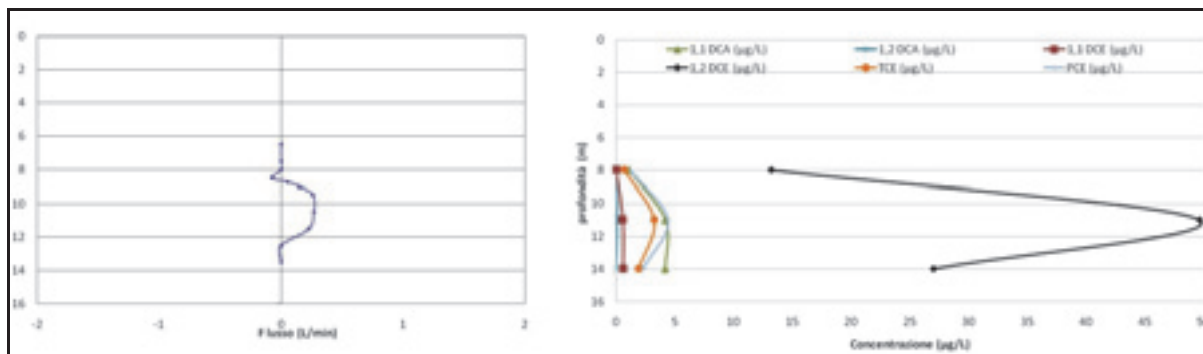


Figura 6 - Confronto tra i dati relativi al flusso verticale e all'andamento della concentrazione dei solventi clorurati con la profondità nel piezometro SC3 (ubicato in Figura 2).

Figure 6 - Comparison between vertical flow and chlorinated solvent concentration with depth in SI3 piezometer (for location see Figure 2).

La correlazione dei dati chimico-fisici e di concentrazione dei composti organo-alogenati ottenuti da questa indagine con quelli relativi allo studio della dinamica di flusso verticale eseguiti tramite sonda *flowmeter* nello stesso punto di monitoraggio (Figura 6), mostra come, tra circa 9 m e 12 m di profondità, una condizione di flusso verticale dal basso verso l'alto favorisca una maggiore concentrazione di inquinante a questa profondità.

La possibilità di fenomeni di stratificazione della contaminazione nell'area risulta maggiormente confermata dai risultati delle analisi chimiche relative al punto di campionamento SI3 (Figura 7). In questo caso si passa da concentrazioni pressoché nulle rilevate nei campioni prelevati a 5, 8 e 11 m di profondità dal p.c, a concentrazioni massime dell'ordine di 150 µg/L a 17 m

per composti quali PCE (tetracloroetilene) e TCA (tricloroetano). Scendendo ulteriormente verso il basso si osserva invece una diminuzione nella concentrazione degli inquinanti, che passano a circa 70 e 100 µg/L rispettivamente per il PCE e il TCA. Oltre a PCE e TCA, anche l'1,1 DCA e l'1,1 DCE presentano un andamento simile a quello dei composti precedenti, mostrando un aumento della concentrazione nelle acque prelevate a 17 m di profondità ed una sua successiva diminuzione scendendo verso il basso.

Anche i risultati relativi alle caratteristiche chimico-fisiche delle acque evidenziano variazioni significative con la profondità. La conducibilità elettrica passa da 1.440 µS/cm a 5 m di profondità dal p.c (valore pressoché costante sino ad 11 m) a 840 µS/cm a 17 m, per poi riaumentare leggermente a 23 m (895 µS/cm).

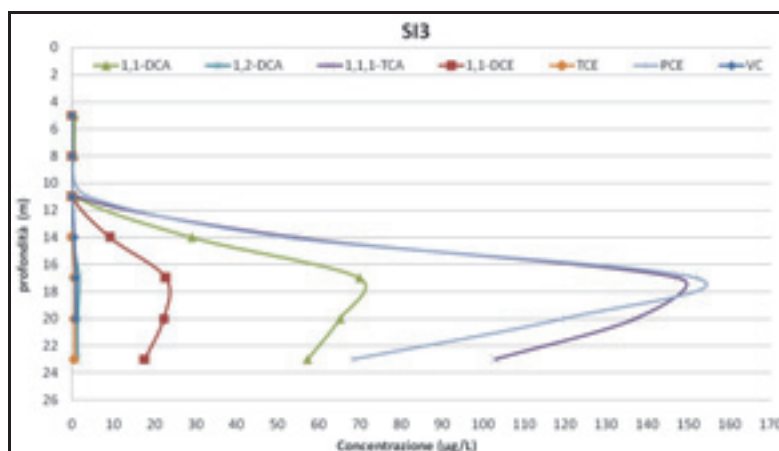


Figura 7 - Andamento della concentrazione con la profondità dei principali composti ritrovati in SI3 (ubicato in Figura 2).

Figure 7 - Concentration data with depth in SI3 piezometer (for location see Figure 2).

Con lo stesso andamento, i cloruri (Cl⁻) passano da 113 mg/L a 70 mg/L alle profondità di 5 e 17 m dal p.c. rispettivamente; stesso andamento è stato registrato anche per calcio (Ca²⁺), solfati (SO₄²⁻) e Magnesio (Mg²⁺). Dati i risultati ottenuti, è interessante notare come l'aumento

della concentrazione degli inquinanti avvenga al passaggio tra il livello sabbioso-limoso che chiude l'acquifero nella parte sommitale e il sottostante livello ghiaioso sede dell'acquifero stesso. Anche in questo caso, come in SC3 e in maniera anche più evidente, si può

osservare la correlazione tra i dati chimici e quelli relativi alla dinamica di flusso verticale ottenuti con la sonda *flowmeter*. Quest'ultimo set di dati aveva infatti messo in evidenza, a partire dai 12 m, un costante flusso verso il basso con picchi massimi tra i 16 e i 17 m di profondità dal p.c. (Figura 5).

Tutte le indagini eseguite hanno evidenziato la presenza di un acquifero ad elevata trasmissività, localmente intercalato da setti a bassa permeabilità che possono dare origine, quando presenti, a più falde sovrapposte semiconfinate. La presenza di questi setti genera un acquifero multifalda, causando localmente l'instaurarsi di zone sovrapposte a diverso potenziale piezometrico; ciò ovviamente condiziona le caratteristiche di flusso e conseguentemente la possibilità di mobilità verticale degli inquinanti, favorendo fenomeni di stratificazione degli stessi.

Nella fase di realizzazione del modello numerico di flusso è stato quindi fondamentale riuscire a tenere in considerazione la presenza di queste eterogeneità locali, sebbene in modo semplificato e approssimando l'intero dominio a due livelli acquiferi e ad un livello aquitard.

Modello numerico di flusso

Tutte le informazioni ottenute durante le indagini precedentemente descritte, unitamente a quelle acquisite durante le numerose fasi di monitoraggio eseguite dall'ARPAM e a quelle derivanti da bibliografia, hanno permesso di ricostruire il modello numerico di flusso della circolazione idrica (Figura. 8).

Tale modello permette di riprodurre in modo coerente l'andamento della circolazione idrica all'interno dell'acquifero; la piezometria simulata mostra un regolare

decremento procedendo da monte verso valle, con un gradiente medio del 5‰ e valori variabili da 64 m s.l.m lungo il margine occidentale a 0 m s.l.m lungo la linea di costa. Confrontando i risultati ottenuti da tale modello con quelli relativi alla piezometria reale, si è potuto constatare che esso riesce verosimilmente a simulare l'andamento regionale della falda (Figura 9); è infatti possibile osservare un significativo grado di correlatività tra i due set di dati ($R^2 = 0,989$).

Sulla base dei dati di *input* introdotti e della ricostruzione piezometrica rielaborata, il modello produce una sintesi dei flussi in entrata e in uscita dalla falda per ogni singolo nodo della maglia, permettendo così di visualizzare sia le aree dove sono stati imposti, come condizioni al contorno, flussi in entrata o in uscita dalla falda, sia le aree dove la direzione del flusso è il frutto della rielaborazione piezometrica simulata, oltre che delle condizioni iniziali imposte relativamente alla quota del fiume e alle caratteristiche del letto che lo sostiene.

In tal modo è possibile verificare quali siano verosimilmente le aree in cui il fiume drena verso la falda e viceversa le aree dove ci si può aspettare un flusso contrario.

La Figura 10 mostra l'andamento discreto dei flussi in entrata e in uscita dalla falda ai singoli nodi sintetizzato dal modello. Si osserva in rosso la presenza della ricarica zenitale e di quella laterale da monte, mentre in blu si nota lungo la linea di costa il flusso in uscita verso mare, oltre che i flussi in uscita in corrispondenza delle centrali di sollevamento di Civitanova Marche e del Tennacola. Di particolare interesse risulta l'interazione che intercorre tra la falda e il fiume; come si può osservare, per un tratto di circa 6 km nella zona centrale del modello

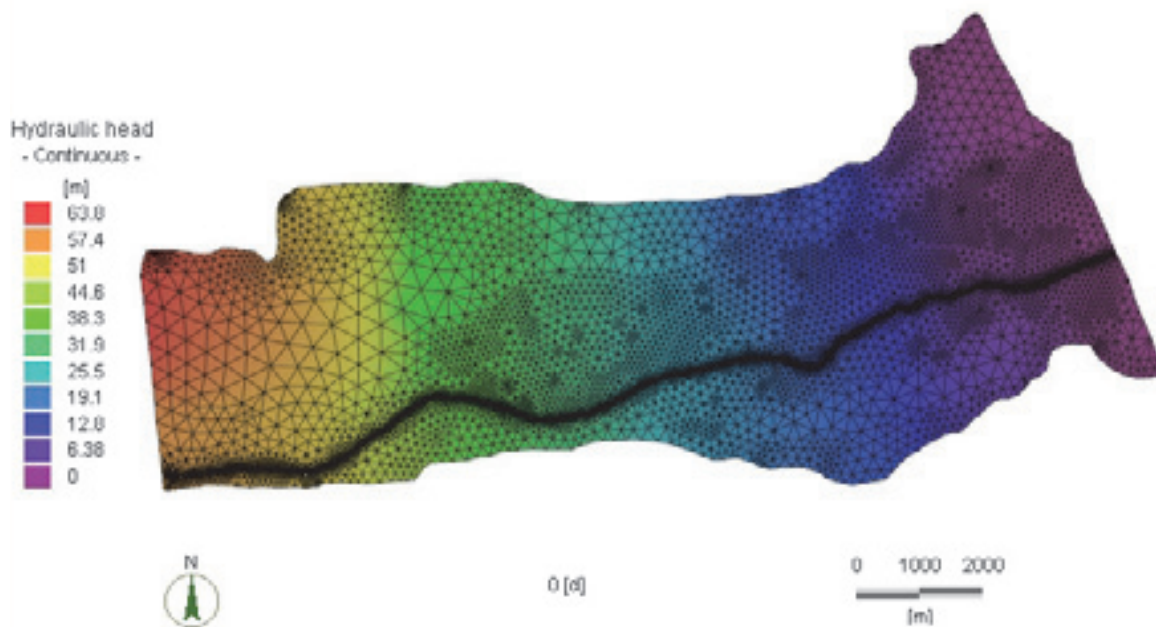


Figura 8 - Andamento simulato del potenziale piezometrico.
Figure 2 - Piezometric map obtained by numerical model.

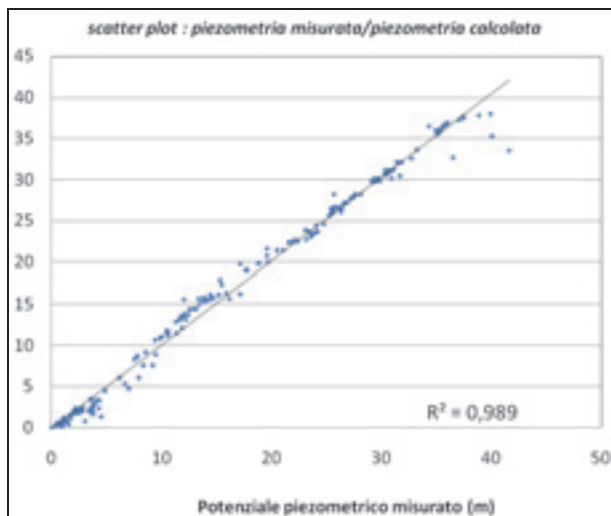


Figura 9 - Scatter plot: confronto tra piezometria misurata e calcolata.

Figure 9 - Comparison between measured and simulated water table in the study area.

(corrispondente alla parte più occidentale del sito oggetto di indagine) è il fiume ad alimentare la falda, così come nelle zone più prossime alla linea di costa e per circa 2 km procedendo verso l'entroterra. Tale andamento evidenzia ovviamente che la piezometria simulata in tali aree risulta avere quota inferiore rispetto a quella fluviale consentendo un flusso in entrata verso la falda. Andamento contrario si osserva invece nella zona più occidentale del modello, nelle aree prossime al limite esterno e lungo un tratto di circa 2 km poco prima delle due centrali di emungimento: in questi casi l'intersezione tra quota piezometrica simulata e livello del fiume risulta tale da permettere il drenaggio dalla falda verso il fiume.

Complessivamente, risulta più frequente la possibilità di drenaggio dal fiume verso la falda che consente, secondo quanto valutato dal modello, un travaso dell'ordine di $4 * 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$; esattamente di un ordine di grandezza inferiore ($4 * 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$) è stato invece stimato il flusso in senso opposto e cioè dalla falda verso il fiume (Figura 11). L'analisi qualitativa e quantitativa degli interscambi falda - fiume risulta particolarmente significativa ai fini della ricostruzione dell'idrodinamica sotterranea e conseguentemente delle possibili modalità di trasporto in falda degli inquinanti.

L'analisi del bilancio idrogeologico rielaborata dal modello consente inoltre di verificarne la corrispondenza con i dati di input forniti (Figura 11). Coerentemente con quanto imposto come condizione di base, la somma dei pompaggi imposti dalle due centrali di sollevamento risulta di $1,5 * 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, mentre il flusso in entrata da monte lungo il margine occidentale del modello è pari a $4,3 * 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ e la ricarica zenitale si attesta a $2 * 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$. Allo stesso modo risulta rispettata la condizione di flusso nullo imposta lungo i margini settentrionale e meridionale del modello (Figura 11).

Di particolare rilevanza ai fini della validità del modello è il bilancio di massa tra flusso in entrata e flusso in uscita dalla falda, che risulta prossimo a zero ($0,01 \text{ m}^3/\text{d}$), ad indicare la correttezza formale della simulazione. I risultati ottenuti permettono complessivamente di constatarne il buon grado di attendibilità e di confermare che allo stato attuale il modello risulta in grado di riprodurre verosimilmente, alla scala dell'intero sito, l'andamento della circolazione idrica. Esso rappresenta quindi un buon punto di partenza per la successiva implementazione di un modello di trasporto di contaminanti.



Figura 10 - Distribuzione dei flussi idrici in entrata e in uscita dal modello. I cerchi rossi indicano flusso in entrata, quelli in blu flusso in uscita. La dimensione dei cerchi è proporzionale ai volumi in entrata o in uscita.

Figure 10 - In/out flows in the model: red circles correspond to inflows, the blue ones to outflow. Circle dimension is proportional to the volumes.

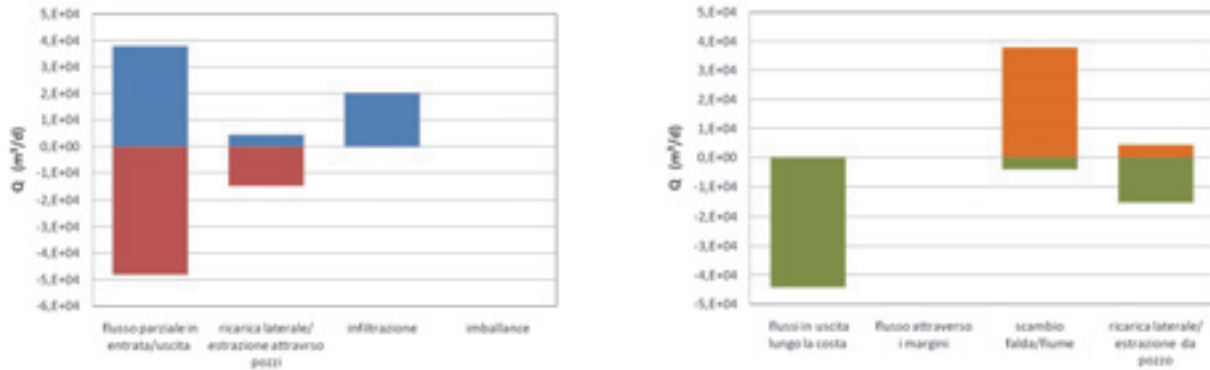


Figura 11 - Bilancio idrogeologico delle componenti di flusso del modello numerico: a sinistra il bilancio di massa complessivo; a destra le singole voci del bilancio.

Figure 11 - Hydrological budget of the numerical model: total mass budget on the left, single components of the budget on the right.

Data la notevole estensione areale del modello (circa 68 km²) e la grande eterogeneità locale dei depositi che costituiscono l'acquifero, sarà comunque necessario ipotizzare lo studio di vari modelli di dimensioni più ridotte e riferibili alla scala dei diversi centri industriali. Sebbene infatti il modello numerico realizzato tenga in considerazione lo schema concettuale della circolazione idrica dedotto dalle diverse indagini di sito e per questo sia stato suddiviso in due livelli acquiferi ed un livello aquitard intermedio, l'estensione dell'area e la complessa interdigitazione di depositi alluvionali a diversa granulometria non consentono di poterlo utilizzare in modo efficace per simulare sia il flusso che l'eventuale trasporto di contaminanti alla scala di dettaglio dei singoli siti industriali.

La successiva fase di studio prevede quindi lo sviluppo di modelli numerici di flusso e trasporto focalizzati su aree ridotte e ritenute di particolare interesse, che permetteranno di passare allo studio di dettaglio del sito.

Sia il modello realizzato che i successivi che da esso deriveranno saranno strumenti utili nelle fasi di progettazione e monitoraggio degli interventi di bonifica dell'area permettendo un'analisi preventiva di possibili sviluppi nella dinamica di flusso e trasporto di inquinanti, collegati agli interventi di bonifica programmati, nonché consentendo di meglio pianificare le successive campagne di monitoraggio nel tempo e nello spazio.

Conclusioni

Tutte le indagini di campo realizzate nell'acquifero della Bassa Valle del Fiume Chienti confermano la locale presenza di livelli aquitard e il ruolo che essi svolgono isolando localmente porzioni di falda sovrapposte. I rilievi di natura idrodinamica e idrochimica effettuati evidenziano la presenza di una stratificazione della contaminazione, favorita, oltre che dalla presenza locale di setti a bassa permeabilità, anche dall'instaurarsi di particolari regimi

di flusso verticale. I risultati derivanti sia dai log verticali delle caratteristiche chimico-fisiche, che dai *flowmeter* test e dai campionamenti multilivello hanno mostrato per i punti monitorati (con particolare riferimento a SI3 e SC3) un notevole grado di comparazione, evidenziando *trend* simili nella variazione con la profondità dei parametri chimico-fisici, delle condizioni di flusso e della concentrazione di inquinanti, correlabili alla variazione delle caratteristiche stratigrafiche locali. Ciò permette di confermare la validità dell'approccio metodologico seguito, che prevede l'utilizzo integrato delle diverse tecniche di monitoraggio sopra esposte.

Il lavoro svolto ha permesso di ricostruire il seguente modello concettuale della circolazione idrica sotterranea nell'area.

L'acquifero principale, costituito prevalentemente da litotipi ghiaiosi immersi in matrice sabbiosa e caratterizzato nel complesso da elevati valori di trasmissività, risulta spesso intercalato da spessori variabili di depositi a granulometria fine che localmente possono assolvere alla funzione di aquitard isolando piccoli acquiferi sovrapposti, influenzando sia l'idrodinamica locale che la possibilità di trasporto e stratificazione di contaminanti.

Sulla base di quanto dedotto nelle fasi di studio precedenti, tenendo conto delle evidenze riscontrate dalle indagini dirette e del modello concettuale della circolazione idrica ricostruito, si è implementato un modello matematico di flusso della circolazione sotterranea, il quale, a seguito di una opportuna fase di validazione, si è dimostrato in grado di simulare adeguatamente la situazione idrogeologica a scala di sito. Al fine di riprodurre verosimilmente le condizioni di sito, il modello è stato costruito ipotizzando la presenza di due livelli acquiferi e di un livello aquitard intermedio.

Una successiva fase di approfondimento prevede lo sviluppo di modelli di flusso della circolazione idrica e di trasporto di contaminanti alla scala dei singoli siti industriali all'interno della valle, così da poter prendere

in considerazione le numerose eterogeneità locali di cui il modello a scala di sito, data la sua estensione, non può tenere conto.

Tutte le informazioni acquisite durante le attività di campagna, unitamente al modello numerico realizzato e all'implementazione dello stesso, sono in grado di fornire un valido supporto nella fase di pianificazione dei successivi interventi di bonifica; quest'ultimo in particolare potrà essere utilizzato per eseguire un'analisi preventiva dei possibili effetti sull'idrodinamica

sotterranea di eventuali attività di bonifica.

Ringraziamenti

La ricerca è stata eseguita con il contributo della Fondazione della Cassa di Risparmio della Provincia di Macerata. Si ringrazia l'ARPAM Macerata per la disponibilità dei dati e la collaborazione fornita nelle fasi di campionamento e monitoraggio.

Bibliografia

A.R.P.A.M. 2007 Risultati della fase II del Piano della Caratterizzazione del Sito di Interesse Nazionale del Basso Bacino del Fiume Chienti. Relazione tecnico descrittiva.
Centamore, E., Micarelli, A. 1991 Stratigrafia. In: L'ambiente fisico delle Marche, Regione Marche-Giunta Regionale, 5-58.
Nanni, T., 1985 Le falde di subalveo delle Marche: inquadramento idrogeologico, qualità delle acque ed elementi di neotettonica, Regione Marche. Litografia Errebi.
Paillet, F.L., 1998. Flow modeling and permeability estimation using borehole flow logs in

heterogeneous fractured formations. *Water Resources Research* 34, 997-1010.
Paillet, F.L., 2000. A field technique for estimating aquifer parameters using flow log data. *Ground Water* 38, 510-521.
Paillet, F.L., 2004. Borehole flowmeter applications in irregular and large-diameter boreholes. *Journal of Applied Geophysics* 55, 39-59.
Pacioni, E., Petitta, M., Corvatta, G., Fanelli, M., 2010 Caratterizzazione idrodinamica di falde idriche contaminate da solventi clorurati: il caso del Basso Bacino del fiume Chienti. Atti del convegno ECOMONDO 2010, cd-rom.

Petitta, M., Marinelli, V., Pacioni, E., 2010. Il contributo delle indagini con heatpulse flowmeter alla valutazione delle componenti verticali del flusso in acquiferi fratturati e porosi. *Giornale di geologia applicata* 13, 41 - 50.
Valle T., 2005. Idrogeologia e problematiche di inquinamento nella Bassa Valle del fiume Chienti: sviluppo di un geodatabase GIS finalizzato alla gestione di dati idrogeologici. Tesi sperimentale di laurea in idrogeologia, anno accademico 2004-2005. Università degli Studi di Camerino, Dip di Sc. Della Terra.

Indici analitici

Key terms index

3D textural model 117	Groundwater	Iron 11	Polluted site 129
Abstraction 5	contamination 117	Luco 41	Protected areas 83
Anisotropic media 97	Groundwater	Management 41	Public water supply system
Aquifer 17, 31, 41	hydrodynamic 129	Manganese 117	5
Arsenic 117	Hydraulic conductivity	Multi-aquifer system 61	Resource 41
Conceptual model 31, 61,	tensor 97	Multilayer aquifer 129	Roja 31
129	Hydrochemical analysis	Numerical model 129	Seawater intrusion 17
Consumption 5	117	Numerical modeling 97	Tuscan Archipelago 17
Drinking exploitation 83	Hydrogeochemistry 17	Paleoenvironmental	Volcanic aquifer 97
Freshwater/saltwater	Hydrogeology 17, 31, 83	interpretation 61	Water resources 83
mixing 61	Hydrographical districts 5	Pianosa Island 17	Water use 83

Termini chiave

Acquifero 17, 31, 41	Ferro 117	Mezzi anisotropi 97	Roja 31
Acquifero multi falda 129	Gestione 41	Miscelamento acqua	Sistema acquifero multi
Acquifero vulcanico 97	Idrodinamica sotterranea	dolce/acqua salata 61	falda 61
Analisi idrochimica 117	129	Modellazione numerica 97	Sistema di approvvigio-
Arcipelago Toscano 17	Idrogeochimica 17	Modello concettuale 31, 61,	namento idrico 5
Aree protette 83	Idrogeologia 17, 31, 83	129	Sito contaminato 129
Arsenico 117	Interpretazione paleo	Modello numerico 129	Tensore di conducibilità
Captazione idropotabile 83	ambientale 61	Modello tessiturale	idraulica 97
Consumi 5	Intrusione marina 17	tridimensionale 117	Utilizzazione della risorsa
Contaminazione delle	Isola di Pianosa 17	Prelievi 5	83
acque sotterranee 117	Luco 41	Risorsa 41	
Distretti idrografici 5	Manganese 117	Risorse idriche 83	

Indice degli Autori

Azzoni A. 117	Doveri M. 17	Mussi M. 17	Ramberti S. 5
Banzato F. 83	Fanelli M. 129	Nanni.T. 83	Rigati R. 31, 41
Barazzuoli P. 31, 41	Fumagalli L. 117	Nicotra I. 17	Rotiroti M. 117
Bonomi T.117	Giannecchini R. 17	Nocchi M. 61, 97	Saladini V. 129
Capacci F. 31, 41	Idinucci M. 61	Pacioni E. 129	Salleolini M. 61, 97
Carucci V. 129	Leonini M. 61	Palpacelli S. 83	Sappa G. 5
Corvatta G. 129	Marchetti M.R 61	Petitta M. 83, 129	Sbarbati C. 129
Coviello M.T. 5	Mastrorillo L. 83	Pisaroni B. 117	Tersigni S. 5
Demicheli G. 117	Migliorini J. 31, 41	Puccinelli A. 17	Vivalda P.M. 83

Note per gli autori

Lingua. Le lingue della rivista sono l'Italiano e l'Inglese, ma sono benvenuti anche lavori nelle altre lingue più diffuse della Unione Europea (Francese, Spagnolo, Tedesco). Tutti gli articoli devono essere preceduti da un riassunto in Inglese (Abstract), a sua volta preceduto dal titolo dell'articolo tradotto in Inglese. Le didascalie delle Figure e delle Tabelle, nella lingua originale dell'articolo, devono avere anche la traduzione in Inglese. Dopo l'Abstract in Inglese, ogni articolo in lingua diversa dall'Inglese inizierà con un riassunto nella lingua dell'articolo.

Invio del manoscritto. Ogni manoscritto proposto per la stampa dovrà essere inviato al seguente indirizzo di posta elettronica: giornale@geoitalia.org. I manoscritti saranno revisionati da almeno due revisori. Gli autori sono invitati a segnalare i nomi di studiosi che potrebbero revisionare il manoscritto, senza che questo costituisca un impegno per la rivista. La politica della rivista per la revisione dei manoscritti prevede che il nome dei revisori non sia segreto, salvo il caso di specifica richiesta da parte dei revisori stessi. L'invio di un manoscritto alla rivista significa che lo stesso rappresenta un'opera di ingegno originale degli autori, che il manoscritto non è stato pubblicato in precedenza e che non è stato inviato contemporaneamente ad altre riviste.

Preparazione del manoscritto. Il manoscritto deve essere preparato con un word processor, con interlinea doppia, in una sola colonna e con ampi margini. L'Abstract in Inglese non deve superare le 150 parole, deve essere formato da un unico paragrafo, non deve contenere citazioni bibliografiche e neppure riferimenti al testo. L'Abstract deve essere considerato come un testo autosufficiente, che può essere diffuso anche separatamente dall'articolo. Il riassunto nella lingua originale dell'articolo può essere più lungo, senza tuttavia superare le 500 parole.

Gli autori sono invitati ad utilizzare la terminologia della IUGS e le unità di misura S.I.

La prima pagina dovrà contenere il titolo dell'articolo il nome (per esteso) ed il cognome degli autori, il nome dell'Istituzione di appartenenza e l'indirizzo e-mail di ogni autore, l'Abstract in Inglese. Dovrà essere inoltre indicato a quale degli autori deve essere inviata la corrispondenza relativa all'articolo (autore corrispondente) e, per quest'ultimo dovrà essere indicato anche l'indirizzo postale e il numero del Fax. Dalla seconda pagina in poi troverà posto il riassunto nella lingua dell'articolo ed il testo dell'articolo. Non utilizzare per il titolo del lavoro il carattere tutto maiuscolo.

Le didascalie delle Figure e delle Tabelle e la Bibliografia dovranno trovare posto in pagine separate da quelle del testo.

Citazioni bibliografiche. Nel testo, le citazioni bibliografiche possono avere due forme: (a) tra parentesi rotonda il cognome (o i cognomi) dell'autore, seguito da una virgola e dall'anno di pubblicazione dell'articolo, (b) il cognome dell'autore (o degli autori) seguito dall'anno di pubblicazione tra parentesi rotonda. Non utilizzare per le citazioni nel testo il maiuscolo o il carattere tutto maiuscolo. L'espressione *et alii* è preferita a quella *et al.* Tutte le citazioni nel testo devono trovare corrispondenza nella Bibliografia e viceversa.

Tabelle. Le Tabelle devono essere compilate in fogli separati e devono essere numerate secondo la loro successione nel testo. Le Tabelle potranno essere accompagnate da una didascalia esplicativa del contenuto. Nel testo si dovranno trovare riferimenti a tutte le Tabelle, nella forma: Tabella 1, Tabella 2 ecc.

Figure. Tutte le Figure devono essere numerate secondo la loro posizione nel testo, nel quale si devono trovare riferimenti a tutte le Figure, nella forma: Figura 1, Figura 2 ecc.

Le scritte presenti nei disegni devono avere dimensioni adeguate, e comunque devono essere leggibili anche dopo l'eventuale riduzione della dimensione del disegno. Nel preparare i disegni sarà necessario tenere conto del formato della pagina di stampa.

Le fotografie devono essere di buona qualità, in modo da essere leggibili anche nella stampa.

Gli autori che rivogliono indietro gli originali delle Figure devono comunicarlo al momento dell'invio del lavoro o, al più tardi, quando restituiscono le bozze.

Bibliografia. I riferimenti bibliografici devono essere riportati in ordine alfabetico, utilizzando il carattere normale, cioè senza maiuscolo, tutto maiuscolo, corsivo o grassetto. La forma deve essere la seguente: "Cognome, N., 2005. Titolo dell'articolo per esteso. Nome della rivista 24 (2), 234-251". Gli ultimi numeri rappresentano: il numero del volume, (il numero del fascicolo, se è necessario), le pagine iniziale e finale dell'articolo.

Testo finale per la stampa. Completato il processo di revisione, gli autori dovranno redigere il testo finale per la stampa in forma elettronica e con le seguenti modalità. Il manoscritto dovrà essere suddiviso in differenti files, contenenti rispettivamente: (a) Titolo, Autori, Titolo in Inglese ed Abstract; (b) Riassunto e Testo; (c) Didascalie delle Figure e delle Tabelle; (d) Bibliografia; (e) Tabelle; (f) Figure (eventualmente). Ogni file deve avere un nome che permetta di riconoscere facilmente il contenuto del file.

Il testo deve essere in una sola colonna, con interlinea singola, non giustificato a destra, senza spaziatura alla fine dei paragrafi e con il minimo di formattazione automatica.

Bozze. Sarà predisposta una sola serie di bozze, che saranno inviate all'autore corrispondente per essere controllate prima della stampa. E' necessario che gli autori non facciano sulle bozze correzioni che consistono in una modifica del testo accettato per la stampa.

Estratti. Di ogni articolo saranno predisposti 25 estratti gratuiti. Ulteriori copie degli estratti devono essere ordinate, a pagamento, in occasione della restituzione delle bozze.

Contributo per la stampa. L'Aiga richiede agli autori un contributo per la stampa pari a 18 Euro per ogni facciata del lavoro.

