Firmato digitalmente da

Fausto Capacci

CN = Capacci Fausto
C = IT

UNIVERSITÀ DI SIENA 1240

Dipartimento di Scienze fisiche, della Terra e dell'ambiente

Dottorato in Scienze e tecnologie ambientali, geologiche e polari

23° Ciclo

Coordinatore: Prof. Simone Bastianoni

LA GESTIONE DELLE RISORSE IDRICHE E DEL TERRITORIO NELL'AMBITO DELLA PIANIFICAZIONE DI AREA VASTA: L'ESEMPIO DELL'ACQUIFERO DELLA MONTAGNOLA SENESE

Settore scientifico disciplinare: *Scienze della Terra GEO/05*

Candidato
Fausto Capacci
Università degli Studi di Siena

Firma del candidato

Tutore
Prof. Piero Barazzuoli
Università degli Studi di Siena

Firma del tutore

Anno accademico di conseguimento del titolo di Dottore di ricerca
2021/2022

Università degli Studi di Siena
Dottorato in Scienze e tecnologie ambientali, geologiche e polari
23° Ciclo

Data dell'esame finale

26 Ottobre 2022

Commissione giudicatrice

Prof. Giovanni Pietro Beretta

Prof.ssa Daniela Ducci

Prof. Leonardo Disperati

Esperto/i

_____

_____

Supplenti

Prof. Pier Lorenzo Fantozzi

RIASSUNTO

L'acquifero della Montagnola Senese (conosciuto come "Luco") codice regionale CIS 99MM030, 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 e un primo approccio al modello numerico di flusso in regime permanente ai fini della valutazione e gestione delle risorse idriche sotterranee valutando anche la sua vulnerabilità all'inquinamento.

I nuovi dati relativi alla geometria dell'acquifero, costituito dalle formazioni carbonatiche del Calcare Cavernoso e della Breccia di Grotti, sono stati acquisiti attraverso sondaggi geoelettrici, tomografie geofisiche, stratigrafie di pozzi, una nuova perforazione profonda e confrontati con la cartografia geologica del continuum regionale.

Ciò ha permesso di valutare la sua estensione, affiorante e non, pari a circa 166,3 Km^2 a fronte di un'area di alimentazione pari a circa 91,6 Km^2. L'intero complesso idrogeologico permeabile risulta avere uno spessore medio di circa 178 m.

Per quanto riguarda la caratterizzazione idrodinamica dell'acquifero, necessaria alla descrizione dell'andamento spaziale e temporale della superficie piezometrica, si può affermare che, nonostante la disomogenea distribuzione spaziale dei punti di misura, sono state individuate due principali direzioni di flusso della falda idrica sotterranea: verso Sud (Piano di Rosia) e verso Nord-Ovest (Abbadia a Isola e Strove). Tale caratterizzazione sia dei flussi, sia dei parametrici idrodinamici, necessita di futuri approfondimenti con esecuzione di nuove indagini.

La valutazione della ricarica dell'acquifero è stata affrontata con due metodologie:

- La prima, una volta definita la superficie dell'aree di ricarica per infiltrazione, valutando indirettamente l'infiltrazione totale in relazione all'eccedenza idrica calcolata. Tale valutazione (dati medi del periodo 1967-2006) porta a stimare la ricarica media in oltre $21 \cdot 10^6$ m^3/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 n_e del 8% (da letteratura tale complesso è caratterizzato da n_e tra 5-10%), può essere valutata in circa $8{,}1 \cdot 10^6$ m^3/anno a cui andrebbero sommati i circa $12 \cdot 10^6$ m^3/anno di acqua che attualmente vengono prelevati dall'acquifero per un ammontare complessivo della risorsa annua pari a circa $20 \cdot 10^6$ m^3. 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 $1{,}5 \cdot 10^9$ m^3, 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 circa $21 \cdot 10^6$ m^3, i consumi ammontano a circa $11{,}7 \cdot 10^6$ m^3, risulta quindi teoricamente possibile un ulteriore utilizzo della falda ospitata nell'acquifero della Montagnola Senese.

Sulla base delle conoscenze acquisite è stato realizzato il modello concettuale dell'acquifero, base fondamentale della modellazione numerica. Il sistema acquifero è stato quindi rappresentato, per mezzo di un modello numerico tridimensionale ad elementi finiti (FEM), con l'utilizzo del codice numerico FEFLOW (Finite Element subsurface FLOW system), operando in regime permanente.

I dati di input sono stati inseriti nel sistema attraverso l'assegnazione di condizioni ai limiti (Boundary Condition) di carico idraulico, di trasferimento di flussi, di emungimenti e delle proprietà dei materiali (Material Properties) come la permeabilità, la porosità e l'infiltrazione.

I risultati finali hanno permesso di stimare i quantitativi d'acqua presenti all'interno dell'acquifero in studio mettendo in risalto l'importanza e il ruolo che ricopre l'infiltrazione meteorica che riesce a bilanciare gli emungimenti e a mantenere in equilibrio tutto il sistema.

Data l'importanza strategica dell'acquifero, a completamento dello studio idrogeologico della Montagnola Senese, è stata effettuata anche la valutazione della sua vulnerabilità intrinseca all'inquinamento attraverso un metodo simiparametrico denominato SIPS.

Questa metodologia originale, riconducibile ad un SINTACS semplificato, ha consentito, attraverso la stima di quattro parametri base, di valutare la vulnerabilità intrinseca del corpo idrico sotterraneo che per il 75% risulta essere compresa tra elevata e medio alta.

ABSTRACT

The *Montagnola Senese* aquifer (known as "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 aquifer characterization and for the development of a conceptual model of it. In addition, this model provides the results of a work that aims to create a conceptual model and a first approach to the numerical model of flow in permanent regime for the evaluation and management of groundwater resources, while also assessing its vulnerability to pollution.

New aquifer geometry data, represented by carbonate formation of *Calcare Cavernoso* and *Breccia di Grotti,* were acquired through geoelectrical surveys, geophysical tomography, borehole stratigraphy, a new deep borehole and compared with the geological mapping of *Regione Toscana Continuum Map*.

This allowed to estimate the outcropping and non-outcropping aquifer extension (166,3 Km^2), in respect of a feeding area of about 91,6 Km^2. The entire permeable hydrogeological complex is found to have an average thickness of about 178 m.

With regard to the hydrodynamic characterisation of the aquifer, which is necessary to describe the spatial and temporal trend of the piezometric surface, it can be stated that, despite the uneven spatial distribution of the measurement points, two main directions of underground water flow have been identified: southward (*Piano di Rosia*) and northwestward (*Abbadia a Isola* and *Strove*). This characterization of flows and hydrodynamic parameters needs further investigation in the future.

The assessment of aquifer recharge was approached with two methodologies:

- First one, evaluating the total infiltration in relation to the calculated water surplus infiltration, once the recharge area has been defined. This assessment (average data from 1967-2006) leads to estimate an average aquifer recharge of over $21 \cdot 10^6$ m^3/year.
- Second one, based on the excursion of the measured groundwater piezometric levels (March 2009-January 2010); it identifies a dynamic resource that, using an effective porosity (n_e) of 8%, can be estimated at about $8{,}1 \cdot 10^6$ m^3/year, to which should be added $12 \cdot 10^6$ m^3/year of water that is currently withdrawn from the aquifer for a total amount of the annual hydric resource of about $20 \cdot 10^6$ m^3.

Even with all the limitations associated with this type of evaluation, the results obtained, with the two criteria, are in complete agreement with each other. As far as the water reserve is concerned, it is evaluated at around 1.5 billion m^3, that is to say about 100 times greater than the dynamic resource.

Comparing the renewable resource evaluations with current drinking water demand, we note that in the face of an average aquifer recharge of about $21 \cdot 10^6$ m^3, water consumption is about $11{,}7 \cdot 10^6$ m^3. Further utilisation of the aquifer hosted in the Montagnola Senese aquifer is therefore theoretically possible.

Based on the knowledge gained, the conceptual model of the aquifer was created. The aquifer system has been represented using a three-dimensional finite element numerical model (FEM), by using FEFLOW (Finite Element subsurface FLOW system) numerical code, operating in permanent regime.

Input data have been entered into the system by assigning boundary conditions at the hydraulic loading, at the water outflows and to the material properties such as permeability, porosity and infiltration.

Final results made possible to estimate water quantities present in the aquifer, highlighting the importance and role played by meteoric infiltration in balancing the water outflows and keeping the system in balance.

Given its strategic importance, to complete the hydrogeological study of *Montagnola Senese* aquifer, an assessment of its intrinsic vulnerability to pollution was also carried out using a simiparametric method called SIPS.

This original methodology, which can be ascribable to a simplified SINTACS, made it possible, through the estimation of four basic parameters, to assess the intrinsic vulnerability of the groundwater aquifer, which is for 75% high to medium-high.

Indice

PREFAZIONE 4

1 - Introduzione 6

2 - Inquadramento territoriale dell'area di studio 8

2.1 Caratteri geografici e geomorfologici 8

2.2 Caratteri climatici 12

3 - Inquadramento geologico-strutturale 19

3.1 Formazioni del Dominio Toscano 21

3.2 Formazioni del Dominio Ligure 23

3.3 Formazioni Neogeniche del Versante Tirrenico dell'Appennino Settentrionale 24

3.4 Depositi Continentali Recenti e Attuali 25

3.5 Tettonica dell'area di studio 27

4 - Ricostruzione geometrica dell'acquifero 30

4.1 Esplorazioni geofisiche pregresse (fino al 2010) 31

4.2 Esplorazioni geofisiche ex-novo 2012-2013 49

4.3 Indagini geognostiche dirette 61

4.4 Quadro di unione dei dati 65

5 - Caratterizzazione idrodinamica del sistema acquifero 76

5.1 Campagne di misurazione della piezometria 76

5.2 Elaborazioni Piezometriche 85

5.3 Caratterizzazione idraulica dell'acquifero mediante prove di emungimento 90

6 - Caratterizzazione idrochimica dell'acqua di falda 96

6.1 Conducibilità elettrica e temperatura 98

6.2 Ioni maggiori 103

6.3 Il chimismo delle acque sotterranee 109

7 - Valutazione delle risorse e delle riserve dell'acquifero 116

7.1 Calcolo delle risorse 117

7.2 Calcolo delle riserve 118

7.3 Valutazione dei quantitativi di acqua prelevati dall'acquifero 119

7.4 Utilizzo sostenibile della risorsa e sua variabilità temporale 120

8 - Modello concettuale dell'acquifero 123

9 - Aspetti teorici della modellizzazione numerica degli acquiferi 126

9.1 Generalità 126

9.2 Il processo di modellizzazione 127

9.3 Sviluppo del modello 130

9.4 Taratura del modello: calibrazione e validazione 136

9.5 Applicazione e controllo post-implementazione 137

10 - Modellazione numerica del sistema acquifero della Montagnola Senese 138

10.1 Software utilizzato 138

10.2 Fasi fondamentali per la realizzazione del modello 139

10.3 Simulazione, calibrazione del modello numerico in regime permanente 155

10.4 Risultati del modello numerico in regime permanente 161

10.5 Considerazioni sul modello di flusso realizzato 168

11 - La vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento: introduzione al metodo S.I.P.S. 170

11.1 Il metodo S.I.P.S. 170

11.2 Come funziona il S.I.P.S. (Teoria in sintesi) 173

11.3 Applicazione della metodologia S.I.P.S. all'acquifero della Montagnola Senese 176

11.4 Considerazioni finali sull'applicazione 182

12 - Conclusioni 183

BIBLIOGRAFIA 187

SITOGRAFIA 198

RINGRAZIAMENTI 199

PREFAZIONE

……Cento - duecento - cinquecento milioni di anni fa si formarono per stratificazione sottomarina banchi di rocce calcaree. Dato che non sono un tecnico penso che non mi si farà carico dell'approssimazione di qualche anno! Del resto poi, a quell'epoca, la crosta terrestre aveva già un'età rispettabile, qualche miliardo di anni! E pensare che in tutto questo turbinio di anni in cui la vita terrena non ha nemmeno la durata di un attimo percettibile dal metro geologico corro dietro al Luco anch'esso destinato ad una prossima fine! Forse faccio meglio che a correr dietro ad altro in quanto questo mi porta a considerare la mia nullità.

La stratificazione del calcare avvenne per deposito di carbonato di calcio o di alghe, scheletri e conchiglie contenenti lo stesso carbonato. Ogni tanto per qualche cambiamento di clima o di altro accidente si ebbe il deposito di uno straterello di argilla (che in assenza di reporters, fa da cronista). Poi ricominciò il calcare e così di seguito finché le parti più profonde non si annoiarono a sentirsi ammucchiare addosso tutto questo peso.

Decisero allora di darsi una scrollatina di dosso, ma non ce la fecero tutto di un colpo! Dovettero quindi rassegnarsi a spingere in alto con costanza per migliaia di secoli così lentamente sorsero le montagne dove prima era il mare. In altri tempi o luoghi succedeva magari il viceversa; e le montagne andavano a fare un bagno in mare talvolta permanente talvolta temporaneo.

Naturalmente questi movimenti anche se normalmente lentissimi, non avvennero senza danno per i banchi stratificati e questi si fratturarono verticalmente (faglie, diaclasi). Nella faglia oltre la frattura può essere avvenuto anche lo scorrimento di una sezione di strati sull'altra sezione; ed anche di un migliaio di metri! Non solo si ebbero fratture ama anche larghe ondulazioni e in taluni punti contorsioni addirittura ad arco strettissimo e che possono spesso essere osservate nei luoghi in cui la roccia è al nudo. La fratturazione è ben rilevabile nelle cave di marmo dove proprio per effetto di questa è difficile avere blocchi di grandi dimensioni. Le montagne di calcare si trovarono subito a mal partito per non aver conosciuto una formuletta chimica (e quindi non avervi riposto riparo) che le condannava ad una morte più rapida……

Così scriveva Giovanni Betti in *"Le sorgenti del Luco" originate da un grande bacino di raccolta sotto la montagnola senese*, tratto da I Quaderni de Il Campo di Siena (Tipografia Senese, Siena 1962).

Per quanto riguarda la mia personale e diretta esperienza sui luoghi, posso raccontare che era il mese di Aprile 2004 quando, per la prima volta, ho iniziato a studiare ed analizzare in maniera approfondita la falda acquifera della "Montagnola Senese" ed è nel lontano 1999 che ho avuto la possibilità di metterci i "piedi" grazie al "mitico" Prof. Marco Meccheri durante il corso di Geologia II, quando lui, nei vari rilevamenti, ci accompagnava in escursioni emozionanti ed istruttive. In quelle occasioni ho potuto osservare e toccare con mano il Calcare Cavernoso e la Breccia di Grotti, che rappresentano la roccia serbatoio dell'acquifero, ed è sempre in quelle escursioni che ho osservato il complesso delle rocce metamorfiche, costituenti il basamento ed il limite est dell'acquifero, dove si individuano anche importanti sistemi di faglie.

In questi 16-17 anni, a più riprese, ho cercato di affrontare in maniera meticolosa da più punti di vista e con molteplici approcci questo importante "Corpo Idrico Sotterraneo - CIS" raccogliendo, nei vari studi effettuati, tutte le informazioni dirette ed indirette utili ad ampliare le conoscenze del sottosuolo e le condizioni al contorno (*Boundary Condition*). Queste ultime rappresentano senza dubbio le situazioni più complicate e che ancora oggi non sono del tutto risolte.

In questa mia dissertazione illustrerò le tappe di questo "viaggio nell'acquifero del Luco" che in questi anni mi ha appassionato e motivato e del quale, insieme al gruppo di ricerca di idrogeologia del quale faccio parte, coordinato dal Prof. Piero Barazzuoli, ho contribuito in piccola parte a rendere meno sconosciuto e quindi a dare visibilità al sapere e alla conoscenza delle "origini" del cosiddetto "oro blu" che tutti i giorni, con un semplice gesto della mano, vediamo uscire dai nostri rubinetti.

1 - Introduzione

L'importanza dell'acqua, sia per la vita, sia come componente dell'ecosistema globale è diventata sempre più evidente. Essa è una risorsa che non solo soddisfa i bisogni fondamentali della popolazione umana (è da sempre infatti la chiave dello sviluppo, producendo e sostenendo il benessere attraverso l'agricoltura, la pesca, la produzione di energia, l'industria, i trasporti e il turismo), ma è anche vitale per tutti gli ecosistemi globali, come testimonia la "strenua" ricerca di acqua anche su Marte. L'emergenza idrica, spesso apparente, è ormai istituzionalizzata; questo vuoi per utilizzi non tarati sulle effettive risorse, vuoi per il progressivo deterioramento qualitativo delle medesime. Individuare corrette modalità di uso sostenibile e di salvaguardia diventa, quindi, una priorità strategica sia dal punto di vista sociale che economico.

Dal punto di vista normativo, negli ultimi anni ci sono stati consistenti input (come la Direttiva Quadro, Water Framework Directive – WFD, 2000/60/CE dell'Unione Europea) che hanno dato un forte indirizzo a tutta la normativa nazionale ambientale e sulle acque (D.L. 152/2006 e D.L. 30/2009), stabilendo l'obiettivo del "buono stato" per tutte le risorse idriche europee entro il 2015 e che per esse sia perseguito l'approccio dello sviluppo sostenibile anche attraverso una sua approfondita conoscenza. L'indirizzo dell'UE, è stato quello di orientare la propria politica in tema di risorse idriche verso le seguenti priorità:

- influenzare l'uso e gestire la domanda;
- misurare i consumi;
- diminuire le perdite;
- sviluppare attrezzature per il risparmio idrico.

Ma tutto questo non può in alcun modo prescindere da una corretta valutazione delle risorse naturali, base indispensabile per la loro gestione e protezione dall'inquinamento, concetto ripreso anche dalla recente Agenda 2030 che tra i suoi "17 Goals" ne dedica due ai temi delle acque dolci e marine (Barazzuoli et al., 2021).

Ormai questo non è solo un problema tecnico-scientifico, ma anche un importante aspetto socio-economico; esiste, cioè, la consapevolezza che l'acqua, soprattutto quella sotterranea, sia un bene capace di promuovere o condizionare lo sviluppo economico di una regione e che, quindi, come tale va amministrato. Purtroppo, è spesso difficile prevedere gli effetti a medio-lungo termine di una determinata politica di gestione del territorio. La trattazione di tali problematiche si presenta, infatti, complessa per la presenza di numerose componenti e variabili di diversa natura, tra loro correlate, e richiede l'impiego di adeguate metodologie e di strumenti avanzati di analisi.

L'obiettivo fondamentale di questo progetto è fornire un valido supporto scientifico alla progettazione e alle politiche di gestione della qualità e della conservazione delle risorse idriche del territorio. Una domanda ricorrente è, infatti, quella di trovare soluzioni per sopperire alla carenza di acqua che si avverte nei periodi estivi; questo stato ripetuto di emergenza va, ancora una volta, a dimostrare una scarsa conoscenza idrogeologica di base e conseguentemente del bilancio della risorsa idrica disponibile.

Il tutto si traduce in una mancanza di strumenti idonei per affrontare con competenza e con tranquillità anche le situazioni più critiche che si possano presentare.

Il rischio è che si continui a scambiare per gestione l'inseguire le piccole e le grandi emergenze senza agire in modo che queste non si manifestino, anche perché questo significa subire e non controllare gli eventi. Non si può quindi in alcun modo prescindere da una corretta valutazione delle risorse naturali di un territorio.

Partendo dall'analisi dell'attuale quadro conoscitivo, sono state effettuate nuove indagini geofisiche, un monitoraggio continuo quantitativo e qualitativo delle acque, un modello numerico e una valutazione della sua Vulnerabilità ai fini di una più corretta valutazione e gestione delle risorse idriche realmente presenti all'interno dell'acquifero della Montagnola Senese.

2 - Inquadramento territoriale dell'area di studio

2.1 Caratteri geografici e geomorfologici

L'acquifero Carbonatico della Montagnola Senese, noto anche come Acquifero del "Luco", Codice Identificativo Regione Toscana C.I.S.: 99MM030 (AA.VV. IGG-Lamma, 2009), così come riportato nella delibera n. 939 del 26/10/2009 della Regione Toscana, occupa una porzione del territorio della Provincia di Siena per una superficie di circa 200 km^2 (figura 1) e ricade sotto le Amministrazioni comunali di Casole d'Elsa, Castellina in Chianti, Monteriggioni, Monteroni d'Arbia, Siena, Sovicille e Murlo (Fogli 2964, 2963, 2962, 2961 della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:25000).

Figura 1: Ubicazione dell'area di studio

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.

Nella parte occidentale è presente una struttura tettonica positiva, la Montagnola Senese, che si colloca nell'Appennino Settentrionale interno ed occupa la parte centrale della Dorsale Medio Toscana sull'allineamento, ad estensione regionale ed avente forma di un arco concavo verso il Mare Tirreno, a cui appartengono anche, più a nord, i Monti Pisani e le Alpi Apuane. Parte di questo contesto più ampio, in direzione antiappenninica, è il crinale rappresentato dai rilievi della Montagnola (q. max 666 m s.l.m., Poggio ai Legni) e dal Monte Maggio (650 m s.l.m.) che sono le aree relativamente più elevate della zona, descrivendo un arco con la concavità rivolta ad est (figura 2).

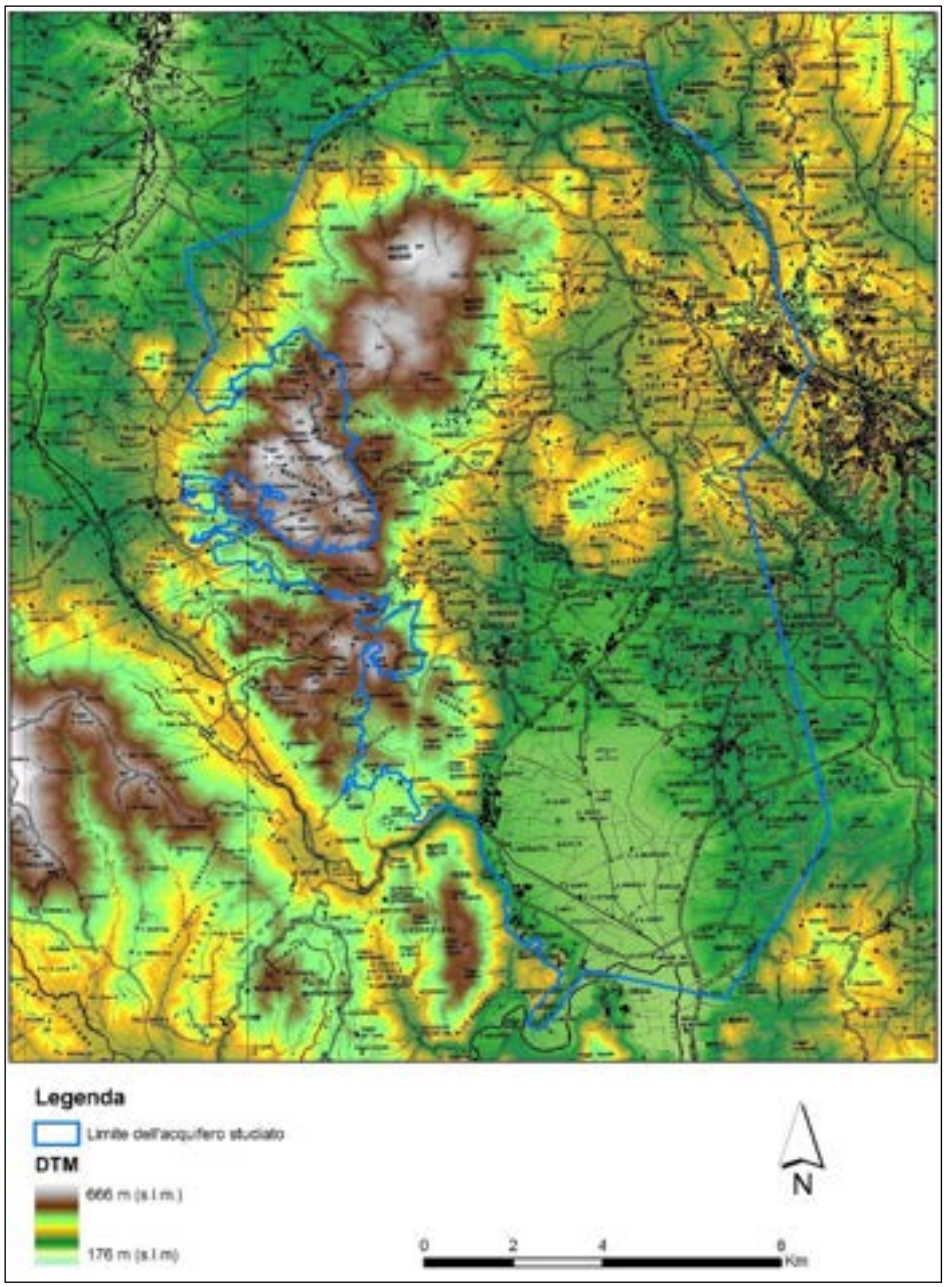


Figura 2: DTM dell'area di studio. Si possono notare le forme caratteristiche come la cresta ad arco concavo, Montagnola - Monte Maggio e le zone pianeggianti di Pian del Lago e Piano di Rosia

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

Nell'area ricadono porzioni di due bacini idrografici 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 come affluente di sinistra. Il crinale della Montagnola-Monte Maggio rappresenta lo spartiacque geomorfologico che li separa. Gli ambiti più estesi sono quelli del bacino del Fiume Merse (che occupa gran parte dell'area considerata) e quello del Fiume Elsa (meno esteso e 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 (figura 3 - da Banca Dati carta geomorfologica della Provincia di Siena), inghiottitoi e cavità ipogee a sviluppo orizzontale e verticale (Castagnini, 2008) chiara testimonianza dell'ottima capacità dei terreni presenti a farsi attraversare dalle acque.

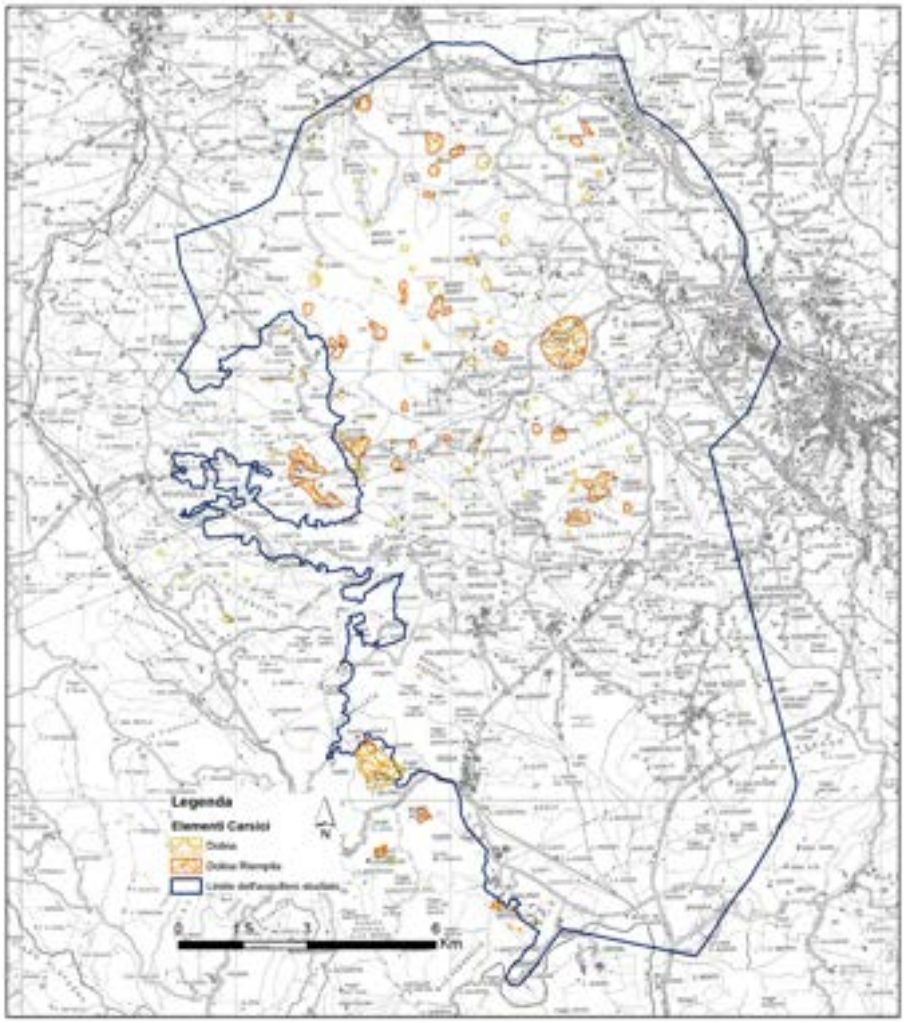


Figura 3: Elementi carsici presenti all'interno del territorio studiato

La sommità della Montagnola Senese presenta più livelli di spianamento (i maggiormente diffusi sono a 450 m e 550 m), probabilmente generati dalla concorrenza di fattori tettonici e morfogenetici. Tali aree sono attualmente occupate da depositi detritici risultanti da una sovrapposizione policiclica di fenomeni di eluviazione, illuviazione e pedogenesi ("terre rosse") con abbondante presenza di matrice argillosa di colore rosso scuro. Tale colorazione è dovuta all'elevata presenza di minerali ricchi in ferro, residui della dissoluzione dei litotipi calcarei. Testimonianza di più antiche riesumazioni del rilievo, avvenute in fasi successive a partire dal Messiniano Superiore, sono certamente gli accumuli detritici della Breccia di Grotti che bordano tutto il rilievo, a loro volta carsificati e spesso difficilmente distinguibili dal Calcare Cavernoso (Costantini et al., 2009).

Altri elementi morfologici di notevole importanza sono le aree pianeggianti. Si possono distinguere pianure con quota di circa 185/220m, corrispondente all'attuale livello di base (la pianura di Abbadia a Isola e il Piano di Rosia), e pianure più alte con quote comprese fra 250 m e 270 m (Pian del Lago). La pianura di Abbadia a Isola ha estensione piuttosto limitata, si trova all'estremità settentrionale dell'area di studio e appartiene al bacino del F. Elsa. Il Piano di Rosia, invece, rappresenta la pianura più estesa che si trova nella parte meridionale dell'area, ad est della Montagnola Senese ed è una depressione Plio-Quaternaria. Detto piano, oggi sede di una intensa attività agricola, è stato creato con il prosciugamento artificiale avvenuto in tempi storici, del lago ivi presente. Ad oggi vede la presenza di numerosi canali, che convogliano nel Fiume Merse, tra i quali ricordiamo il Torrente Rosia, il Fosso Luco, il Fosso Serpenna e il Torrente Rigo. L'operazione di prosciugamento ha interessato anche Pian del Lago: di questa attività restano ancora i canali artificiali di drenaggio ed il canale sotterraneo detto "Canale del Granduca" scavato per la bonifica di detto piano (fig. 4).

Figura 4: il Canale del Granduca (tratto da https://irintronauti.altervista.org/il-tunnel-del-granduca/)

A completamento di questa introduzione geomorfologica si riporta quanto estratto da *"Le sorgenti del Luco"* di Giovanni Betti, 1962:

…… Il Prof. Cuscani Politi nella nota «Contributo allo studio dei fenomeni carsici nel territorio senese» pubblicato negli «Atti dell'Accademia dei Fisiocritici» Sezione di Agraria, Vol. XIII, Siena 1953 scrive a pag. 14-15 dell'estratto:

«Di queste cavità interne se ne contano in gran numero nel Monte Maggio; ovunque s'incontrano screpolature, fessure, inghiottitoi, tane, buche, pozzi, che immettano nell'interno del calcare cavernoso. Ciò offre motivo ai contadini del luogo di affermare: "Qui, anche camminando sentiamo il vuoto; dappertutto in questi terreni il suolo canta" ……Non ci è mancata però l'occasione di esplorare caverne e pozzi di una certa estensione e di rilevare alcune manifestazioni che caratterizzano le cavità sotterranee carsiche: abbiamo potuto ammirare magnifiche concrezioni stalattitiche e stalagmitiche ed altre costruzioni calcaree ornamentali, come panneggiamenti, stipiti, ecc».

……..

Ed inoltre:

Il Pian del Lago

Paolo Marcaccini nel già citato studio afferma (pag.230-231):

«Un cenno particolare merita l'ampia depressione chiusa del Pian del Lago, al piede sudorientale della Montagnola (circa Km. 5 ad ovest di Siena), unico esempio di polje esistente in Toscana. Di questo bacino parlò il Canestrelli dal punto di vista idrologico. L'area totale compresa nel suo spartiacque orografico si aggira sui 25 kmq…. Tutto intorno fanno corona una serie di alture di calcare cavernoso, che delimitano la conca abbastanza nettamente. Il Canestrelli ci informa che una volta il piano era soggetto a periodiche inondazioni, non essendo sufficienti i vari inghiottitoi periferici a smaltire le acque nelle stagioni piovose, (tre piccoli, oggi cancellati, si trovavano al margine Sud orientale; due più grandi a mezzogiorno, uno dei quali detto del Mulinaccio, altri ancora all'orlo occidentale…)»……

2.2 Caratteri climatici

I caratteri relativi all'inquadramento climatico dell'area in esame sono stati ripresi da "Le risorse geologiche essenziali del territorio governate dal PTCP 2010 della provincia di Siena inerente alla valutazione quantitativa della domanda d'acqua in relazione alla risorsa idrica presente sul territorio" (Barazzuoli et al., 2010, 2020); successivamente sono stati rielaborati e analizzati solo i valori propri dell'acquifero della Montagnola Senese sempre con riferimento all'Anno Idrologico medio 1967-2006.

2.2.1 Afflussi

Uno dei componenti primari del ciclo idrologico è la precipitazione. Essa può definirsi come il fattore fondamentale, se non essenziale, del ciclo stesso poiché ne va a costituire l'input.

È necessario precisare che tali apporti meteorici costituiscono un fenomeno estremamente discontinuo (statisticamente annoverata tra le "variabili casuali") che ne condiziona la sua distribuzione nel tempo e nello spazio così da renderlo quantitativamente molto variabile (Barazzuoli, 2019).

Per i calcoli svolti ai fini del PTC 2010, sono stati presi in considerazione i valori di precipitazione totale mensile registrati dalla rete pluviometrica presente nel territorio nel periodo 1967-2006 (tabella 1).

Facendo riferimento a questo data-base di dati di pioggia relativi a 74 stazioni, per un totale di 2960 anni, (https://www.sir.toscana.it/consistenza-rete) per la determinazione dei valori medi di pioggia dell'A.I. (Anno Idrologico Medio) nell'area in istudio, sono stati analizzati i dati relativi alle precipitazioni rilevate nelle stazioni pluviometriche (vedi figura 5) che, rispettando i criteri di densità ottimali descritti nel manuale e linee guida (AA.VV. ISPRA 60/2010), risultavano per la loro posizione nell'area in studio, per la lunghezza del periodo di osservazione e per la continuità del loro funzionamento, utili alla determinazione di detto parametro.

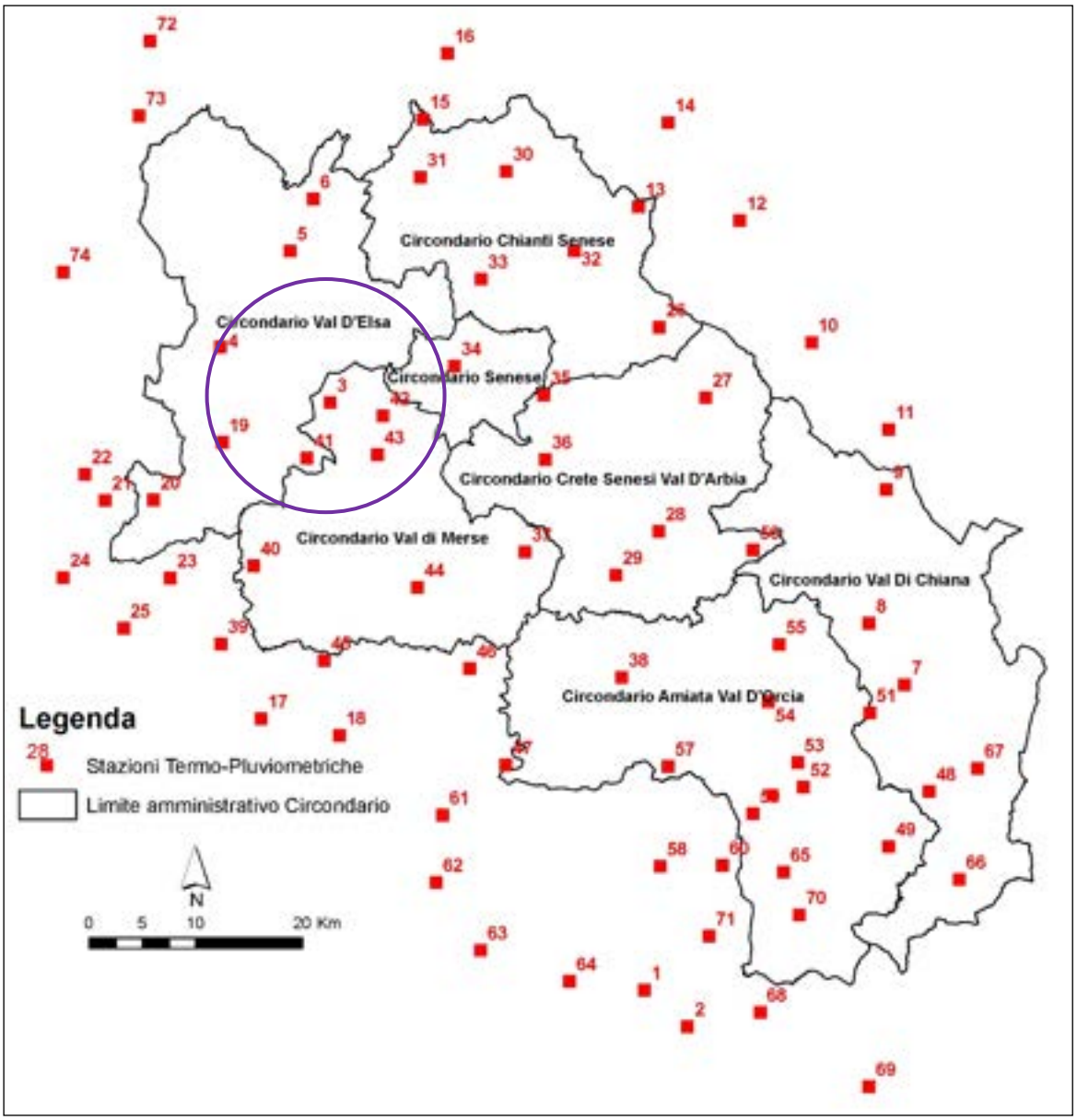


Figura 5: Distribuzione delle Stazioni termo - pluviometriche utilizzate (Le risorse "Geologiche" essenziali del territorio governate dal PTCP- Barazzuoli et al., 2010), il cerchio viola rappresenta l'area dell'acquifero in studio

N°Ord.	Cod. UNI	STAZIONE PLUVIOMETRICA	QUOTA	GAUSS-BOAGA Nord	GAUSS-BOAGA EST	BACINO	r	%
1	1	ROCCALBEGNA	525	1705373	4740211	ALBEGNA	2	5
2	2	PETRICCI	750	1709429	4736801	ALBEGNA	15	37.5
3	26	SIMIGNANO	391	1675888	4795537	ARNO	3	7.5
4	27	CASOLE D'ELSA	418	1665623	4800787	ARNO	3	7.5
5	28	COLLE VAL D'ELSA	135	1672138	4809817	ARNO	7	17.5
6	29	POGGIBONSI	241	1674298	4814717	ARNO	5	12.5
7	31	CHIANCIANO TERME	549	1729816	4768993	ARNO	4	10
8	32	MONTEPULCIANO	605	1726469	4774767	ARNO	0	0
9	33	BETTOLLE	315	1728074	4787377	ARNO	5	12.5
10	34	MONTE S. SAVINO	330	1721069	4801197	ARNO	2	5
11	35	FOIANO DELLA	315	1728324	4792997	ARNO	5	12.5
12	36	BADIA AGNANO	230	1714314	4812697	ARNO	3	7.5
13	37	NUSENNA IN CHIANTI	612	1704833	4813977	ARNO	3	7.5
14	38	MONTEVARCHI	163	1707599	4821890	ARNO	1	2.5
15	39	PIAZZA IN CHIANTI	360	1684588	4822242	ARNO	6	15
16	49	GREVE IN CHIANTI	240	1686908	4828442	ARNO	10	25
17	81	ROCCATEDERIGHI	537	1669398	4765756	BRUNA	23	57.5
18	83	ROCCASTRADA	470	1676748	4764191	BRUNA	0	0
19	92	RADICONDOLI	510	1665773	4791817	CECINA	23	57.5
20	94	ANQUA	495	1659328	4786397	CECINA	0	0
21	95	CASTELNUOVO VAL DI CECINA	535	1654758	4786327	CECINA	0	0
22	96	LARDERELLO	400	1652888	4788777	CECINA	0	0
23	114	GERFALCO	732	1660878	4779037	CECINA	21	52.5
24	115	MONTEROTONDO	515	1650841	4779047	CORNIA	0	0
25	134	S. COSTANZA	470	1656508	4774281	CORNIA	21	52.5
26	152	MONASTERO D'OMBRONE	291	1706798	4802617	OMBRONE	28	70
27	153	RAPOLANO TERME	334	1711149	4796017	OMBRONE	30	75
28	155	MONTE OLIVETO	401	1706723	4783402	OMBRONE	0	0
29	156	PERCENNA	208	1702718	4779297	OMBRONE	23	57.5
30	157	S. MARIA DI RADDA	481	1692428	4817317	OMBRONE	1	2.5
31	158	CASTELLINA IN CHIANTI	570	1684368	4816757	OMBRONE	26	65
32	159	MADONNA A BROLIO	445	1698828	4809817	OMBRONE	23	57.5
33	160	CORSIGNANO	410	1690048	4807157	OMBRONE	40	100
34	161	SIENA	348	1687578	4799002	OMBRONE	0	0
35	162	TAVERNE D'ARBIA	230	1695963	4796242	OMBRONE	6	15
36	163	MONTERONI D'ARBIA	160	1696093	4790197	OMBRONE	7	17.5
37	165	MURLO	314	1694188	4781487	OMBRONE	35	87.5
38	166	MONTALCINO	564	1703263	4769681	OMBRONE	0	0
39	167	BOCCHEGGIANO	664	1665648	4772836	OMBRONE	13	32.5
40	168	CHIUSDINO	564	1668708	4780172	OMBRONE	15	37.5
41	171	COTORNIANO	530	1673708	4790337	OMBRONE	9	22.5
42	172	SOVICILLE	260	1680838	4794317	OMBRONE	15	37.5
43	173	ROSIA	205	1680348	4790647	OMBRONE	12	30
44	176	S. LORENZO A MERSE	221	1684073	4778142	OMBRONE	22	55
45	177	TORNIELLA	442	1675353	4771261	OMBRONE	7	17.5
46	178	PARI	363	1688978	4770496	OMBRONE	2	5
47	179	MONTE ANTICO	76	1692358	4761441	OMBRONE	2	5
48	180	SPINETA	609	1732109	4758926	OMBRONE	3	7.5
49	181	PIETRE BIANCHE	640	1728329	4753736	OMBRONE	26	65
50	182	S. PIERO IN CAMPO	370	1717394	4758546	OMBRONE	12	30
51	184	LA FOCE	555	1726534	4766331	OMBRONE	1	2.5
52	185	PODERE PIANOTTA	494	1720289	4759346	OMBRONE	2	5
53	186	S. ISABELLA	310	1719769	4761666	OMBRONE	7	17.5
54	188	SPEDALETTO	270	1717034	4767416	OMBRONE	6	15
55	189	PIENZA	499	1718053	4772745	OMBRONE	5	12.5
56	190	MONTISI	413	1715599	4781667	OMBRONE	34	85
57	193	MONTE AMIATA	196	1707600	4761300	OMBRONE	1	2.5
58	194	CASTEL DEL PIANO	639	1706868	4751876	OMBRONE	0	0
59	195	VIVO D'ORCIA	800	1715579	4756816	OMBRONE	0	0
60	196	CASELLO DEL GUARDIANO	1380	1712699	4751966	OMBRONE	40	100
61	199	PAGANICO	71	1686468	4756686	OMBRONE	5	12.5
62	200	CAMPAGNATICO	160	1685848	4750336	OMBRONE	5	12.5
63	201	GRANAIONE	84	1690023	4743941	OMBRONE	8	20
64	202	CANA	502	1698333	4741021	OMBRONE	24	60
65	308	ABBADIA S. SALVATORE	829	1718449	4751316	TEVERE	19	47.5
66	309	S. CASCIANO D	582	1734949	4750616	TEVERE	22	55
67	310	CETONA	384	1736649	4761116	TEVERE	18	45
68	311	SELVENA	640	1716249	4738116	FIORA	23	57.5
69	314	PRATOLUNGO	374	1726449	4731116	TEVERE	18	45
70	315	PIANCASTAGNAIO	772	1719949	4747316	TEVERE	14	35
71	316	S. FIORA	687	1711449	4745316	FIORA	2	5
72	317	CASTELFIORENTINO	46	1658971	4829611	ARNO	0	0
73	318	GAMBASSI	332	1657962	4822566	ARNO	0	0
74	319	VOLTERRA	530	1650831	4807812	ARNO	0	0

Tabella 1: Stazioni pluviometriche considerate per la stima delle risorse idriche rinnovabili: COD.UNI = numero di codice assegnato alla stazione; STAZIONE PLUVIOMETRICA = denominazione della stazione negli Annali del Servizio Idrografico, Parte I; QUOTA = elevazione, in metri, rispetto al livello medio del mare; GAUSS-BOAGA = coordinate planimetriche relative alla proiezione cilindrica inversa di Gauss-Boaga; BACINO = bacino idrografico di appartenenza; r = numero di anni ricostruiti; % = percentuale degli anni ricostruiti sul totale (40 anni). (Le risorse "Geologiche" essenziali del territorio governate dal PTCP- Barazzuoli et al., 2010)

Con i valori medi relativi alle stazioni pluviometriche utili, si è così proceduto alla costruzione, tramite tecniche di gridding e di contouring (utilizzando il software Surfer della Golden software successivamente interfacciato con Arcgis), della carta delle precipitazioni medie annue di figura 6 e di quelle delle medie mensili. Da tali analisi, sono stati ricavati gli afflussi medi mensili ed annui per l'area di alimentazione dell'acquifero coincidente con le sue porzioni affioranti.

L'esame della carta delle isoiete medie annue dell'acquifero in studio (figura 6) mostra i più alti valori delle precipitazioni medie annue (circa 970 mm), nella parte Ovest (Pievescola) dell'area occupata dall'acquifero; i valori minimi di pioggia si riscontrano invece nella parte Est (Petriccio) con valori intorno ai 770 mm.

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

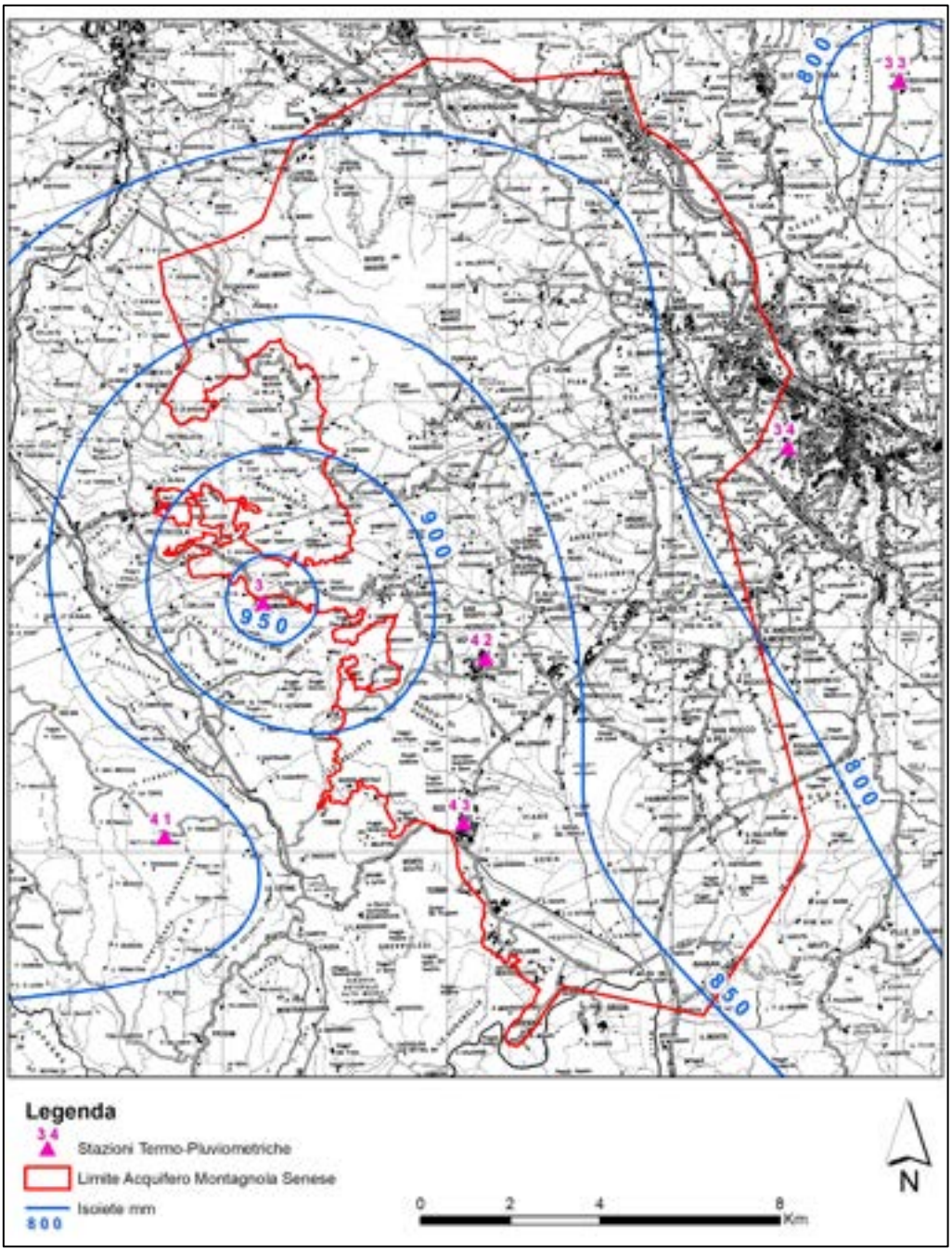


Figura 6: Carta delle isoiete medie annue per le aree affioranti dell'acquifero della Montagnola Senese. Il valore medio per l'area occupata dall'acquifero è stimabile in 839,3 mm

2.2.2 Temperature

Per i calcoli svolti ai fini del PTC 2010, sono stati presi in considerazione i valori di temperatura media mensile per il periodo 1967-2006 sempre reperiti dal SIR (20 stazioni per un totale di 800 anni, tabella 2) utili a definire l'entità del processo evapotraspiratorio attraverso formule empiriche come quelle di Turc, 1954 e Thornthwaite, 1948.

N° Ord.	COD.UNI	STAZIONE TERMOMETRICA	QUOTA	GAUSS-BOAGA Nord	GAUSS-BOAGA EST	BACINO	PERIODO	N°ANNI	r	%
1	29	POGGIBONSI	241	1674298	4814717	ARNO	1967-2006	40	9	22.5
2	32	MONTEPULCIANO	605	1726469	4774767	ARNO	1967-2006	40	2	5
3	38	MONTEVARCHI	163	1707599	4821890	ARNO	1967-2006	40	28	70
4	82	CASTEL DI PIETRA	56	1662898	4757986	BRUNA	1967-2006	40	17	42.5
5	84	GROSSETO	8	1672938	4735871	BRUNA	1967-2006	40	2	5
6	96	LARDERELLO	400	1652888	4788777	CECINA	1967-2006	40	2	5
7	155	MONTE OLIVETO	401	1706723	4783402	OMBRONE	1967-2006	40	0	0
8	161	SIENA	348	1687578	4799002	OMBRONE	1967-2006	40	2	5
9	171	COTORNIANO	530	1673708	4790337	OMBRONE	1967-2006	40	7	17.5
10	185	PODERE PIANOTTA	494	1720289	4759346	OMBRONE	1967-2006	40	30	75
11	189	PIENZA	499	1718053	4772745	OMBRONE	1967-2006	40	5	12.5
12	194	CASTELDELPIANO	639	1706868	4751876	OMBRONE	1967-2006	40	0	0
13	216	MASSA MARITTIMA	370	1653798	4768316	PECORA	1967-2006	40	2	5
14	308	ABBADIA SAN SALVATORE	829	1718449	4751316	TEVERE	1967-2006	40	16	40
15	309	S. CASCIANO	582	1734949	4750616	TEVERE	1967-2006	40	18	45
16	312	PITIGLIANO	313	1718949	4723816	TEVERE	1967-2006	40	35	87.5
17	315	PIANCASTAGNAIO	772	1719949	4747316	TEVERE	1967-2006	40	16	40
18	316	S. FIORA	687	1711449	4745316	TEVERE	1967-2006	40	29	72.5
19	317	CETONA	310	1736649	4761116	TEVERE	1967-2006	40	28	70
20	318	PRATOLUNGO	314	1726449	4731116	TEVERE	1967-2006	40	10	25

Tabella 2: Stazioni termometriche considerate per la stima delle risorse idriche rinnovabili: COD.UNI = numero di codice assegnato alla stazione; STAZIONE TERMOMETRICA = denominazione della stazione negli Annali del Servizio Idrografico, Parte I; QUOTA = elevazione, in metri, rispetto al livello medio del mare; GAUSS-BOAGA = coordinate planimetriche relative alla proiezione cilindrica inversa di Gauss-Boaga; BACINO = bacino idrografico di appartenenza; PERIODO = arco temporale osservato; N° = numero di anni osservati; r = numero di anni ricostruiti; % = rapporto percentuale tra s ed N°. (Le risorse "Geologiche" essenziali del territorio governate dal PTCP - Barazzuoli et al., 2010)

Per l'area in istudio, basandoci sui dati suddetti, si sono ricostruiti i valori medi di temperatura per le stazioni pluviometriche prima utilizzate, adottando a tal fine un modello termometrico basato sulla correlazione lineare della temperatura (T) in funzione della quota (H) del tipo:

$$T = a + (b \bullet H)$$

(dove il parametro "a" (ordinata all'origine) rappresenta la temperatura media dell'aria nella pianura antistante il rilievo, e che è quindi indipendente dal rilievo stesso, ed il parametro "b" (coefficiente angolare) esprime il decremento unitario di temperatura in °C/m, ossia è il gradiente termometrico).

Con i dati ricavati da questa correlazione si è costruita la carta delle temperature medie annue dell'area in esame (figura 7) dove si rileva come all'interno del territorio occupato dall'acquifero della Montagnola Senese la temperatura media annua sia abbastanza stabile intorno ad un valore di circa 13,9 °C.

Con le serie dei dati termometrici così ricavati si è potuta valutare l'evapotraspirazione reale (Er) dell'acquifero elaborando la carta di figura 8.

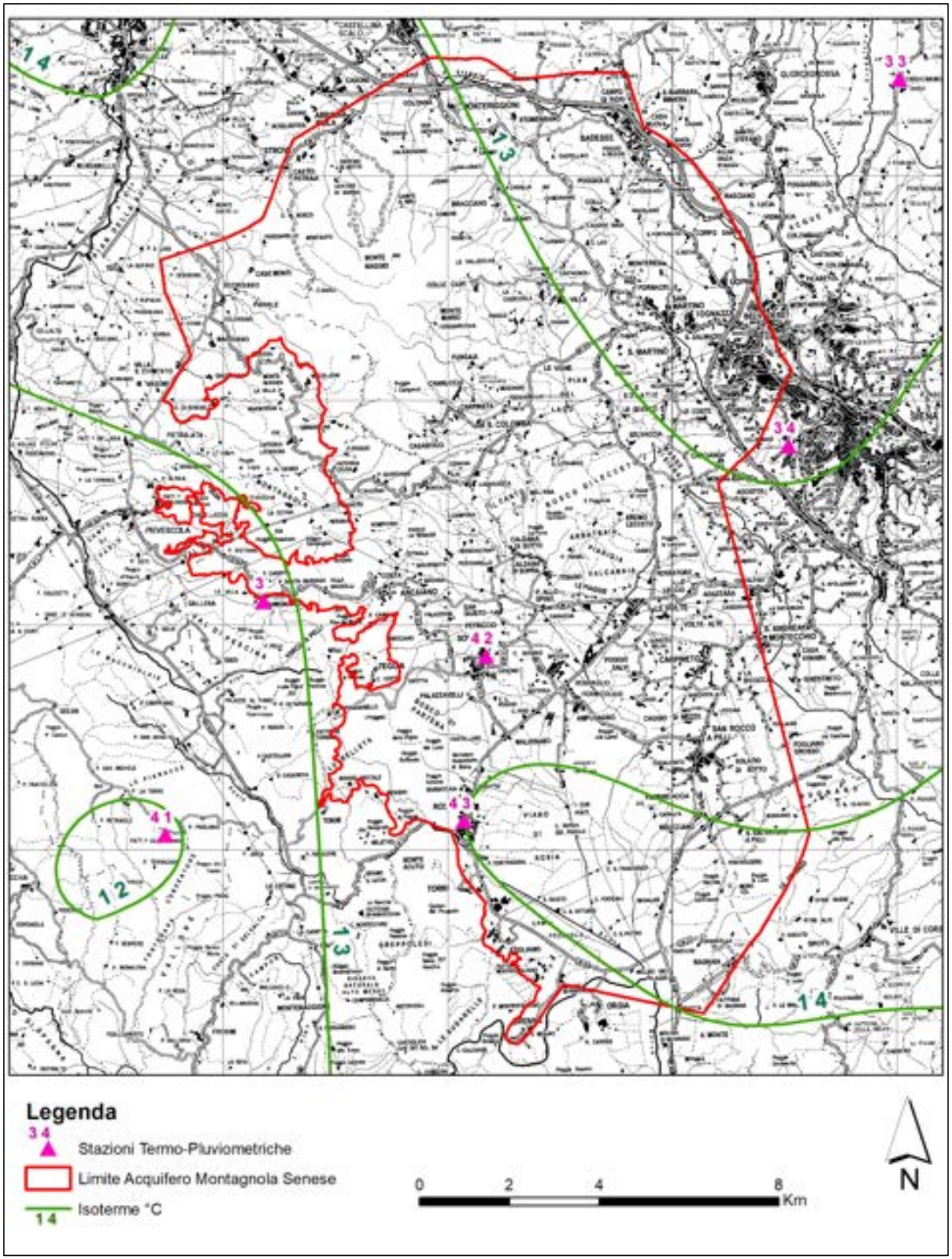


Figura 7: Carta delle isoterme medie annue. La temperatura media stimabile per l'area occupata dall'acquifero è stimabile in 13,9 °C

2.2.3 Evapotraspirazione Reale

Utilizzando la formula di Thornthwaite & Mather, 1957, con la procedura in Castany, 1990 si sono calcolati i valori dell'evapotraspirazione reale con i quali si è elaborata la relativa distribuzione territoriale riportata nella carta di figura 8.

Il valore medio annuo per l'area occupata dall'acquifero della Montagnola Senese è stimabile in 595 mm/anno (ca. il 70% delle precipitazioni).

Di conseguenza l'eccedenza idrica (P-Er=Ws, 839-595=244 mm) rappresenterà circa il 30% delle precipitazioni totali ed in media risulterà pari a circa 244 mm/anno che sulla base del C.I.P. (pari al 90% da Celico, 1986-1988), porta a stimare una infiltrazione annua pari a circa 21 milioni di m^3, per i dettagli della valutazione si rimanda al par. 7.1 sulle risorse idriche.

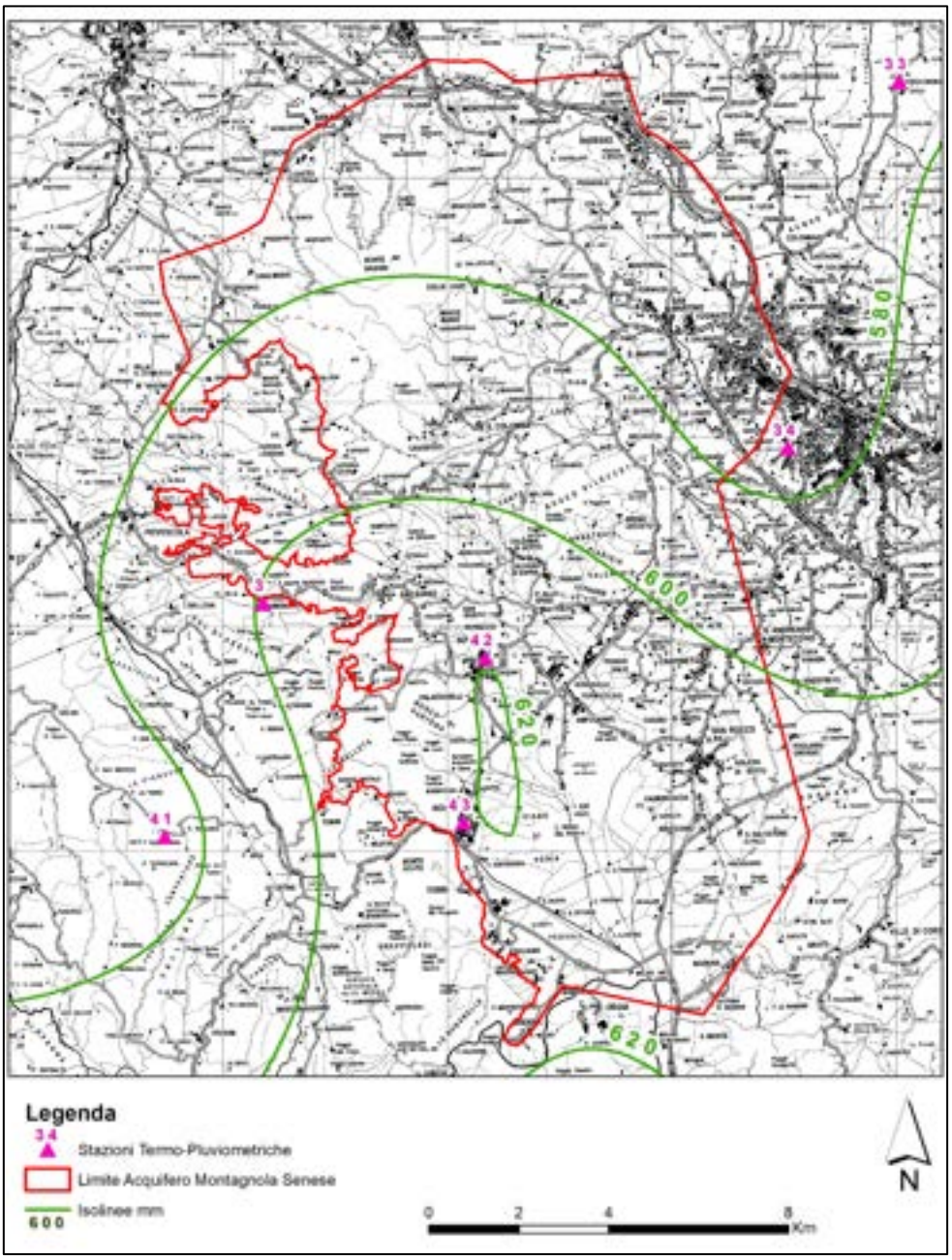


Figura 8: Carta dell'evapotraspirazione media annua. Il valore medio per l'area occupata dall'acquifero è stimabile in 594,5 mm

3 - Inquadramento geologico-strutturale

L'area in esame è localizzata sul versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale, una catena a pieghe e sovrascorrimenti (fold & thrust belt), il cui assetto strutturale è il risultato di articolate vicende geologiche delle unità tettoniche coinvolte dalla convergenza, collisione (dal Cretacico al Miocene Inferiore) e successiva estensione (dal Miocene Inferiore-Medio ad oggi) occorsa tra la microplacca Adria ed il margine europeo (rappresentato dal Massiccio Sardo - Corso). Tali Unità tettoniche sono l'espressione sedimentaria dei diversi domini paleogeografici presenti nel locale Oceano Ligure Piemontese (Carmignani et al., 1995; Decandia et al., 1998; Liotta, 2002).

Per una illustrazione di maggior dettaglio degli eventi che si sono succeduti e dell'assetto strutturale dell'Appennino, in particolare per quanto riguarda l'area di studio, si rimanda al paragrafo 3.5 relativo alla tettonica.

In questo capitolo viene affrontata una sintetica descrizione delle formazioni geologiche presenti all'interno dell'area di studio e ai suoi margini. La figura 9, in particolare, illustra le due formazioni geologiche "protagoniste" di questo lavoro in quanto al loro interno contengo la falda acquifera della Montagnola Senese. Spesso in campagna non è facile individuare la distinzione tra questi due litotipi.

a) Blocco di Calcare Cavernoso

b) Blocco di Breccia di Grotti

Figura 9: Fotogrammi delle due formazioni geologiche a) e b) che ospitano l'acquifero della Montagnola Senese

L'assetto geologico della zona è rappresentato nella figura 10 che è stata elaborata a partire dalle informazioni raccolte nella Banca Dati del Continuum Geologico della Regione Toscana (http://www502.regione.toscana.it/geoscopio/geologia.html).

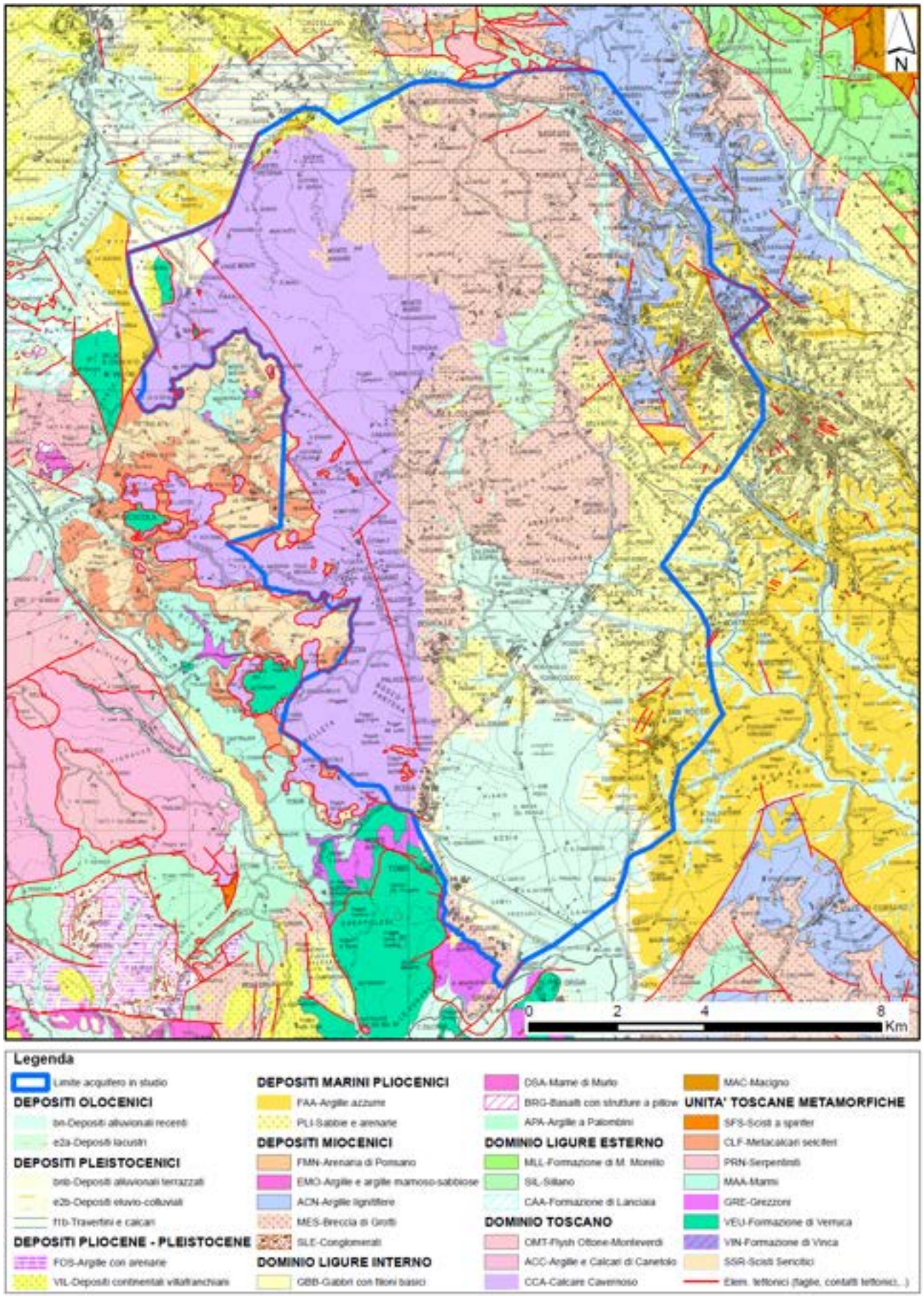


Figura 10: Carta Geologica dell'area di studio dal Continuum Geologico della Regione Toscana

L'assetto stratigrafico-strutturale dell'Appennino Settentrionale secondo lo schema riportato nelle note illustrative del foglio 296 Siena (Costantini et al., 2009) è rappresentato in figura 11.

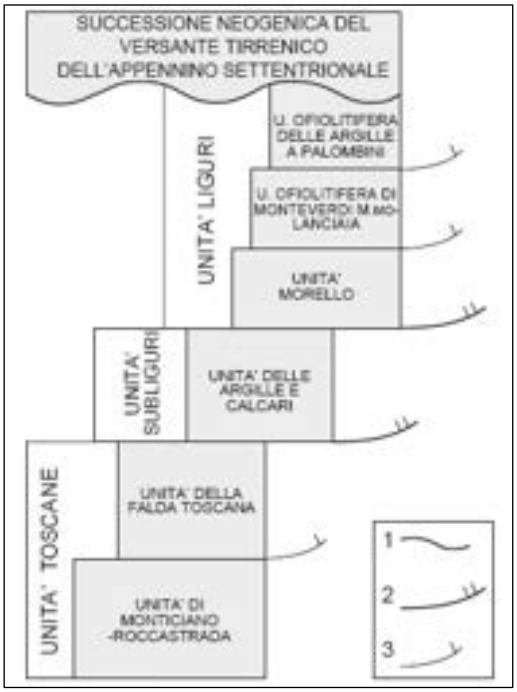


Figura 11: Schema dei rapporti stratigrafico-strutturali delle unità tettoniche presenti nel foglio 296. 1) contatto stratigrafico erosivo; 2) sovrascorrimento primario; 3) sovrascorrimento secondario. (da note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Costantini et al., 2009)

Di seguito vengono descritti i litotipi ricadenti nell'area di studio (figura 10) e che costituiscono l'acquifero ed i suoi limiti laterali, superiori e inferiori, secondo la differenziazione proposta nelle Note illustrative della carta Geologica d'Italia, Foglio 296 Siena (Costantini et al., 2009).

3.1 Formazioni del Dominio Toscano

3.1.1 Unità di Monticiano-Roccastrada

Nella parte più bassa della sequenza riconosciamo le formazioni appartenenti all'Unità di Monticiano-Roccastrada, che risulta smembrata in più sottounità tettoniche (Costantini et al., 1988). Sono rocce metamorfiche, prevalentemente qui in facies di scisti verdi, derivate da sedimenti carbonatici e silicoclastici depostisi in ambiente marino più o meno profondo, che hanno subito una trasformazione, nel seppellimento connesso alla fase collisionale oligo-miocenica della nascita dell'Appennino.

3.1.1.1 Gruppo del Verrucano

Formazione della Verruca, Membro delle anageniti minute (VEU) - Trias medio.

Questa formazione affiora alla base della successione metamorfica carbonatico- silicea della Montagnola Senese (Gola del T. Rosia, Poggio Siena Vecchia, Varco a Pelli e Monte Vasone) ma anche, nettamente discordante e con contatto tettonico, al tetto di detta successione (zona di Poggio alla Pigna, di Poggio Orgiale e di Scorgiano). Si compone principalmente di quarzoareniti e metaconglomerati ("microanageniti") (Rau & Tongiorgi, 1974; Cocozza et al., 1975).

Formazione di Tocchi (VIN) - Carnico

La formazione è costituita da metasiltiti e filladi grigio-verdi a cui si intercalano livelli carbonatici gialli e grigi dello spessore di una decina di centimetri. Nella parte alta si riconoscono brecce ed elementi di calcari e dolomie grigi e di argilloscisti grigio-verdi, disposti in maniera caotica ed inglobati in una matrice carbonatica gialla (Costantini et al., 1980).

3.1.1.2 Gruppo delle formazioni metamorfiche mesozoico-terziarie della Montagnola Senese

Grezzoni (GRE) - Norico-Retico

Dolomie grigie, grigio-nocciola, massicce o grossolanamente stratificate, si intercalano sottili livelli calcareo-marnosi. Sono presenti livelli di brecce intraformazionali immerse in una matrice dolomitica. La Formazione dei Grezzoni poggia in continuità stratigrafica sulla Formazione di Tocchi, verso l'alto passa alla Formazione dei marmi della Montagnola Senese. Lo spessore dei Grezzoni varia da pochi metri fino a circa 70 metri nella parte centro-meridionale della Montagnola Senese e a più di 100 metri nella parte centro-settentrionale. Nella Formazione dei Grezzoni non sono stati rinvenuti macrofossili ed anche la microfauna è risultata scarsa (Giannini & Lazzarotto, 1970).

Formazione dei marmi della Montagnola Senese (MAA) - Giurassico inferiore

Affiora estesamente lungo il margine occidentale e nella parte settentrionale della Montagnola Senese. Giace, con contatto stratigrafico, sulla Formazione dei Grezzoni ed è sormontata, in discontinuità stratigrafica del tipo *paraconformity*, dai marmi selciferi stratificati della Formazione di Gallena e dai litotipi appartenenti agli Scisti di Pietralata. Per la maggior parte dello spessore, a partire dalla base, sono marmi non stratificati, bianchi e grigi mentre, verso l'alto, assumono una colorazione che va dal rosato al giallo venato, al giallo ocra. La colorazione gialla è ascritta ad un arricchimento epigenetico di ossidi e idrossidi di ferro *per descensum* lungo linee di frattura (Micheluccini et al., 1981).

Formazione dei marmi di Gallena (GLE) - Lias

Si tratta di marmi di colore grigio o nocciola, con liste di selce grigia o più spesso bianca per ricristallizzazione in quarzo (Giannini & Lazzarotto, 1970).

3.1.2 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 lo scheletro dell'acquifero. La Falda Toscana 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).

Formazione anidritica di Burano (BUR)-Calcare Cavernoso (CCA) - Trias superiore

La Formazione anidritica di Burano, rappresenta la formazione di principale interesse per questo studio, e risulta presente in limitati affioramenti, prevalentemente in corrispondenza di cave a cielo aperto, nelle aree di M. Pilleri, Cavallano, le Ville e le Cetine. In queste località sono osservabili sia strati di anidrite biancastra sia di dolomia di colore nero e/o grigio scuro. I livelli solfatici, frequentemente laminati, sono quasi sempre idratati a gesso per alterazione superficiale mentre quelli di dolomia appaiono localmente intensamente brecciati con fratture riempite dal solfato. Sui fronti di cava talvolta si rinvengono lenti di dolomie rivestite da un involucro costituito da gesso e dolomite, indicate da Passeri, 1975 con strutture *Ball and Pillow* e da lui interpretate come dovute a deformazioni tardo-diagenetiche. La facies più diffusa, nelle aree della Montagnola Senese è quella del "Calcare cavernoso": 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. I caratteri sedimentologici della Formazione anidritica di Burano suggeriscono un ambiente di sedimentazione di sabka (Passeri & Pialli, 1973) "prospiciente un'area marina confinata ad alta salinità" (Martini et al., 1989).

3.2 Formazioni del Dominio Ligure

3.2.1 Unità di Monteverdi Lanciaia

Formazione delle Argille a Palombini (APA) – Giurassico superiore

Le Argille a Palombini, sormontano, con contatto tettonico, nelle aree a "serie ridotta", la Formazione anidritica di Burano - Calcare cavernoso. Sono costituite prevalentemente da argilliti e siltiti argillose e nella matrice è possibile rinvenire blocchi di rocce magmatiche che hanno subìto stress metamorfici e che sono costituite da associazioni di serpentina, gabbro e diabase; il loro spessore massimo viene stimato in circa 150 metri. Per le caratteristiche sedimentologiche si ritiene comunemente che le Argille a palombini si siano deposte in un ambiente di piana abissale interessato da episodi torbiditici silicoclastici (Lazzarotto, 1967; Decandia & Elter, 1972).

3.3 Formazioni Neogeniche del Versante Tirrenico dell'Appennino Settentrionale

Le formazioni Neogeniche sono legate alla fase tettonica distensiva che ha interessato questo settore a partire dal Miocene Medio (Carmignani et al., 2004). Nei bacini formatisi 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 successioni di ambiente marino.

3.3.1 Formazioni Mioceniche

Formazione della Breccia di Grotti (MES) - Miocene superiore

La Breccia di Grotti che affiora diffusamente ad est della dorsale Montagnola Senese-Monte Maggio, è, tra le formazioni neogeniche che riveste maggiore interesse nel presente studio. La sua importanza è dovuta al fatto che giace in massima parte sul Calcare Cavernoso ed è, per la sua natura sedimentaria, una roccia ad alta permeabilità relativa. La Breccia di Grotti è, infatti, costituita da brecce e conglomerati, localmente stratificati in modo grossolano, ad elementi di dimensioni variabili da 2 a 30 centimetri provenienti, in prevalenza, 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.

Argille del Casino (ACN) - Messiniano

La Formazione delle Argille del Casino affiora estesamente nei settori orientali dell'area di studio, a nord e a sud di Siena, dove giace sia sulla Breccia di Grotti, sia sulle formazioni del substrato pre-neogenico. È sormontata in discontinuità dalle Argille azzurre e dalle Sabbie di S. Vivaldo. L'unità è costituita da argille e argille marnose di colore grigio-nocciola oltre che da marne grigio-avana; nell'area Badesse-Campalli sono stati ritrovati livelli contenenti banchi lentiformi di lignite. L'ambiente deposizionale di questa formazione è di tipo lacustre con acque dolci o debolmente salmastre e poco profonde (Bossio et al., 2002).

3.3.2 Formazioni plioceniche

Con l'inizio del Pliocene si realizza in Toscana una trasgressione marina di portata ben più estesa di quella messiniana; il dominio marino oltrepassa ad oriente i margini dei bacini evaporitici ed invade le aree ad est della Dorsale Medio Toscana fino ad allora occupata da bacini lacustri. Questa trasgressione è legata a quella più generale che interessa tutta l'area mediterranea a seguito del ripristino di comunicazioni con l'Oceano Atlantico dopo la "crisi di salinità". La sedimentazione marina pliocenica della Toscana, pur essendo generalizzata, non mostra caratteri uniformi in tutta l'area per differente evoluzione tettonica dei vari settori.

Formazione delle Sabbie di S. Vivaldo (PLI) – Pliocene Inf.

Le Sabbie di S. Vivaldo poggiano, con contatto trasgressivo discordante, sul substrato preneogenico e sulla Breccia di Grotti; nella località di Strove risultano concordanti sulle Argille Azzurre. Si tratta in prevalenza di sabbie omogenee, con granulometria da fine a media. Lo spessore massimo della litofacies è valutabile in circa 50 metri. Da un punto di vista paleoambientale l'unità risulta di pertinenza di un ambiente marino neritico.

Formazione delle Argille Azzurre (FAA) – Pliocene Inf.

Le Argille azzurre affiorano estesamente nel settore settentrionale (propaggine meridionale del Fiume Elsa) e orientale (Bacino di Siena e Bacino del Casino), dove giacciono, con contatto stratigrafico discordante, sulle Argille del Casino e, localmente, sulla Breccia di Grotti; esse fanno inoltre passaggio latero-verticale alle Sabbie di S. Vivaldo. Si tratta essenzialmente di argille più o meno marnose e argille siltose, di aspetto in genere massiccio. L'unità si è deposta in ambiente marino ma a profondità molto variabili in relazione alla posizione nei contesti bacinali e al regime trasgressivo e regressivo (Bossio et al., 1993).

3.4 Depositi Continentali Recenti e Attuali

"Terre rosse" (e2b) - Villafranchiano

Si tratta di depositi eluvio-colluviali di estensione molto variabile; sono costituiti da sabbie, limi e argille ad elevato contenuto carbonatico, di colore fortemente arrossato, spesso con clasti calcarei prevalentemente vacuolari e di altri litotipi provenienti dalle formazioni metamorfiche della Montagnola Senese. Tali depositi occupano sia piccole depressioni, sia crinali e versanti; la caratteristica colorazione arrossata è dovuta essenzialmente a processi pedogenetici i cui effetti si sono sovrapposti ad una alterazione originaria non più quantificabile. Si può assegnare loro un'età villafranchiana, se non ancora più antica (Giannini & Lazzarotto, 1970).

Depositi Lacustri (e2a) - Pleistocene-Olocene??

Pian del Lago

Affiorano, nella omonima località e ad Abbadia a Isola, in aree occupate in tempi storici da laghi. Nell'area di Pian del Lago il bacino lacustre fu prosciugato nel 1781 grazie all'interessamento del nobile senese Sergardi Bindi prima e del Granduca Leopoldo di Toscana poi mediante la realizzazione di un canale drenante sotterraneo, lungo oltre 2 km, (Figura 4) che si immette più a sud nel Fosso Rigo. Dal punto di vista litologico i depositi di Pian del Lago sono costituiti da limi, sabbie e argille di colore rosso ruggine contenenti ciottoli di natura prevalentemente calcarea. Vi sono stati individuati tre ordini di depositi terrazzati senza evidenti variazioni litologiche, con differenze di quota non superiori a 3 metri. Lo spessore complessivo di questi depositi è di circa 40 metri.

Piano di Rosia

Affiorano in corrispondenza di una depressione allungata in direzione circa Nord/Sud, presente nel settore sud-orientale dell'area. Tale depressione, come quella precedente, è stata occupata da un lago prosciugato in tempi storici. La natura dei depositi è fortemente condizionata dai litotipi affioranti sulle sponde del lago. In località Pian dei Mori, i sedimenti sono infatti prevalentemente sabbiosi, di colore giallo-marrone fino ad arrossato, con rari ciottoli calcarei provenienti principalmente dalle formazioni liguri; nel settore occidentale del Piano di Rosia, dove tra l'altro i depositi sono meglio conservati, sono invece costituiti da ciottoli di calcare cavernoso, talora di anagenite, immersi in una matrice limoso sabbiosa di colore rosso ruggine e marrone; nel settore orientale dello stesso piano, a contatto con gli affioramenti delle Argille Azzurre, i depositi sono essenzialmente limoso-argillosi e contengono rari ciottoli calcarei.

Depositi Alluvionali Terrazzati (bnb) - Pleistocene-Olocene??

Rientrano tra questi terreni i depositi alluvionali reincisi, genericamente del Quaternario, affioranti prevalentemente lungo le valli del F. Cecina, F. Elsa, F. Merse e dei rispettivi affluenti principali. Essi sono costituiti da ciottolami e/o ghiaie, sabbie, limi e argille. I clasti sono localmente embriciati ed hanno dimensioni centimetriche fino a decimetriche; la loro composizione è molto varia e rappresentata in prevalenza da litotipi delle formazioni liguri e, in subordine, da quelli delle unità neogeniche.

Depositi Alluvionali Recenti (bn) - Olocene

Affiorano in corrispondenza dei fondivalle dei corsi d'acqua più importanti (F. Elsa, T. Staggia, T. Rosia, F. Merse e F. Feccia) e dei rispettivi tributari. Sono generalmente costituiti da sabbie e ciottoli eterometrici di natura eterogenea, con subordinati limi. I caratteri litologici sono controllati fortemente dalle caratteristiche dei terreni costituenti il proprio bacino imbrifero.

3.5 Tettonica dell'area di studio

Nella storia geologica dell'Appennino Settentrionale, in seguito alla chiusura dell'Oceano Ligure Piemontese si sono succedute due fasi deformative: una prima fase convergente ed una estensionale (Conti et al., 2019). Durante l'Oligocene si sviluppano bacini di avanfossa a causa della convergenza e subduzione verso Ovest delle unità Subliguri e con la sedimentazione delle successioni torbiditiche delle Arenarie di M. Modino, del Macigno, dello Pseudomacigno e anche della porzione più interna delle Arenarie di M. Cervarola (Cornamusini et al., 2018). Si ha inoltre la sedimentazione delle Unità Liguri e la deformazione delle Unità Subliguri. Questa fase compressiva produce in parte la subduzione di porzioni di crosta continentale adriatica e conseguente metamorfismo di alta pressione/bassa temperatura (Toscana centro-meridionale, Arcipelago Toscano) e in parte un metamorfismo in facies di scisti verdi (Unità Toscane Metamorfiche), con sviluppo di pieghe isoclinali chilometriche a scala regionale, lineazioni di estensione orientate NE-SW e foliazione metamorfica (Carmignani et al., 1978; Carmignani & Kligfield, 1990; Jolivet et al., 1998).

Il primo evento deformativo (D1) è associato alla collisione continentale tra la placca Eurasiatica, (in particolare il massiccio sardo-corso), e la microplacca Adriatica, avvenuta durante la fase oligo-miocenica dell'orogenesi alpino-appenninica. Durante il processo collisionale si è verificato l'impilamento delle unità tettono-stratigrafiche che oggi costituiscono l'impalcatura dell'Appennino. Le formazioni affioranti nella Montagnola Senese appartengono alle suddette unità tettoniche sovrapposte (Giannini & Lazzarotto, 1970; Liotta, 2002).

Il complesso edificio a falde, che costituisce la dorsale Monte Maggio – Montagnola Senese, vede la disposizione delle unità tettoniche durante il processo collisionale (evento deformativo D1) che ha generato l'impilamento delle unità tettono-stratigrafiche.

Nel Miocene inferiore-medio si passa ad un regime estensionale (Carmignani et al., 1994, 2001, 2004). Questa fase è causata dall'arretramento della Placca adriatica in subduzione e dalla migrazione verso NE del fronte compressivo dell'Appennino Settentrionale. Durante questo periodo si ha l'inizio di un'intensa tettonica estensionale e di esumazione con il sollevamento di nuclei metamorfici. L'estensione è accompagnata da magmatismo dovuto a sorgenti mantelliche e miste crostali (Jolivet et al., 1998; Carmignani et al., 1995a; Brunet et al., 2000).

Il secondo evento deformativo (D2), è correlato ad un'importante fase distensiva che ha coinvolto, l'intero Appennino settentrionale interno. Tale distensione ("serie ridotta"), consiste nella elisione, per cause tettoniche, di imponenti spessori di successioni stratigrafiche relative alla Falda toscana e a parte delle Unità Subliguri e Liguri; in molti casi si arriva alla diretta sovrapposizione dell'Unità ofiolitifera delle Argille a palombini sulle evaporiti triassiche o, addirittura, sulle filladi paleozoiche dell'Unità di Monticiano-Roccastrada.

L'evento della "serie ridotta" viene collegato all'attività di faglie dirette con geometria a gradinata del tipo *flat-ramp-flat*; i flat si trovano in corrispondenza dei livelli poco competenti mentre le *ramp* nei livelli competenti (figura 12).

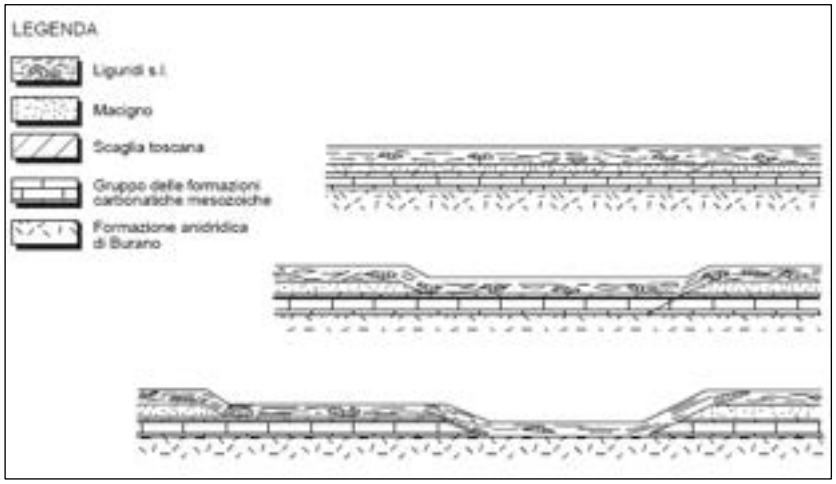


Figura 12: meccanismo semplificato di formazione della "serie ridotta" tramite superfici di scorrimento alla base delle liguridi e lungo i livelli incompetenti della successione toscana (da Bertini et al., 1991)

Il fenomeno della Serie Ridotta ha provocato in Toscana meridionale un'estensione calcolata fino al 110% (Bertini et al., 1991).

Successivamente, a partire dal Pliocene, l'instaurarsi di una tettonica ad alto angolo (fagli dirette) a principale direzione NO-SE, porta l'esumazione di rocce originariamente sepolte, rendendole oggi visibili in affioramento (Brogi, 2011).

Questa fase è caratterizzata da strutturazione *a horst e graben* con la significativa omissione, in diverse località dell'Appennino settentrionale, di alcune porzioni della pila stratigrafica dei locali domini tettonici. Durante questa fase, inoltre, si sono instaurate strutture trascorrenti con direzione prevalente NE-SO e che avranno un ruolo importante nella circolazione dei fluidi durante il Quaternario e l'attuale (Liotta, 1991; Pascucci et al., 2007; Brogi et al., 2010).

Nell'area di studio, la successione stratigrafica è fortemente influenzata da questa evoluzione tettonica, con la locale successione tettono-stratigrafica della Montagnola Senese – Monte Maggio (figura 13) caratterizzata dalla Formazione anidritica di Burano (in facies del Calcare Cavernoso), insieme a quella della Formazione delle Anageniti minute, poste al tetto della successione metamorfica carbonatico-argilloso-silicea della Montagnola Senese.

In tale successione, il termine superiore costituisce parte del complesso calcareo che rappresenta l'ossatura dell'acquifero studiato. Le formazioni metamorfiche rappresentano invece il substrato impermeabile che figura come limite inferiore dell'acquifero. La tettonica distensiva è invece alla genesi dei limiti laterali che mettono in contatto le formazioni calcaree con le formazioni neogeniche a minore permeabilità relativa o del tutto impermeabili.

Il modello stratigrafico-geologico proposto insieme ad alcune stratigrafie dirette (vedi par. 4.3) è quello su cui si sono basate le indagini geofisiche effettuate e raccolte (vedi parr. 4.1 e 4.2) al fine della definizione dei limiti inferiori e superiori dell'acquifero.

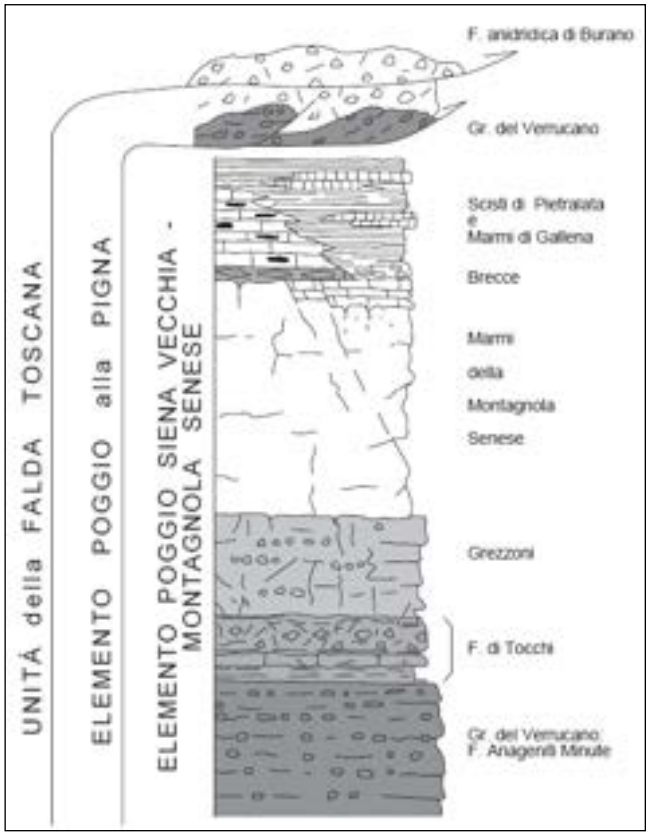


Figura 13: schema dei rapporti fra le unità tettoniche dell'area nel contesto generale del foglio Siena. Nel riquadro i rapporti fra i diversi litotipi ed elementi tettonici riconosciuti nella Montagnola Senese

4 - Ricostruzione geometrica dell'acquifero

La prima fase operativa per la realizzazione di uno studio idrogeologico è quella che porta alla dettagliata ricostruzione della geometria dell'acquifero, condizione base per la realizzazione di un corretto modello concettuale dell'acquifero, propedeutico all'impostazione degli studi di flusso, idro-dinamica, sfruttamento e salvaguardia della risorsa idrica sotterranea (AA.VV. - ISPRA 193/2021; AA.VV. Geologi della Toscana, 2008 - 2015).

Questi concetti, si inseriscono all'interno di quello principale rappresentato dall'acquifero che "è una formazione idrogeologica permeabile che permette il deflusso significativo di una falda idrica sotterranea e la captazione di quantità apprezzabili d'acqua" (Castany, 1982).

Per la definizione della geometria sono necessarie numerose conoscenze di base, ovvero reperire informazioni dettagliate sulla profondità e sugli spessori delle litologie interessate, sui limiti dell'acquifero, sulle caratteristiche idrogeologiche dei litotipi che lo delimitano e sulla presenza di elementi strutturali (es. faglie) che caratterizzano i suoi limiti laterali come riportato e descritto nell'inquadramento geologico-strutturale del par. 3.

In sintesi (Barazzuoli, 2019), dal punto di vista geologico, un acquifero è caratterizzato attraverso:

a) La sua configurazione fisica: contorno, volume e natura dei limiti geologici;
b) La sua localizzazione nel sottosuolo: profondità dei limiti geologici;
c) La sua struttura interna o anatomia: granulometria, natura e solubilità dei costituenti solidi, deformazioni, fessurazioni e fratturazioni.

L'analisi e la ricostruzione di questi aspetti oltre a far riferimento alla Carta Geologica regionale in scala 1:10.000, ha analizzato tutte le stratigrafie dei pozzi presenti sul territorio in studio (estratte dalla banca dati BDSRI https://www.regione.toscana.it/-/banche-dati-sottosuolo che riprende anche le informazioni stratigrafiche del precedente progetto SIRA http://sira.arpat.toscana.it/sira/).

Analizzando il territorio in studio si rileva come una gran parte di questo risulti a bassa densità abitativa e con ampie aree collinari quasi completamente boschive. Per questo, in tali aree, risultano scarse informazioni stratigrafiche in quanto non sono presenti né nuclei urbani né attività agricole che giustifichino la necessità di realizzare indagini geognostiche ai fini urbanistici, e/o opere di captazione idrica ai fini irrigui così da rendere disponibili utili informazioni sulla litostratigrafia del sottosuolo.

Per sopperire a tale carenza di informazioni si è proceduto come segue:

1. Analisi delle prospezioni geofisiche pregresse in quanto dalla fine degli anni '80 fino agli anni 2009-2010 sono state effettuate varie campagne geofisiche quasi esclusivamente di tipo geoelettrico (sia 1D che 2D) generalmente a carattere locale ma in qualche caso, come vedremo nelle successive descrizioni, anche molto estese e quindi in grado di rappresentare la situazione generale dell'area di studio;

2. Campagna di rilevamento geologico con la finalità di verificare l'assetto geometrico ed i litotipi in affioramento riconoscendo la Breccia di Grotti e il Calcare Cavernoso che costituiscono le due rocce serbatoio dell'acquifero in studio.

Ad integrazione del punto 1., sono state realizzate ex-novo nel 2012-2013, direttamente dallo scrivente con i propri strumenti, delle prospezioni sismiche distribuite sul territorio in modo da integrare e confrontare la profondità del tetto dell'acquifero nel Piano di Rosia derivante dalle indagini geofisiche realizzate negli anni '90.

Di seguito sono descritti i risultati ottenuti dalle campagne geofisiche (pre-2010), dalle nuove esplorazioni 2012-2013 e, infine, è riportata una breve analisi dei sondaggi geognostici "diretti" ritenuti maggiormente rappresentativi per la definizione degli assetti e delle geometrie dell'area di studio e le cui stratigrafie sono state utilizzate anche per il controllo e la "taratura" delle indagini geofisiche suddette.

4.1 Esplorazioni geofisiche pregresse (fino al 2010)

Nel corso degli anni, vista l'importante estensione in pianta e la non trascurabile variabilità geo-litologica e strutturale, l'acquifero della Montagnola Senese è stato oggetto di numerose campagne di esplorazione geofisica. Si tratta di studi commissionati da amministrazioni locali e Università che testimoniano un generale interesse al fine di conoscere e salvaguardare la risorsa idrica sotterranea.

Di seguito vengono illustrati, in ordine cronologico, le indagini ritenute maggiormente rappresentative vale a dire quelle i cui risultati sono stati utilizzati per redigere le sezioni interpretative descritte e analizzate al par. 4.4.2 e seguenti.

La lettura critica di questi studi pregressi ha permesso di chiarire numerosi aspetti e incertezze riguardo: profondità del substrato, spessore dell'acquifero (tetto e substrato) ed alcuni suoi limiti laterali in passato solo ipotizzati.

In figura 14 è riportata l'ubicazione dei sondaggi geofisici realizzati sino al 2010, per una corretta gestione ed analisi sono stati strutturati all'interno di un Data-Base appositamente realizzato (par. 4.4.1).

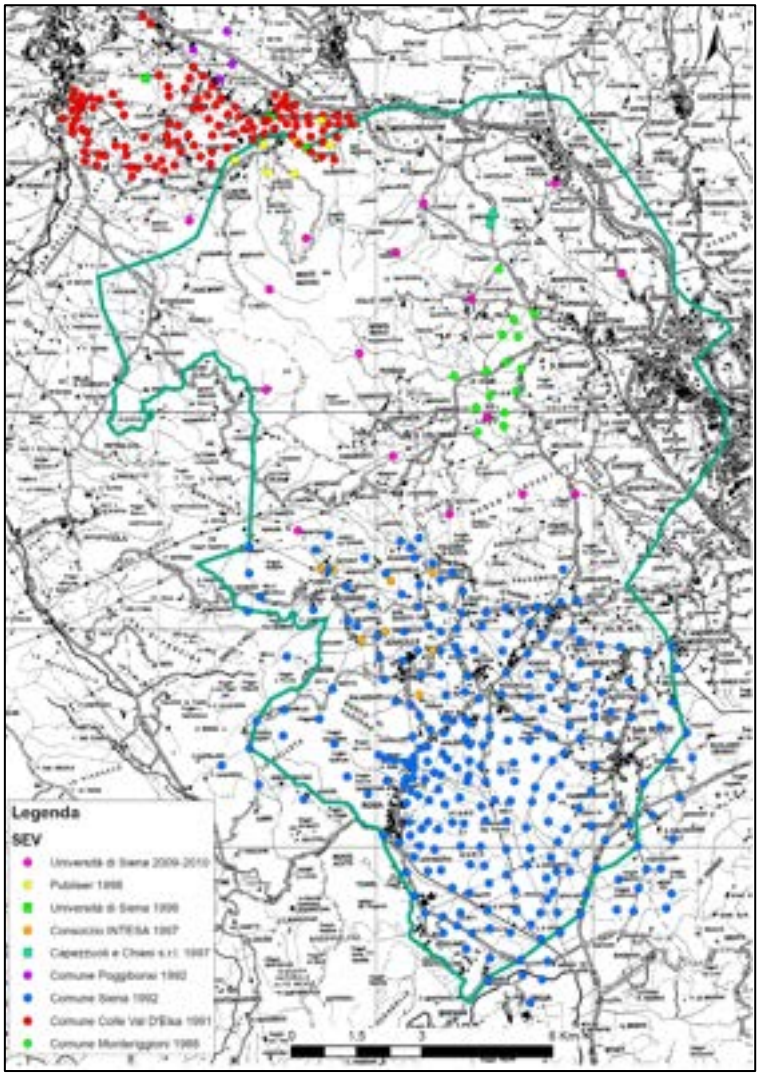


Figura 14: Ubicazione delle indagini geofisiche eseguite fino al 2010

4.1.1 Convenzione tra il Comune di Monteriggioni e l'Università degli Studi di Siena - Dipartimento di Scienze della Terra (Barazzuoli et al., 1988)

L'oggetto di tale studio è l'area di Pian del Lago ed è mirato a caratterizzare l'area dal punto di vista idrogeologico al fine di individuare zone idonee alla perforazione di pozzi per acqua utili ad alimentare il locale acquedotto comunale. Limitatamente all'area di Pian del Lago l'acquifero risulta essere di tipo confinato dato che qui sono presenti in affioramento depositi di sedimenti alluvionali e lacustri. Si rileva anche la presenza di una falda più superficiale di tipo libero, in tali sedimenti di copertura, di modesta entità e quindi non utilizzabile per gli obiettivi del lavoro volto ad individuare la falda idrica ospitata all'interno delle formazioni calcaree sottostanti più trasmissiva e potenzialmente molto produttiva. Le indagini geofisiche ubicate in figura 15, eseguite a cura dello studio Geosol snc (Siena), sono state svolte per valutare lo spessore dei sedimenti fluviali e lacustri che riempiono la depressione carsica e ricoprono le brecce e i calcari delle formazioni acquifere. Le prospezioni, mirate alla definizione dello spessore delle formazioni conduttive sovrastanti il resistivo ($\rho > 300\ \Omega\cdot m$), ossia determinare il tetto di quest'ultimo, forniscono una stima abbastanza accurata della quota assoluta della sommità del complesso ospitante la falda idrica del "Luco".

Non viene stimato lo spessore delle formazioni carbonatiche costituenti l'acquifero dato che il suo limite inferiore è a profondità maggiore di quella raggiunta dai S.E.V. Le prospezioni portarono ad individuare, in base ai caratteri elettrostratigrafici quattro famiglie litologiche distinguibili secondo il seguente schema:

- forti conduttori a matrice prevalentemente argillosa;
- conduttori superficiali riferibili a depositi alluvionali;
- intercalazioni a media resistività al di sopra del resistivo calcareo, interpretati come strati di alterazione del substrato calcareo;
- resistivo di base: substrato calcareo compatto (permeabile).

Da questa schematizzazione emerge che il tetto del complesso calcareo a Pian del Lago si trova ad una quota inferiore rispetto a quella della superficie piezometrica (185-190 m s.l.m.) rilevata nelle vicinanze; questo porta a presupporre che l'acquifero sia completamente saturo e quindi con la falda in pressione. Va inoltre evidenziato come la forma della depressione carsica della piana ricostruita con le indagini risulti allungata con orientamento nord-sud e presenti la massima profondità nella sua parte meridionale. La morfologia della struttura è rappresentata nella sezione idrogeologica 4-4' (fig. 48). La schematizzazione suddetta, integrata con i risultati dei S.E.V. 1 e 11 (par. 4.1.5) eseguiti nel 2010 (rispettivamente presso il Castello la Chiocciola e il Fosso Pallino) è risultata utile per elaborare una mappa digitale del tetto del complesso calcareo in quest'area. Questi ultimi SEV hanno fornito anche la profondità del basamento metamorfico (substrato impermeabile) consentendo di completare le conoscenze dell'acquifero in questo settore dove la roccia serbatoio non affiora. In tabella 3 sono riassunti i dati del 1988.

N°SEV	Titolare indagini	X_coord G.Boaga	Y_coord G.Boaga	Z_tetto in m s.l.m.
1	GEOSOL	1682294	4800113	100
2	GEOSOL	1683005	4801173	220
3	GEOSOL	1683222	4800509	240
4	GEOSOL	1682818	4803299	240
5	GEOSOL	1683163	4802147	190
6	GEOSOL	1682535	4800961	200
7	GEOSOL	1683261	4801756	210
8	GEOSOL	1682330	4799556	185
9	GEOSOL	1682951	4800005	140
10	GEOSOL	1683332	4801012	240
11	GEOSOL	1681793	4800845	190
12	GEOSOL	1682897	4801793	195
13	GEOSOL	1682620	4800408	20
14	GEOSOL	1682937	4799692	85
15	GEOSOL	1683625	4802289	220

Tabella 3: S.E.V. effettuati nell'area di Pian del Lago. Le coordinate Z-tetto si riferiscono alla quota assoluta del tetto del complesso calcareo

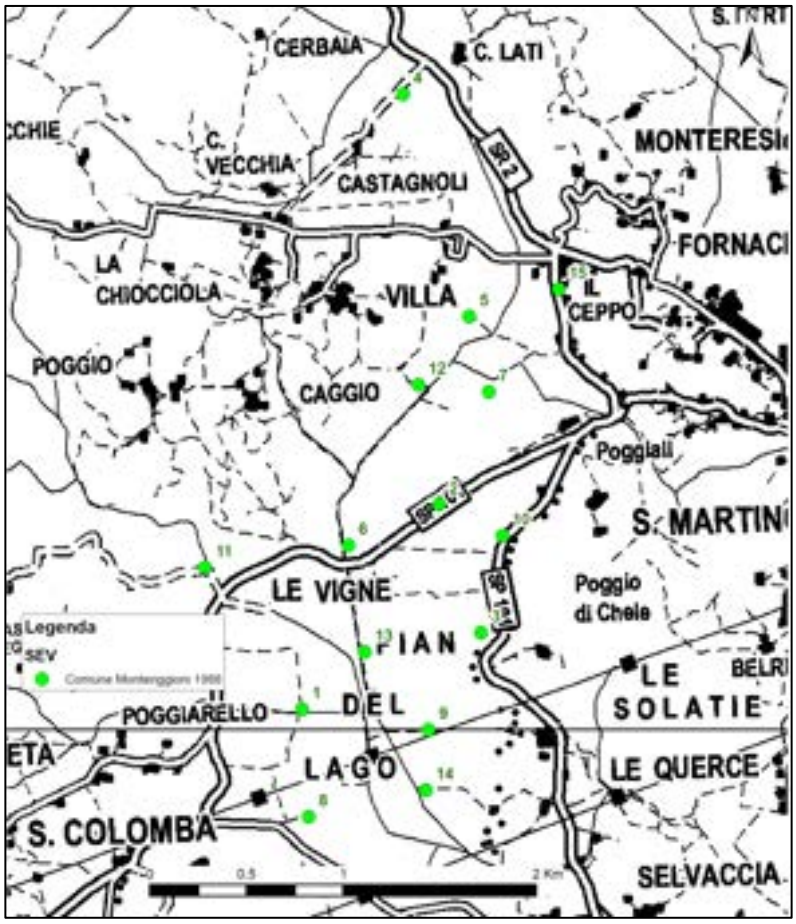


Figura 15: Ubicazione delle stazioni centrali dei SEV (1988)

4.1.2 Studio idrogeologico della falda idrica del Luco per la sua gestione e salvaguardia. Rapporto inedito a cura dello Studio di Geologia e Geofisica (S.G.G., 1992)

Lo studio commissionato dall'Amministrazione Comunale di Siena (1992) è stato mirato alla definizione delle caratteristiche geologiche dell'acquifero, le potenzialità, il deflusso sotterraneo e le misure per la sua salvaguardia. Esso ha seguito differenti approcci per la caratterizzazione dell'acquifero: prospezioni geoelettriche, censimento e misura di livelli piezometrici dei pozzi, prospezioni sismiche a rifrazione, fotogeologia, rilevamento geologico e geomorfologico, rilevamento pedologico, analisi chimico-fisiche dei campioni di acqua prelevati, logs geofisici e video ispezione di pozzi. L'attenzione, in questa sede, viene però rivolta alle prospezioni geofisiche e alla ricostruzione strutturale dell'acquifero.

Le indagini geofisiche sono state effettuate prevalentemente nel Piano di Rosia a sud-ovest di Siena. La zona, riferiscono gli autori, risulta eterogenea da un punto di vista stratigrafico, in quanto le successioni sedimentarie neogeniche hanno visto il susseguirsi di trasgressioni e regressioni marine e l'evoluzione della zona da continentale a marina a poi nuovamente a continentale (Miocene sup.-Pliocene inf.).

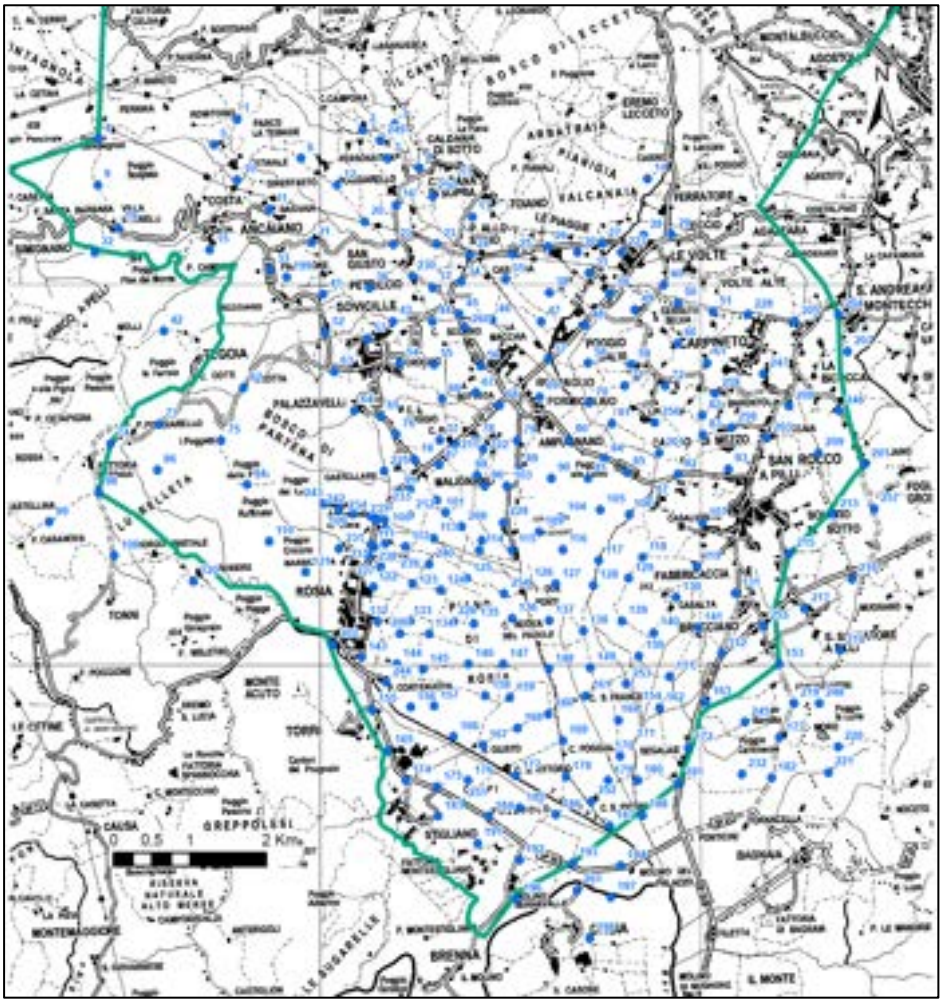


Figura 16: ubicazione dei SEV della campagna S.G.G. 1992

Le numerose prospezioni effettuate (261 S.E.V.) illustrate in figura 16 hanno richiesto l'impiego di diversi modelli geoelettrici interpretativi del terreno, in funzione dei differenti andamenti dei diagrammi di resistività apparente tarati, quest'ultimi, anche con l'ausilio di stratigrafie di pozzi presenti in zona. Il modello base elaborato prevede che al di sotto delle coperture neogeniche a bassa resistività relativa, siano presenti elettrostrati via via più resistivi, interpretati come formazioni calcaree sovrapposte ad un substrato composto dalle formazioni calcareo silicee metamorfiche rappresentate dai Marmi della Montagnola e dal Verrucano. Nella parte orientale l'interpretazione stratigrafica individua formazioni calcaree più recenti (Breccia di Grotti - Miocene) sovrapposte alle formazioni delle Unità Liguridi.

Tale studio, ripreso più volte da altri autori (Baldi & Signorelli, 1994; Cucini, 1997), fornisce una visione d'insieme abbastanza esaustiva del bacino idrogeologico e permette di distinguere, in direzione ovest-est, le condizioni dell'acquifero che passa da falda libera a semiconfinata e infine a confinata, fino a chiudersi al margine occidentale. Tale chiusura laterale viene ipotizzata dipendere sia da passaggi eteropici della Breccia di Grotti verso facies più argillose sia da faglie che mettono in contatto i terreni permeabili con successioni sedimentarie e formazioni a permeabilità relativa inferiore o praticamente impermeabili (principalmente Liguridi, terreni miocenici a matrice argillosa).

Le informazioni contenute in questo studio (dieci sezioni geofisiche-litologiche di figura 17 e le carte di resistività) hanno costituito il punto di partenza per la ricostruzione geometrica dell'acquifero nella Piana di Rosia anche per il presente lavoro di tesi.

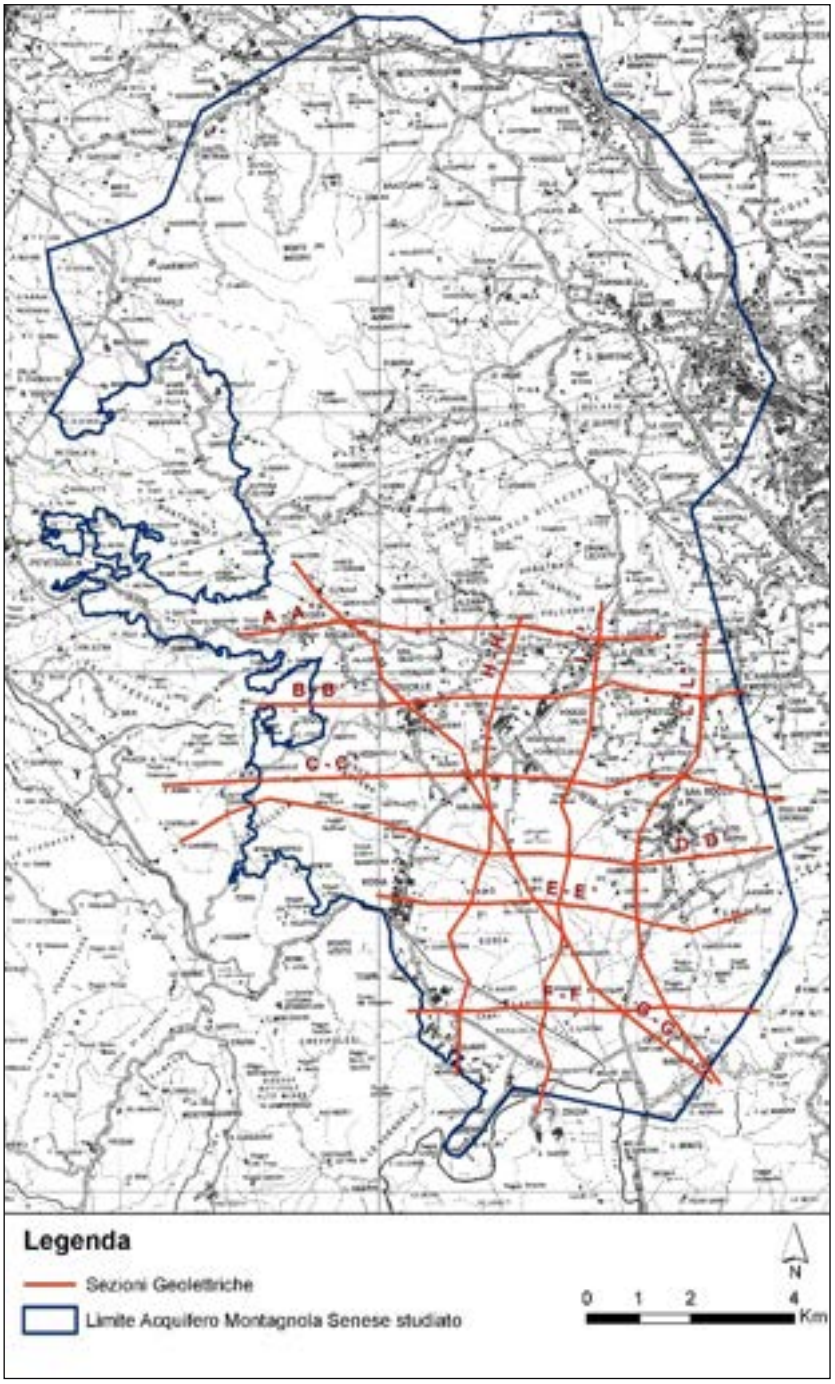


Figura 17: Carta delle tracce di sezione realizzate per le prospezioni geoelettriche effettuate nella zona del Piano di Rosia (lavoro commissionato dal Comune di Siena alla società SGG - 1992)

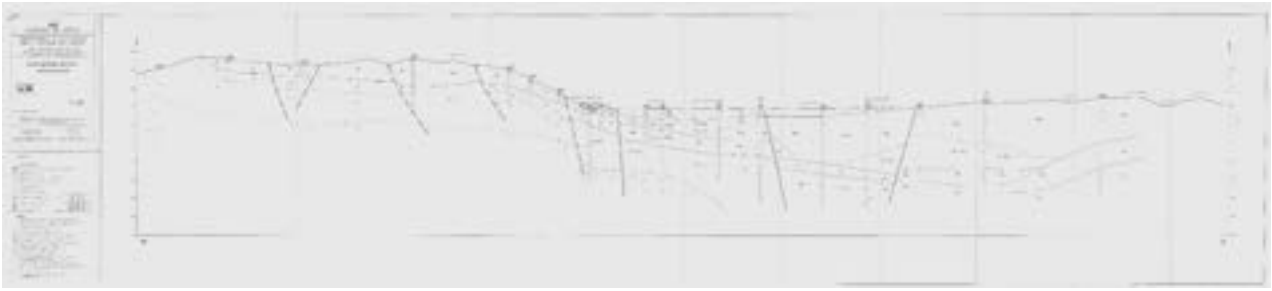
Dalle interpretazioni dei S.E.V. risulta che il complesso calcareo è limitato ad est e raggiunge la massima profondità (< -150 m s.l.m.), in corrispondenza dell'abitato di San Rocco a Pilli dove si rileva, nei sui dintorni, la chiusura dell'acquifero. Gli autori ipotizzano un passaggio laterale della Formazione della Breccia di Grotti a formazioni a matrice prevalentemente argillosa (Miocene) che figurano come limite laterale sud-orientale

dell'acquifero. Tale limite inizia dalla zona di Ginestreto, taglia l'abitato di San Rocco a Pilli e arriva fin verso il Casale San Vittorio ed il Mulino di Serravalle.

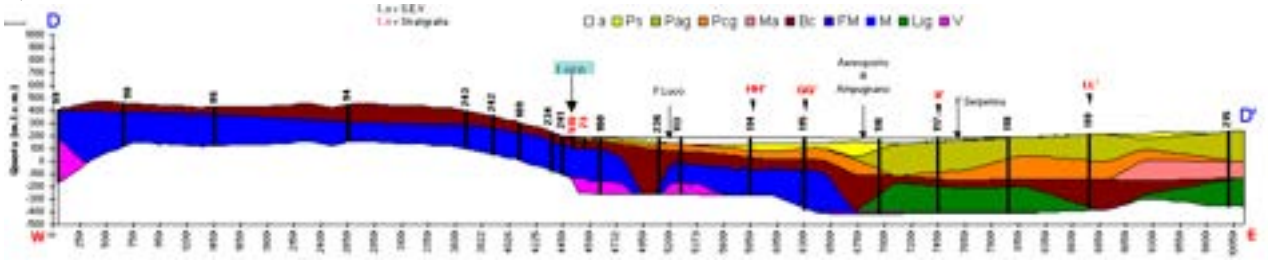
Il substrato non viene diversificato secondo le differenti litologie, ma riferendosi solo alle caratteristiche elettriche dei terreni ed individuando come tale sia le formazioni delle unità Liguridi che le formazioni metamorfiche.

Gli spessori maggiori, delle formazioni acquifere, si osservano in prossimità dell'abitato di Sovicille dove superano i 100 m raggiungendo valori anche superiori ai 250 m. Nell'area del Piano di Rosia invece gli spessori tendono gradualmente a diminuire verso il centro fino ad arrivare alla zona di chiusura dell'acquifero, dove le altezze arrivano ad annullarsi.

Un esempio delle sezioni geofisiche interpretative è illustrato in figura 19; esse permettono una visione completa dell'assetto strutturale dell'acquifero e dimostrano il passaggio, da ovest verso est, da acquifero a falda libera ad acquifero confinato; un ulteriore esempio in figura 18 mostra la trasposizione da una sezione geofisica a) S.G.G., 1992 ad una idrogeologica b) come riportato nel lavoro di Cucini, 1997.



a)



b)

Figura 18: Sezione D-D' dal modello geofisico a) - S.G.G., 1992 al modello idrogeologico b) - Cucini, 1997

In tabella 4 vengono riportati gli intervalli di ρ per le formazioni presenti nell'area di studio; in qualche caso a uguali valori di resistività apparente sono associate più formazioni geologiche.

Sigla	**Descrizione**	**ρ (Ω·m)**
a	Depositi alluvionali	20 – 150. Max 500
Ps	Sabbie con intercalazioni di conglomerati	20 – 70. Max150
Pcg	Sabbie conglomeratiche	50 – 200. Min 30
Pag	Argille siltose	3 – 15.
Ps+Pag	Sabbie e Argille	11 – 30.
BC	Ciottoli e brecce della formazione di Cerreto a Merse includente Calcare Cavernoso	200 – 1000.
Ma	Argille con livelli di BC	15 – 30.
Lig	Argille e marne con livelli di calcareniti	> 400
FM	Formazioni siliceo calcaree sovrastanti marmi e olistostromi di marmo del membro di Tegoia	80 – 300.
M	Formazioni dei marmi della Montagnola Senese	> 1000. Min 400.
FM+M	Formazioni siliceo calcaree e Marmi	> 1000.
V	Basamento: Dolomie di Fuserna; Formazione di Tocchi e gruppo del Verrucano	200 – 1000.

Tabella 4: Formazioni presenti nel Piano di Rosia e intervalli di valori di resistività per i diversi litotipi

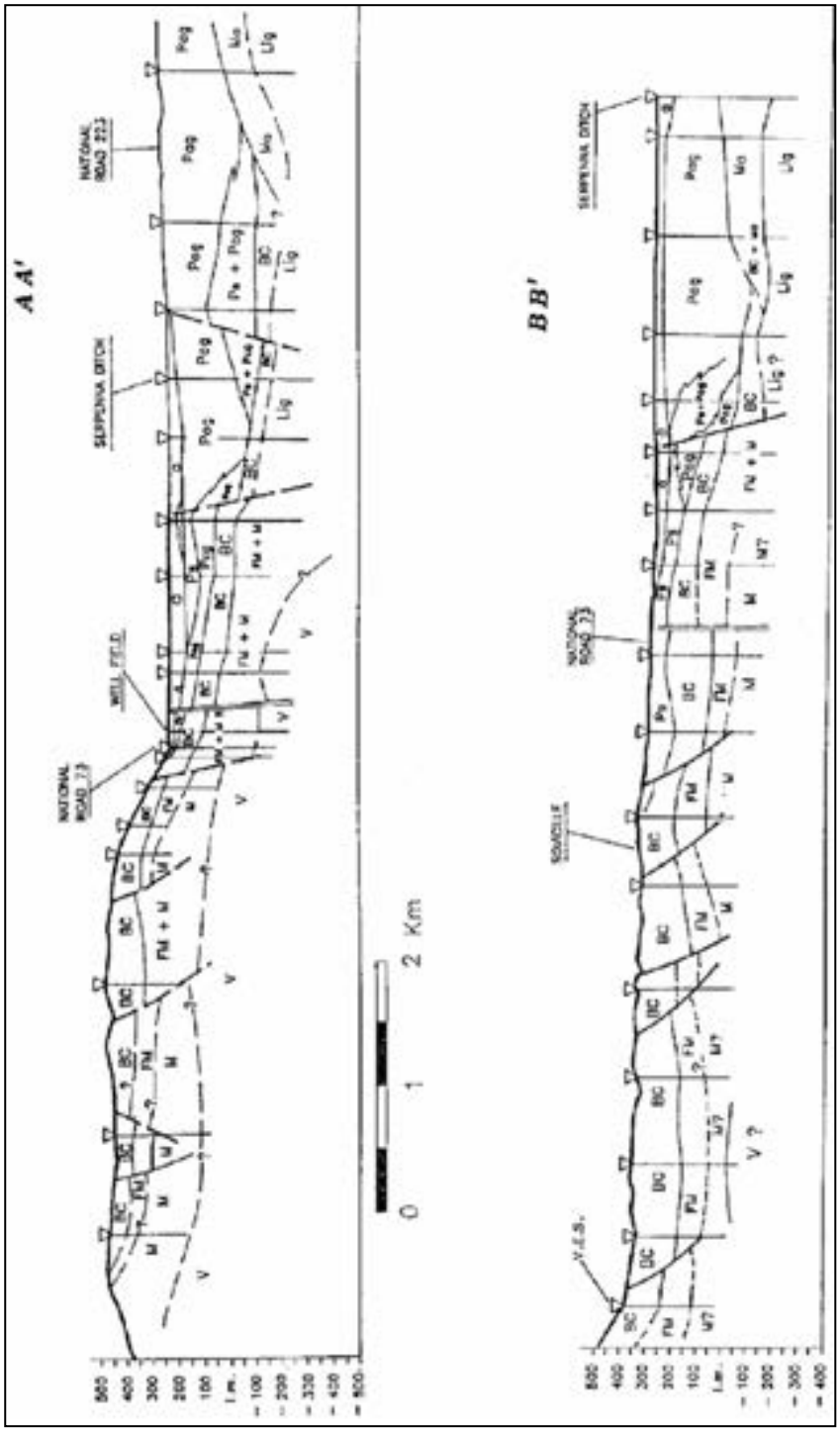


Figura 19: Sezioni geologiche interpretative dei SEV (Baldi & Signorelli, 1994). a: Depositi alluvionali; Ps: Sabbie limose; Pag: Argille limose; Pcg: Conglomerati sabbiosi; Ma: Argille; Bc: Breccia calcarea; FM + M: F. calcareo silicee metamorfiche + Marmi montagnola; Lig: Liguridi; V: Verrucano. Per la loro localizzazione vedere Fig. 16.

Tale studio, pur fornendo una prima utile base conoscitiva dell'area e dell'acquifero in esame, è stato poi soggetto a sensibili revisioni interpretative (parr. 4.1.5, 4.3 e 4.4) che, sulla base di nuovi studi idrogeologici, geofisici e soprattutto di analisi geognostiche dirette, hanno portato a definire variazioni anche significative sia del suo spessore che delle profondità di tetto e substrato.

4.1.3 Ricerca idrogeologica finalizzata alla valutazione delle risorse idriche nell'area compresa tra la Montagnola Senese - Colle Val d'Elsa - Monteriggioni - Pian del Lago. Relazione finale II fase. Rapporto a cura del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Siena (Barazzuoli et al., 1998)

Questo studio prevedeva l'individuazione di aree di particolare interesse per lo sfruttamento delle risorse idriche nelle zone di Castel Petraia, Abbadia Isola e Monteriggioni aventi una superficie di circa 10 km^2 (figura 20) e ha visto l'esecuzione di indagini geoelettriche volte alla definizione dell'assetto geometrico dell'acquifero. Scopo dell'indagine è stato quello di definire l'andamento dell'elettrostrato resistivo rappresentato dai litotipi calcarei affioranti, contenenti l'acquifero e sottostanti ai sedimenti continentali e marini nella Piana di Abbadia Isola.

L'indagine geoelettrica è stata eseguita dallo studio GEOSOL di Siena ed è consistita nell'esecuzione di una campagna di 8 S.E.V. e nella successiva interpretazione geologica ed idrogeologica.

Le interpretazioni delle prospezioni individuano un modello elettrostratigrafico così costituito:

a) Elettrostrati più superficiali con resistività variabili da 50 a 100 Ohm·m rappresentanti successioni argilloso-limose di sedimentazione recente e sedimenti marini sabbiosi;

b) Un elettrostrato superficiale caratterizzato da rocce aventi resistività molto elevate e riferibile alle formazioni calcaree asciutte. Questo elettrostrato passa in profondità a un livello a minore resistività che dovrebbe indicare la zona satura. Tale elettrostrato, secondo gli autori, si dovrebbe allungare al di sotto della pianura appoggiandosi su terreni conduttivi attribuibili a termini argillosi del complesso ligure o alle argille lacustri mioceniche, e quindi su termini praticamente impermeabili;

c) Un elettrostrato profondo ad elevata resistività attribuibile o alla formazione Anidritica di Burano o al basamento metamorfico dell'area.

Lo studio si è inoltre avvalso delle indagini geoelettriche condotte in passato per conto dell'Università degli Studi di Siena (Barazzuoli et al. 1998), dal Dott. Censini (Georisorse italia) e dallo studio Dott. Sbragi di Arezzo, commissionate dall'Amministrazione Comunale di Colle Val d'Elsa (vedi figura 20).

La lettura critica dei dati del lavoro, insieme alle indagini effettuate nel 2010 dall'Università degli Studi di Siena e la correlazione per mezzo delle sezioni interpretative, ha consentito una ricostruzione del limite delle formazioni acquifere individuato in corrispondenza delle discontinuità tettoniche che definiscono le soglie del bacino sedimentario ubicato a nord del Monte Maggio.

La sezione elettrostratigrafica di maggiore interesse è la sezione A - A' perché subparallela e quasi coincidente con la parte terminale settentrionale della sezione 2-2' di Migliorini et al., 2012.

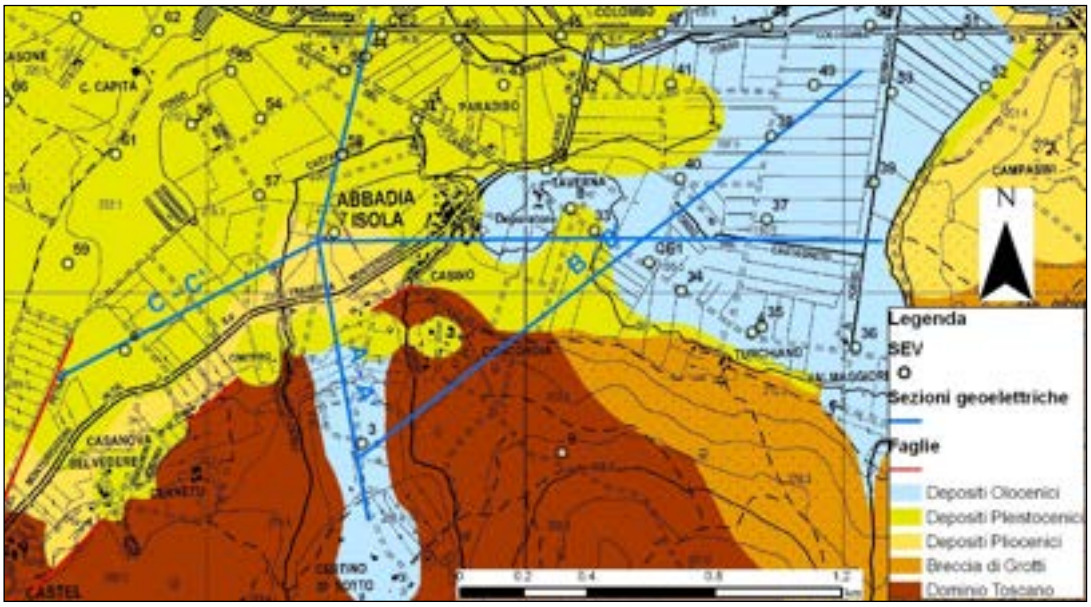


Figura 20: Ubicazione delle prospezioni e delle sezioni elettrostratigrafiche (Barazzuoli et al., 1998)

I valori risultanti dai S.E.V. vengono correlati secondo range di variazione della resistività, ma la correlazione risulta più strettamente legata ai valori numerici che ad un modello di variabilità del parametro. Questa affermazione è supportata dal fatto che adottando per l'interpretazione i modelli applicati per la campagna di prospezione del 2009-2010, si possa arrivare a definire un modello geologico più semplice e realistico.

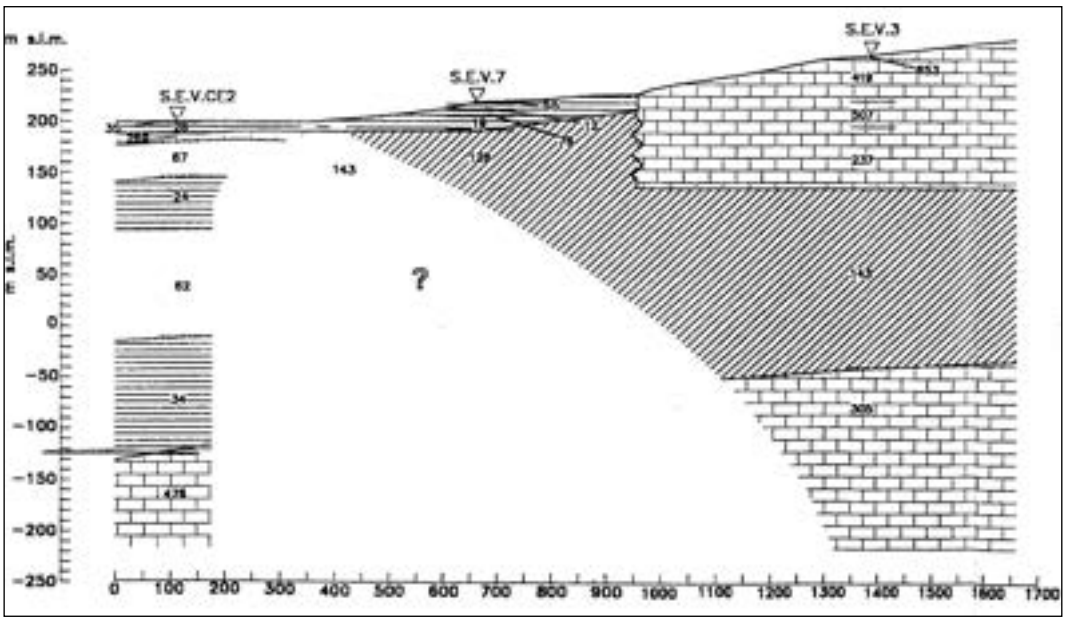


Figura 21: Sezione elettrostratigrafica A-A' (Barazzuoli et al., 1998)

Per la sezione A-A' (figura 21) la proposta del modello si basa sul risultato emerso dal S.E.V. 8, eseguito all'interno della campagna 2009-2010 in località Strove, dove le condizioni del sottosuolo sembrano molto simili a quelle rilevate con il S.E.V. CE2 e dai quali emerge una colonna elettrostratigrafica simile. Tra i punti dei due S.E.V. suddetti sono presenti faglie che dislocano grossomodo la stessa sequenza elettrostratigrafica, composta dall'alto verso il basso da strati conduttivi, riferibili alle formazioni neogeniche, sovrapposti ad un elettrostrato relativamente più resistivo interpretabile come complesso calcareo o membro ofiolitifero delle

unità liguridi. Nella parte più meridionale della sezione il S.E.V.3 (1998), realizzato a sud di Abbadia Isola, presenta un elettrostratigrafia che porta ad individuare una sequenza data dalla sovrapposizione tra Complesso calcareo secco, Complesso calcareo saturo, substrato metamorfico. Queste considerazioni portano a proporre il modello interpretativo di sezione A-A' modificato, rappresentato in figura 22.

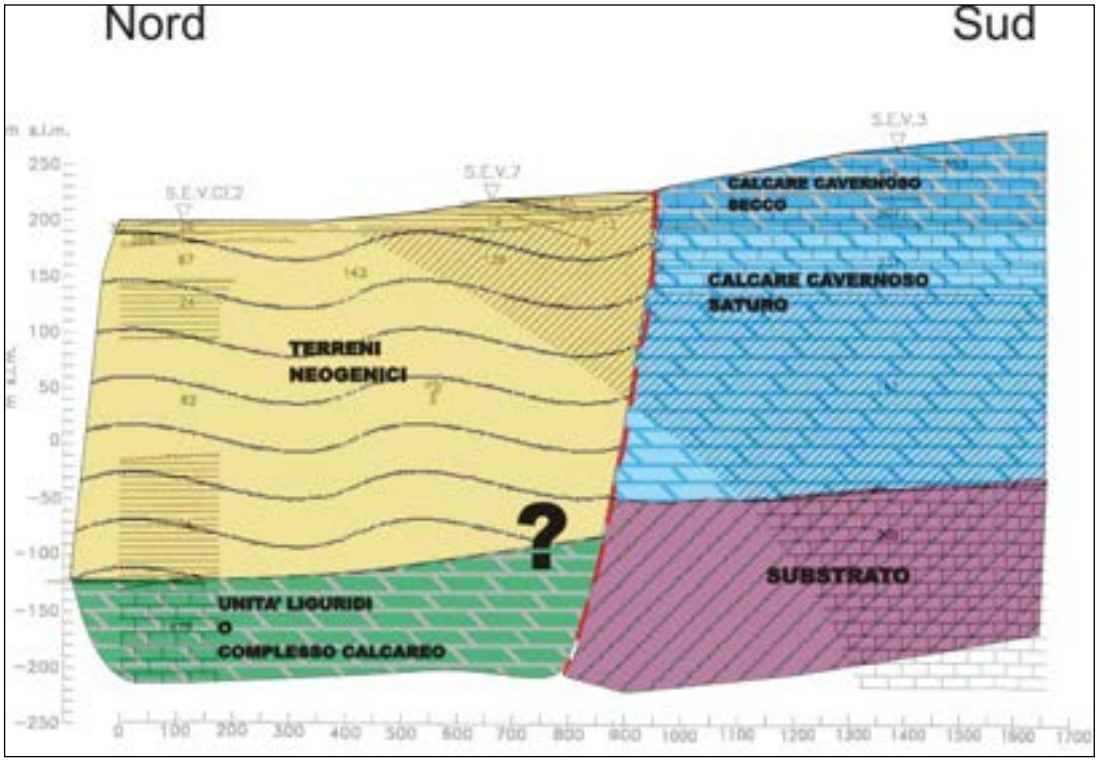


Figura 22: Modello interpretativo della Sezione A-A' modificato a partire dal modello elettrostratigrafico (da Barazzuoli et al., 1998)

La scelta di questo modello deriva dal fatto che al di sotto dei terreni neogenici, relativamente conduttivi, si trova un elettrostrato a resistività pari a 475 Ohm·m, valore associabile a quello misurato in corrispondenza dei livelli alti del S.E.V. 3 (1998) (compresi tra 653 e 419 Ω·m), oppure secondo i valori presenti in letteratura che riferiscono alle unità Liguridi valori di resistività superiori ai 400 Ω·m (Baldi & Signorelli, 1994). L'inserimento dei segni di domanda è dettato dall'incertezza di definire l'andamento del contatto tra il resistivo di base e i conduttivi sovrastanti fino al piano di faglia, oltre, ovviamente, all'indefinibilità del litotipo di base. Resta il fatto che, interpretandolo come membro calcareo, il valore di resistività osservato non lo rende correlabile con i livelli saturi rilevati al muro della faglia (237-143 Ω·m).

Più definiti e di facile interpretazione, risultano gli strati superficiali al tetto della faglia rappresentati dai travertini (Calcareous Tufa), di spessore relativamente ridotto e poggianti su depositi a matrice prevalentemente argillosa (Capezzuoli et al., 2008, 2009, 2014). In definitiva, in quest'area (come in quella nei pressi di Strove) non sembra esserci una continuità laterale tra le formazioni al tetto e al muro della faglia. Questo porta ad escludere scambi idrici significativi diretti tra membri appartenenti alle stesse formazioni, ma non un possibile scambio idrico tra formazioni differenti, affermazione che trova, come vedremo, conferma dalla caratterizzazione idrodinamica della zona.

4.1.4 Altri studi locali

Altri studi sull'assetto dell'acquifero hanno avuto per lo più carattere locale e tale da non interessare ampie aree come quelli fin ora descritti; essi hanno comunque dato buone indicazioni utili alla definizione del limite inferiore e dello spessore dell'acquifero nelle zone indagate. Questi sono:

a) L'indagine eseguita dallo Studio di Geologia e Geofisica di Siena (SGG, 1997) per conto della ditta Capezzuoli e Chiesi s.r.l: indagine geoelettrica finalizzata alla ricerca di falde idriche sotterranee atte all'approvvigionamento idrico delle infrastrutture della cava di "Val di Merse" (1997). La prospezione geoelettrica ha visto l'esecuzione di due S.E.V. AB max 1000 m a distanza di circa 200 m l'uno dall'altro, da cui emergono i risultati illustrati nella tabella 5.

N°S.E.V.	X_coord G.Boaga	Y_coord G.Boaga	Z_tetto in m s.l.m.	Z_base in m s.l.m.	Spessore in m
S.E.V. 1	1682677	4804585	277	106	171
S.E.V. 2	1682617	4804369	270	123	147

Tabella 5: Risultati dell'indagine della cava di Val di Merse, relativi al complesso calcareo (SGG, 1997)

b) Lavoro eseguito dallo Studio del Dott. Massimo Marrocchesi (Marrocchesi, 1997) su incarico del Consorzio Intesa con l'obiettivo di eseguire un'indagine geofisica di tipo geoelettrico per la ricerca di falde acquifere (Area Sovicille – Montagnola Senese), che ha portato all'esecuzione di 10 S.E.V. con AB max compresa tra 800 e 1000 m, tarati tenendo conto di dati diretti di perforazione. I risultati sono illustrati in tabella 6.

N°S.E.V.	AB max (m)	X_coord G.Boaga	Y_coord G.Boaga	Z_tetto (m s.l.m.)	Z_base (m s.l.m.)	Spessore (m)
1	800	1681550	4795579	174	-	-
2	1000	1681312	4794533	180	-	-
3	1000	1680193	4794966	270	126	144
4	1000	1680327	4796138	295	250	45
6	800	1679016	4796401	288	116	172
7	800	1679664	4794763	299	225	74
8	800	1680988	4793519	217	-	-
9	800	1680917	4795534	189	18	171
10	800	1681295	4796324	194	130	64

Tabella 6: Risultati dell'indagine eseguita dallo studio Marrocchesi nel Comune di Sovicille

4.1.5 Convenzione tra l'Autorità di Ambito Ottimale N.6 Ombrone e l'Università degli Studi di Siena, Dipartimento Scienze della Terra, avente come fine la redazione di studi di approfondimento delle conoscenze idrogeologiche e geologico-stratigrafiche dell'acquifero della Montagnola Senese (Barazzuoli et al., 2009-2010)

In questo studio, al quale ho direttamente partecipato sia a livello organizzativo che esecutivo e interpretativo, l'ubicazione e la distribuzione dei sondaggi elettrici verticali (figura 23) è abbastanza omogenea e tale da permettere una ricostruzione attendibile del sottosuolo in questa grande area mai interessata dagli studi precedenti. I fattori che hanno influenzato la posizione dei sondaggi sono stati legati alle caratteristiche morfologiche e logistiche dell'area come quelli eseguiti alle pendici del Monte Maggio la cui ubicazione è stata influenzata dall'accessibilità dei punti prescelti per lo stendimento dei cavi e dalla copertura vegetale arborea. Sono state inoltre privilegiate, ubicazioni che rendevano possibile la successiva redazione di sezioni interpretative.

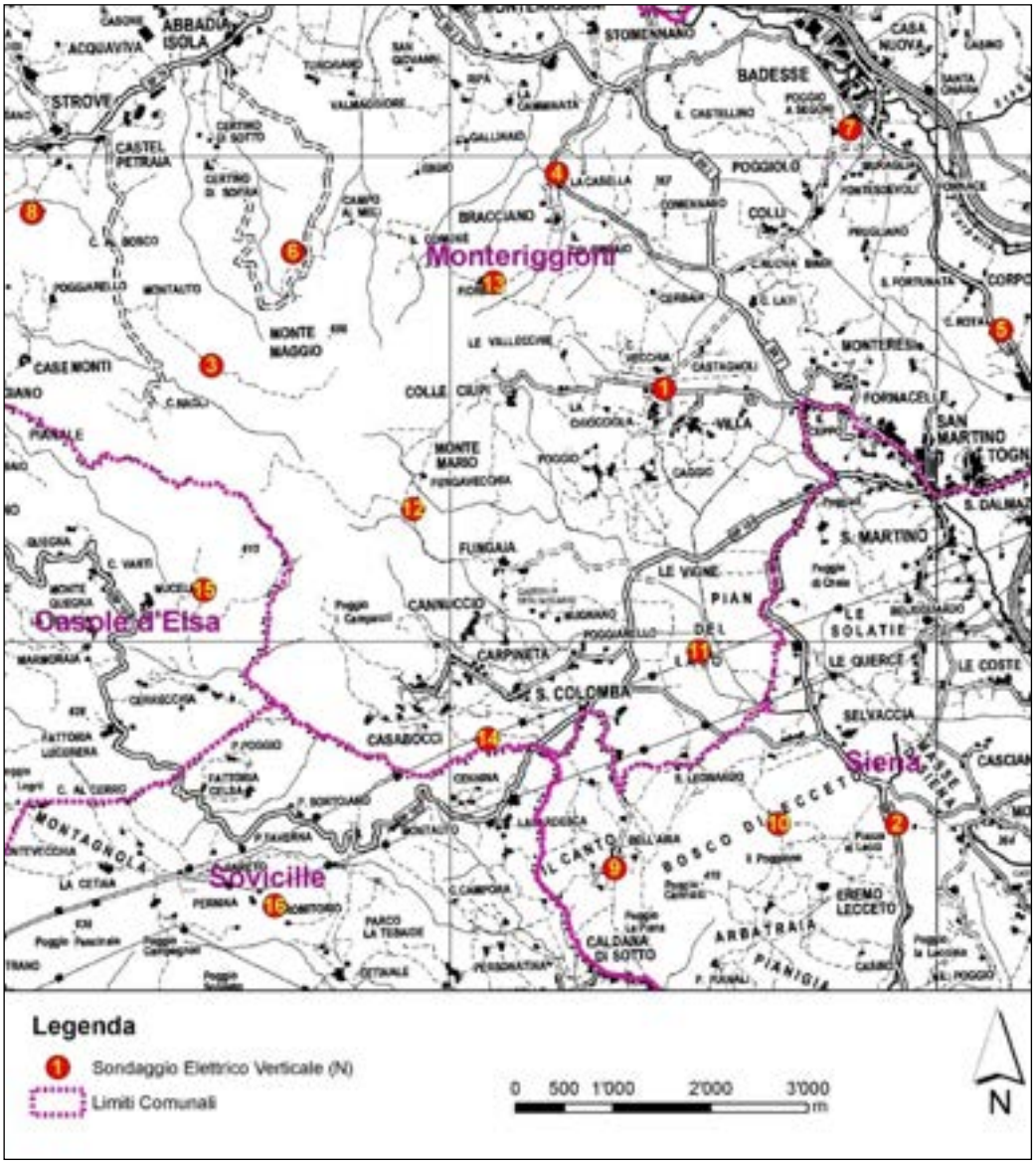


Figura 23: Ubicazione delle indagini (SEV)

Inoltre è stata eseguita una tomografia elettrica di resistività con polo remoto, allo scopo di confermare la presenza di una faglia diretta nei pressi dell'abitato di Strove (faglia che definisce un limite laterale dell'acquifero); questa è stata ubicata in modo da intersecare la struttura tettonica perpendicolarmente alla sua direzione. L'azimut dello stendimento (figura 24) è risultato inoltre subparallelo all'andamento della sezione interpretativa 5-5' (Fig. 48).

Figura 24: Ubicazione della traccia della tomografia elettrica

La strumentazione utilizzata durante la campagna delle prospezioni di proprietà della SGG srl di Siena, è di seguito elencata:

- Geo-Resistivity meter GRM 3000 – Geostudi, per i SEV (figura 25) e una sua elaborazione (figura 26);
- Syscal pro R1 – IRIS, per la Tomografia Polo - Dipolo (figura 27).

Figura 25: strumentazione utilizzata per l'esecuzione dei S.E.V.

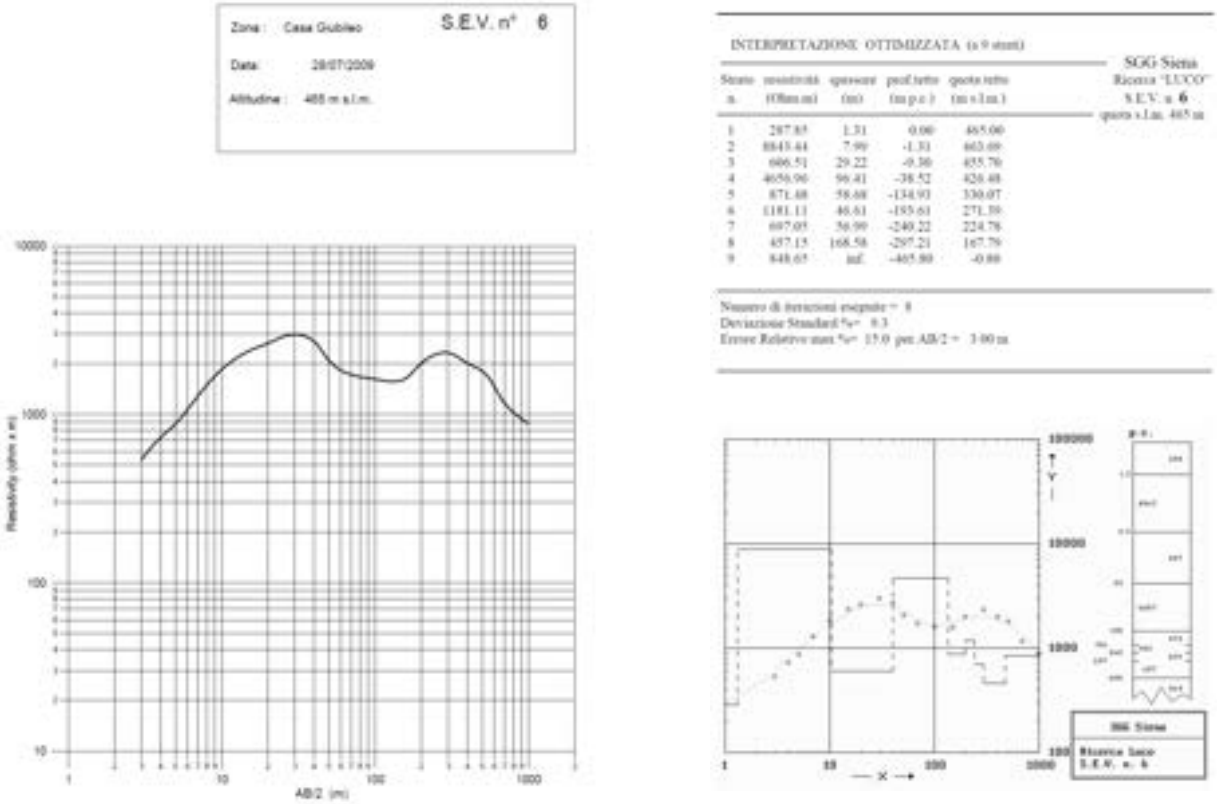
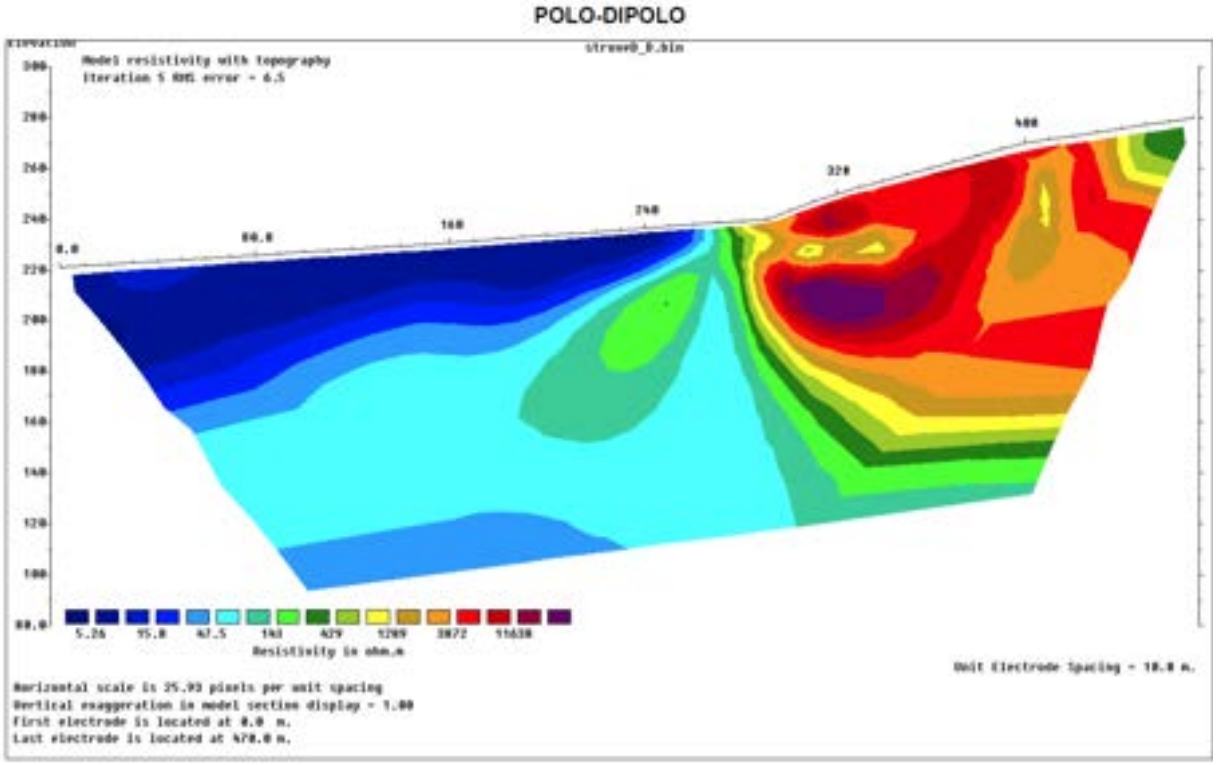


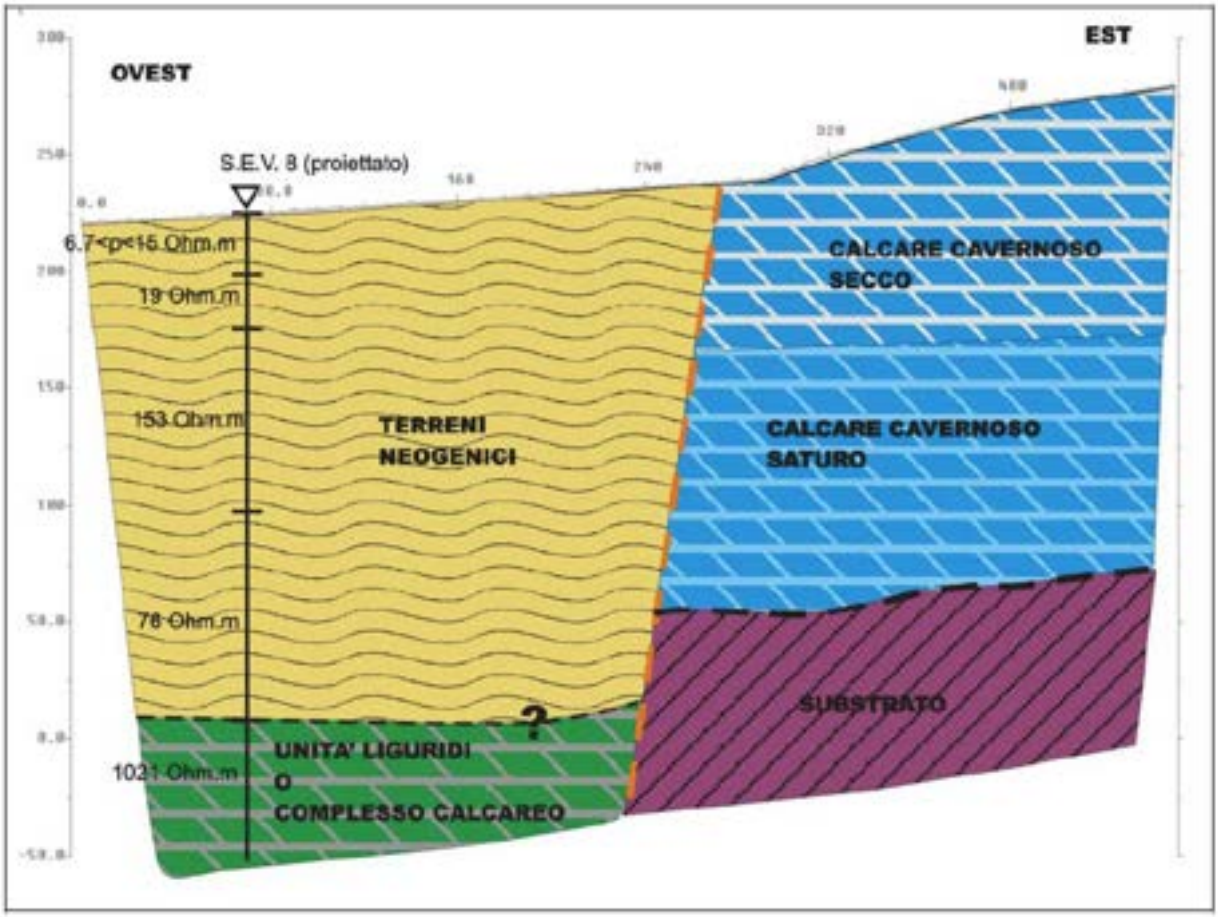
Figura 26: Esempio di Abaco di resistività del SEV n.6 ed interpretazione stratigrafica

Figura 27: Syscal R1 connesso al Pc in fase di configurazione dell'array

Attraverso un processo di inversione della resistività apparente misurata in campagna secondo Loke et al. (1996) e Loke (2008), si è ottenuto una sezione tomografica che è stata successivamente interpretata a livello stratigrafico come illustrato in figura 28.



a)



b)

Figura 28: Tomografia con valori di resistività elettrica a), con interpretazione stratigrafica b)

Dalle interpretazioni dei dati acquisiti dalla campagna geofisica, i risultati sembrano avere una buona convergenza con quelli degli studi precedentemente illustrati.

Le prospezioni condotte hanno avuto come obiettivo primario la definizione dello spessore delle formazioni calcaree acquifere che, in alcuni punti, raggiungono spessori pari o addirittura superiori ai 400 m (tabella 7).

N° SEV	Coord. Est Gauss Boaga	Coord. Nord Gauss Boaga	QUOTA m s.l.m.	Quota Tetto m s.l.m.	Quota substrato m s.l.m.	Spessore Acquifero m	AB/2
SEV1	1682193	4802611	322	322	73	249	1000
SEV2	1684582	4798132	255	255	140	115	1000
SEV3	1677539	4802849	470	470	57	413	1000
SEV4	1681088	4804829	285	285	25.78	164.70	1000
SEV5	1685658	4803214	310	262.89	-11.06	273.95	500
SEV6	1678381	4804017	465	465	-0.8	465.8	1000
SEV7	1684100	4805284	225	202.21	-22.26	224.47	700
SEV8	1675695	4804424	225	—	—	—	500
SEV9	1681682	4797669	320	320	65.48	254.52	700
SEV10	1683365	4798129	355	355	95.58	259.42	500
SEV11	1682551	4799907	252	63.25	-6.87	70.12	1000
SEV12	1679614	4801369	464	464	5.97	458.03	1000
SEV13	1680444	4803705	445	445	—	—	700
SEV14	1680379	4799004	350	350	61.61	288.39	700
SEV15	1677464	4800537	551	551	405.64	145.36	1000
SEV16	1678193	4797288	479	479	461.87	17.13	1000

Tabella 7: Schematizzazione dei risultati dell'indagine geoelettrica 2009/2010

Dai dati ricavati emerge una certa variabilità dello spessore delle formazioni calcaree costituenti l'acquifero, direttamente condizionata dalla topografia del substrato e dalla topografia del tetto che, nella maggior parte dei casi, è influenzata dall'andamento della superficie topografica.

Le resistività relative alla formazione del Calcare Cavernoso sono risultate molto variabili; ciò non deve stupire in quanto la formazione stessa appare estremamente eterogenea nelle sue caratteristiche fisiche. Nell'interpretazione dei dati si è quindi privilegiato l'andamento proprio delle curve di resistività con particolare riferimento alla presenza dei flessi che indicano il passaggio tra due strati aventi differente resistività relativa ed è stato possibile fornire un modello interpretativo generalmente affidabile.

La variazione tra le quote piezometriche reali e quelle interpretate dalla geofisica è compresa entro un range di valori del 10-15% (come d'altronde è l'errore medio, ammesso per questo genere di prospezioni). Stesso discorso è possibile farlo per la stima delle quote del tetto e del substrato il che si tradurrebbe in scarti di ± 10-20 m.

L'interpretazione inerente alla tomografia elettrica di resistività di fig. 28 mostra uno spessore del complesso calcareo, al muro della faglia, pari a circa 200 - 220 m di cui circa 100 - 110 m saturi, individua la superficie piezometrica ad una quota compresa tra 150 e 170 m s.l.m. Il blocco di tetto, invece, è affetto da una maggiore indefinibilità, non essendo "visibile" il resistivo alla base delle coperture neogeniche; è probabile che tale passaggio sia posto ad una profondità maggiore di quella raggiunta dalla prospezione.

In conclusione, le indagini effettuate in questo studio, integrate con quelle fatte in passato, forniscono un quadro abbastanza realistico dell'assetto geometrico-strutturale dell'acquifero nella sua porzione nord-occidentale. Nella parte settentrionale, compresa tra Abbadia Isola e Monteriggioni, dalla cartografia è

segnalata la presenza di una faglia che a nord di Monteriggioni mette in contatto i terreni della Breccia di Grotti con le sottostanti formazioni ofiolitifere delle Unità Liguri affioranti, (sezione idrogeologica 4-4' - fig.48), di cui però non è possibile definire l'assetto in profondità, a causa della mancanza di dati.

I S.E.V. 5 e 7 forniscono un quadro caratterizzato da strati relativamente conduttivi, che sovrastano un resistivo di base. Il S.E.V. 5, ubicato presso l'abitato di Uopini, presenta degli strati conduttivi che non superano mai i 70 Ω·m sovrastanti un resistivo profondo corrispondente al tetto del substrato. La presenza, nella zona, di faglie normali hanno portato alla formazione di fosse e pilastri tettonici che dislocano la suddetta sequenza rendendola di complessa interpretazione. Ciò porta a pensare a possibili scambi idrici tra i diversi blocchi, mettendo anche in evidenza come le formazioni calcaree vadano verso un loro progressivo assottigliamento procedendo da ovest verso est.

4.2 Esplorazioni geofisiche ex-novo 2012-2013

Alla luce dei risultati delle indagini geoelettriche realizzate sino al 2010, è stata pianificata una nuova ricognizione di tipo sismico. La nuova campagna esplorativa ha avuto tre scopi principali:

- integrare i dati nel Piano di Rosia;
- utilizzare una nuova e differente metodologia esplorativa, per aiutare a risolvere possibili incertezze ed ambiguità legate all'interpretazione dei dati geoelettrici SEV così da validare il modello geometrico dell'acquifero;
- confrontare i risultati ottenuti tra le differenti metodologie di esplorazione.

In dettaglio, sono state realizzate con la propria strumentazione ed interpretate direttamente dallo scrivente, una serie di prospezioni con l'acquisizione di onde superficiali per lo più ubicate nell'area del Piano di Rosia e dintorni.

Di seguito le tipologie di sondaggio geofisico realizzate:

- n. 25 Analisi sismiche a stazione singola tipo HVSR (passive);
- n. 4 stendimenti sismici eseguiti con tecnica MASW (attive);
- N.1 Antenna sismica elaborata con tecnica ESAC (passiva).

I risultati della campagna geofisica ex-novo hanno permesso di integrare ed aggiornare il modello geometrico di riferimento riportato in Migliorini et. al. 2012, individuando, in particolare, nuove profondità per il tetto dell'acquifero rappresentato dal Calcare Cavernoso/Breccia di Grotti.

I dati acquisiti dalla campagna sismica sono stati interpretati alla luce, sia delle informazioni pregresse disponibili sia rispetto alle risultanze di indagini dirette come ad esempio quello profondo realizzato tra dicembre 2013 e gennaio 2014 in località Santa Colomba, nel Comune di Monteriggioni (SI), vedi par. 4.3.

4.2.1 Indagini su antenna sismica

Per lo studio in oggetto sono state applicate due differenti metodologie di acquisizione su array sismico. In dettaglio, si tratta dei metodi MASW (Multichannel Analysis Surface Waves) (Park et al., 1999; Xia et al., 1999) ed ESAC (Extended Spatial Auto-Correlation) (Ohori et al., 2002) entrambi basati sulla propagazione "dispersiva" delle onde sismiche superficiali in mezzi stratificati. Lo scopo di entrambi i metodi è risalire ad una caratteristica curva del terreno (diagramma di dispersione) che mette in relazione frequenza e velocità delle fasi sismiche Superficiali (Rayleigh). Tale curva è direttamente correlata alla struttura fisico-meccanica del sottosuolo e consente attraverso apposite metodologie d'inversione numerica di risalire indirettamente all'andamento delle velocità delle onde di taglio S (profilo Vs), come illustrato in figura 29.

La metodologia MASW è realizzata attraverso la posa di stendimenti lineari di sensori (geofoni), sollecitati in modo artificiale attraverso colpi di martello inferti al terreno o gravi in caduta al suolo (Sismica Attiva).

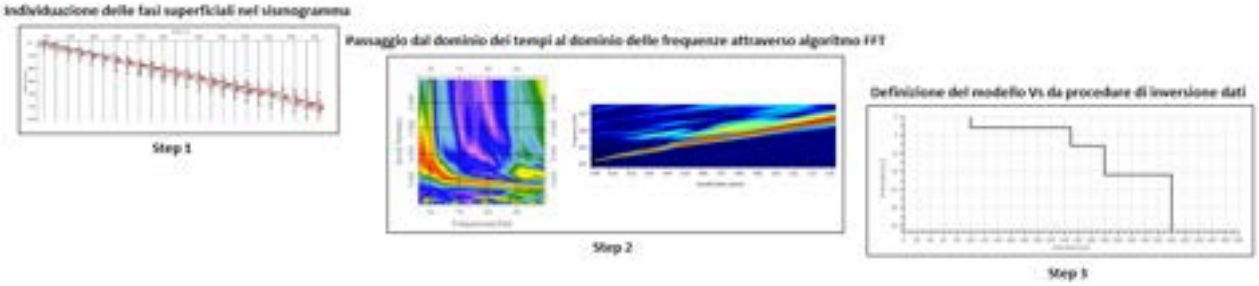


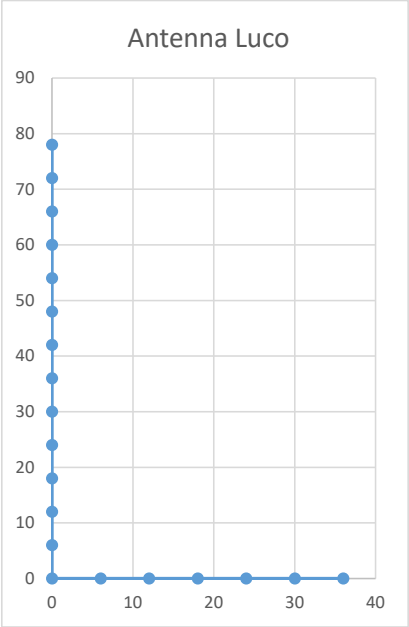
Figura 29: Step di analisi per l'indagine MASW

Il metodo ESAC sfrutta, invece, una disposizione geofonica irregolare su stendimenti bidimensionali (generalmente a croce o ad L). In questo caso non è prevista alcuna energizzazione diretta, il segnale registrato dai diversi sensori è dovuto infatti alle Vibrazioni Ambientali (Sismica Passiva). Si tratta di una vibrazione sempre presente nel terreno legata sia a cause antropiche (traffico veicolare, produzione industriale) che naturale (agenti atmosferici, onde marine) (Arai & Tokimatsu, 2005).

La principale differenza tra le due metodologie sismiche consiste nella profondità di indagine e nella risoluzione per gli strati maggiormente superficiali: l'indagine MASW risulta maggiormente adatta a caratterizzare profondità dell'ordine dei 20-30 m mentre l'ESAC è funzionale per profondità superiori (50-100 m). Il fatto che l'ESAC, infatti, sfrutti come sorgente di energia le Vibrazioni Ambientali consente di ottenere curve maggiormente dettagliate sulle basse frequenze, migliorando la capacità di esplorazione profonda a discapito della risoluzione superficiale (Strobbia C., 2003).

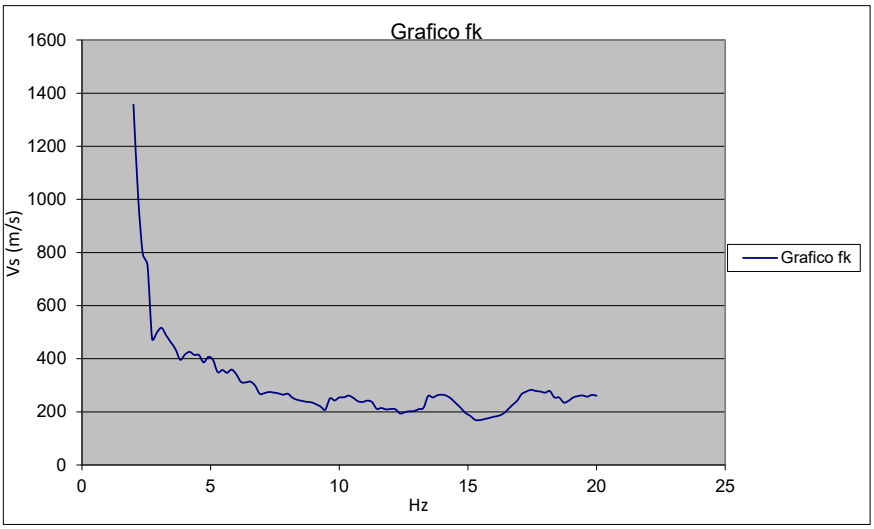
Le n. 4 acquisizioni tipo MASW sono state realizzate attraverso n. 20 geofoni ad oscillazione verticale e frequenza propria di 4.5 Hz accoppiati al suolo con interdistanza di 3 m (lunghezza totale delle linee 57 m). Per gli scoppi esterni è stata utilizzata una mazza battente di 8 kg ed i segnali sono stati registrati con sismografo DOREMI prodotto dall'azienda SARA Instruments S.r.l. di Perugia. In figura 30 è possibile, invece, osservare la distribuzione geofonica utilizzata per l'array 2d tipo ESAC (fig. 30a) e la curva di dispersione

conseguente all'analisi ESAC (fig. 30b). La strumentazione di campagna è la medesima utilizzata per le acquisizioni MASW. Le Vibrazioni Ambientali sono state registrate per un tempo di 20 minuti.



Geofono	x (m)	y (m)
G1	0	78
G2	0	72
G3	0	66
G4	0	60
G5	0	54
G6	0	48
G7	0	42
G8	0	36
G9	0	30
G10	0	24
G11	0	18
G12	0	12
G13	0	6
G14	0	0
G15	6	0
G16	12	0
G17	18	0
G18	24	0
G19	30	0
G20	36	0

a)



b)

Figura 30: Analisi sismica passiva tipo ESAC eseguita su array 2D

La figura 31 mostra i grafici di dispersione delle 4 MASW eseguite, analizzando questi grafici insieme ai profili di velocità delle Vs di figura 32 emergono alcuni aspetti e considerazioni sulle proprietà sismiche dei terreni di copertura nei primi 30-40 m di profondità del Piano di Rosia.

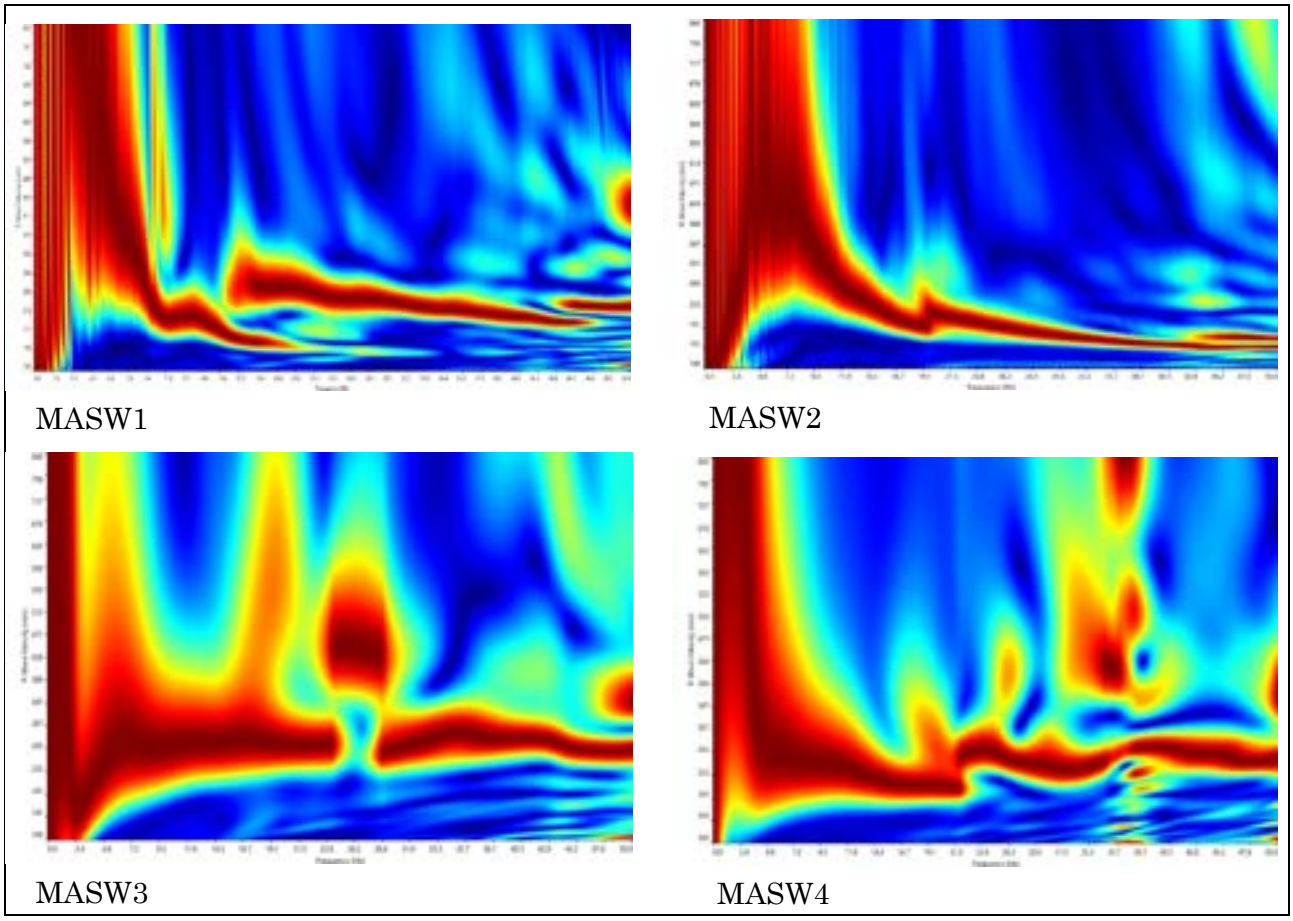


Figura 31: Curve di dispersione delle 4 MASW

In particolare la MASW 3 è stata eseguita al bordo della valle del Piano di Rosia e appare rappresentativa solo di una situazione locale e non tale da poterla estrapolare ad un territorio più ampio, motivo per cui viene sostanzialmente scartata per le elaborazioni e considerazioni dei successivi paragrafi. Invece i profili di Vs delle MASW 1, 2 e 4 presentano andamenti simili e paragonabili tra loro e rappresentativi dell'area di studio.

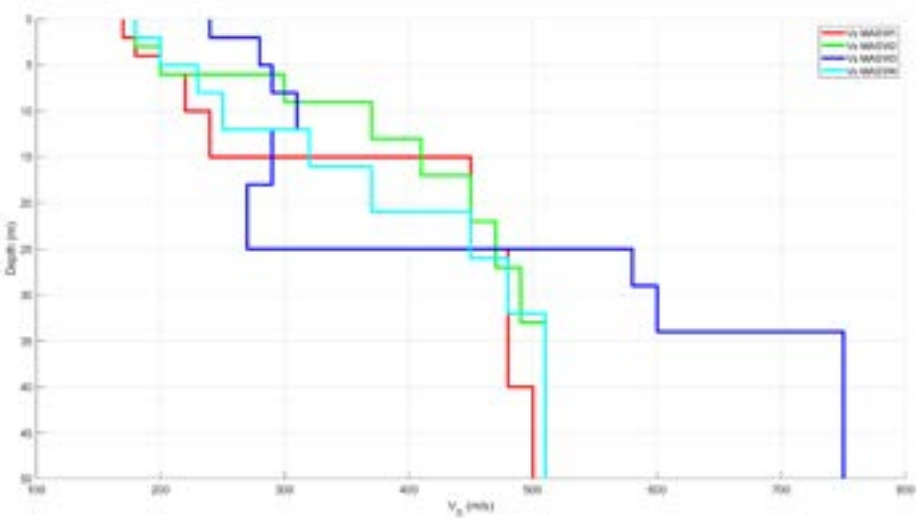


Figura 32: Sovrapposizione dei 4 profili di Vs delle indagini MASW

4.2.2 Sismica passiva di superficie a stazione singola (HVSR)

Accanto alle metodologie su antenna (MASW-ESAC) sono state eseguite n. 25 misurazioni di tipo passivo su stazione singola HVSR (Arai e Tokimatsu, 2005).

Questa metodologia permette, con una logistica semplice e con spazi limitati, di ottenere informazioni esaurienti allo scopo, raggiungendo profondità considerevoli, superiori rispetto alle normali tecniche di sismica superficiale come quella a rifrazione.

L'indagine HVSR consiste nel registrare attraverso un'unica stazione di misura (velocimetro tridirezionale) le 3 componenti di moto della Vibrazione Ambientale. Dal rapporto di ampiezza fra le componenti HVSR, ovvero "Horizontal to Vertical Spectral Ratios" è possibile risalire alla principale frequenza di "risonanza" di sito (F0). In figura 35 è possibile osservare l'elaborazione di una registrazione a stazione singola: il massimo nella curva dei rapporti spettrali HVSR rappresenta la F0.

La frequenza di risonanza F0, oltre a dare una indicazione preliminare sull'entità dei possibili effetti stratigrafici di sito, ossia l'insieme delle variazioni in ampiezza, durata e contenuto in frequenza che un moto sismico subisce attraversando le coperture sedimentarie, può essere informativa rispetto alla profondità del substrato sismico (che in questo caso ragionevolmente coincide con quello geologico rappresentato dalla Breccia di Grotti/Calcare Cavernoso).

In dettaglio, come esposto in seguito, i dati di velocità Vs ottenuti con le antenne sismiche (MASW ed ESAC), sono stati sfruttati per la realizzazione di un "abaco ad hoc" che ha permesso l'interpretazione in chiave "stratigrafica" dei risultati delle numerose indagini HVSR.

Ogni registrazione HVSR è stata realizzata con strumento SARA SR04 Geobox della ditta Sara Instruments s.r.l. (fig. 33), ed ha avuto una durata di 20 minuti. I dati di campagna sono stati elaborati con il software Grilla dell'azienda Moho s.r.l. di Mestre secondo le raccomandazioni riportate in Picozzi e Albarello, 2007.

Figura 33: Attrezzatura tecnica per la realizzazione di indagini HVSR

Le analisi HVSR svolte nella zona di studio sono 25 e si sono concentrate nella zona sud-est del bacino della Montagnola Senese (fig. 34).

Le prove sono state realizzate in aree lontane dagli affioramenti rocciosi di Calcare Cavernoso e Breccia di Grotti, esclusivamente in aree nelle quali erano presenti terreni di copertura, come depositi alluvionali recenti, sabbie e argille, argille sabbiose, depositi lacustri e argille azzurre. Questo tipo di terreni è caratterizzato da un progressivo aumento di densità relativamente alla profondità, il che è condizione necessaria alla buona riuscita dell'indagine passiva HVSR.

Nel caso in esame si ha un passaggio generalmente netto da terreni poco densi (terreni di copertura) in superficie, a terreni con elevata densità (Calcare Cavernoso/Breccia di Grotti) in profondità.

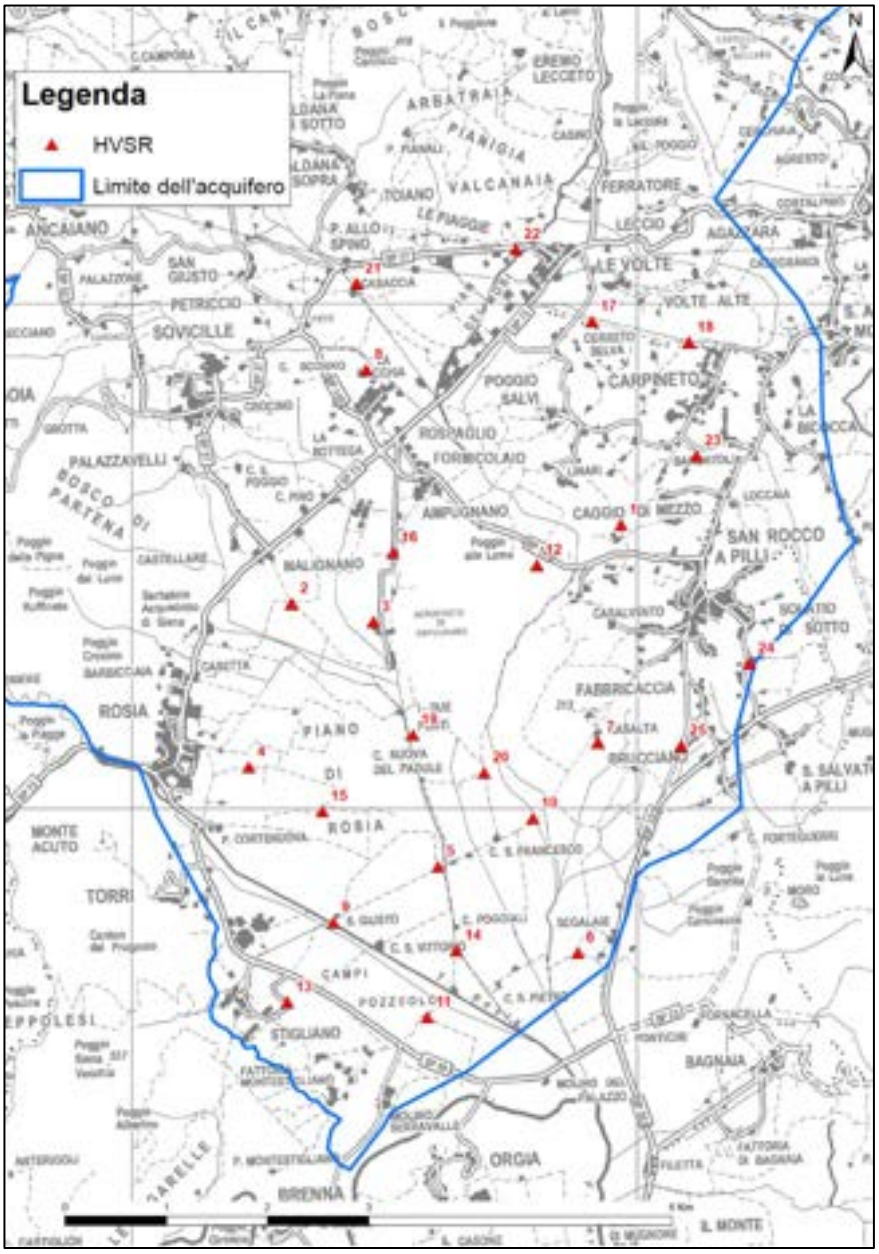


Figura 34: Punti di localizzazione delle prove HVSR

Le prove HVSR sono state svolte con lo scopo di ricostruire le profondità del tetto dell'acquifero della Montagnola Senese nelle zone dove sono presenti terreni di copertura in affioramento anche di notevoli spessori.

Sebbene la sismica passiva non sia in grado di fornire lo stesso dettaglio di una sismica a rifrazione o di un'indagine sismica in foro tipo down-hole, nelle applicazioni stratigrafiche risulta molto utile per una rapida individuazione del substrato e come paragone con le indagini Geoelettriche (SEV) già elaborate.

Analizzando le misure realizzate con tale metodologia, è possibile identificare le modalità di vibrazione del terreno e individuare la frequenza fondamentale (*f*) della relativa vibrazione (Fig. 35).

RAPPORTO SPETTRALE ORIZZONTALE SU VERTICALE

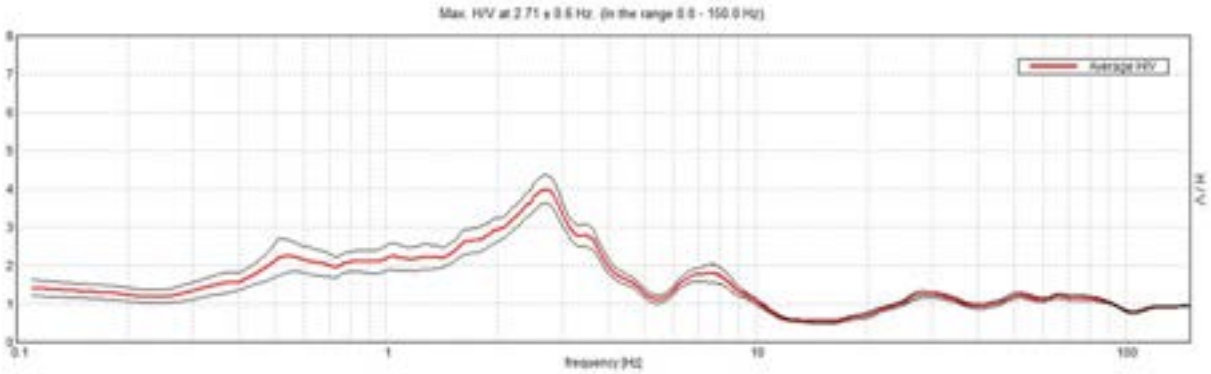


Figura 35: Grafico HVSR-T2, il picco fondamentale F0 è posto a 2,7 Hz

4.2.3 Abaco interpretativo HVSR

Il serbatoio dell'acquifero della Montagnola Senese è costituito dal Calcare Cavernoso/Breccia di Grotti. Per poterlo intercettare con indagini di sismica passiva è necessario conoscere il quadro stratigrafico generale che prevede, nel sottosuolo del Piano di Rosia, il passaggio tra le litologie superiori, rappresentate dai terreni di copertura e la formazione rocciosa che rappresenta il tetto dell'acquifero.

In Tabella 8 sono sintetizzati i risultati ottenuti dalle misurazioni HVSR con indicati i "picchi di risonanza" principali e secondari.

A questo punto si è proceduto all'interpretazione e alla correlazione dei dati dalle indagini tipo HVSR e tipo MASW/ESAC (vedi fig. 36 per la localizzazione). A tal proposito, si evidenzia che, analizzando i picchi di risonanza, si sono individuati tre range di frequenza relativi al picco principale:

a) Da 0,35 hz a 0,9 hz;
b) Da 1,2 hz a 2 hz;
c) Da 2,7 hz a 4,6 hz.

Codice	F0 (Hz)	A0	F1 (Hz)	A1	F2 (Hz)	A2	Profilo Vs
T1	0,90	2,3	1,8	2,3			MASW1/T20
T2	2,70	4,0	7,5	1,8			MASW2/T2
T3	1,30	3,3					ESAC/T21
T4	2,00	4,2	30,0	2,5			ESAC/T21
T5	0,35	12,0					MASW1/T20
T6	0,43	4,8					MASW1/T20
T7	0,80	4,6	18,0	2,2			MASW1/T20
T8	1,20	3,2	13,0	2,1	30,0	2,0	ESAC/T21
T9	0,60	4,2					MASW1/T20
T10	0,40	5,2					MASW1/T20
T11	0,55	2,8					MASW1/T20
T12	1,40	3,2	3,2	3,0			ESAC/T21
T13	4,60	3,0	15,0	2,0			MASW2/T2
T14	0,50	3,5					MASW1/T20
T15	0,75	2,6	3,2	2,1	7,0	1,9	MASW1/T20
T16	1,70	3,2					ESAC/T21
T17	2,80	2,8	14,0	2,2			MASW2/T2
T18	0,75	3,0	2,7	2,7	7,0	2,7	MASW1/T20
T19	0,45	4,5	3,1	2,7			MASW1/T20
T20	0,45	4,8					MASW1/T20
T21	1,25	4,8					ESAC/T21
T22	4,50	3,0	5,5	3,2			MASW2/T2
T23	1,45	3,1					ESAC/T21
T24	1,45	3,1					ESAC/T21
T25	1,45	2,5					ESAC/T21

Tabella 8: "picchi di risonanza" principali e secondari ottenuti dalle misurazioni HVSR

Come possiamo vedere, nella tabella è indicata con la lettera F, la Frequenza in Hz e con la lettera A l'Ampiezza, con F0 e A0 viene indicato il picco principale (quello con l'ampiezza maggiore) con F1, A1 e F2, A2 sono riportati tutti i picchi secondari.

Osservando la tabella 8, è possibile vedere che nell'ultima colonna è riportato il profilo Vs con indicata la MASW/ESAC di riferimento (vedi fig. 36), ovvero la stesa sismica che è stata scelta insieme all'analisi HVSR di riferimento, in generale quella più vicina e di buona qualità.

Queste tre coppie si riferiscono ai dati di partenza per effettuare le inversioni congiunte MASW/ESAC e HVSR che sono state elaborate e che hanno condotto ai 3 profili Vs di figura 37.

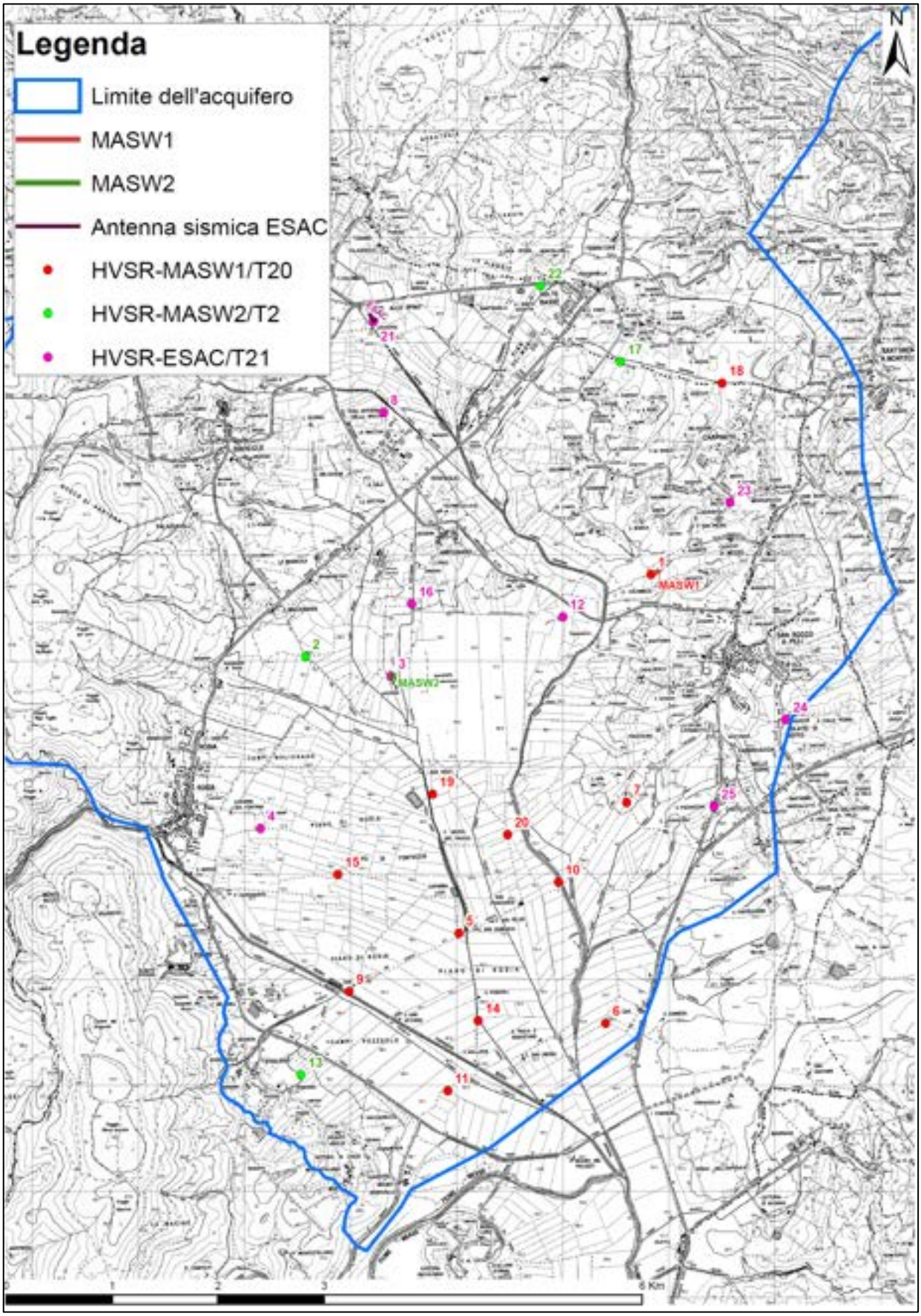
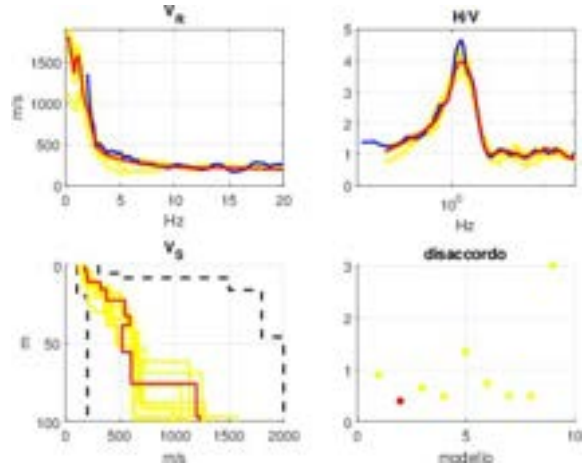
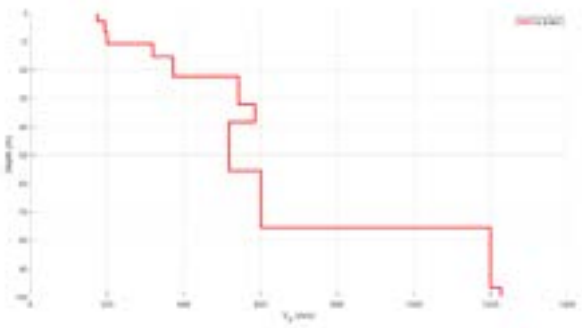


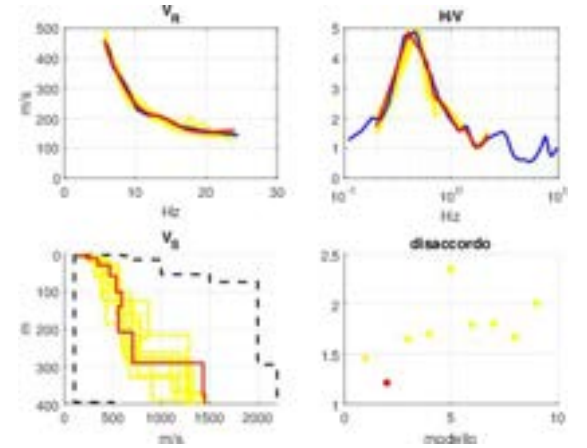
Figura 36: Correlazioni tra HVSR e MASW/ESAC di riferimento



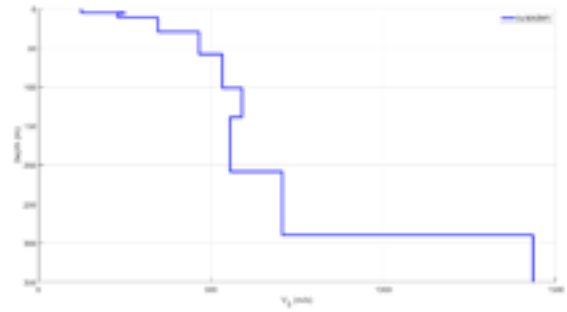
Elaborazione Vs da ESAC e T21



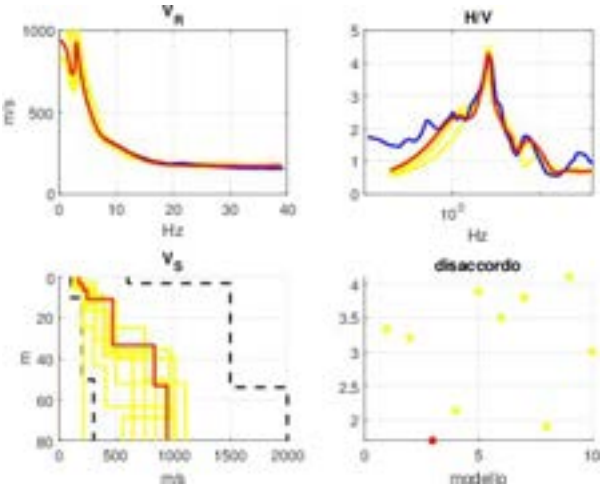
Profilo Vs da ESAC/T21



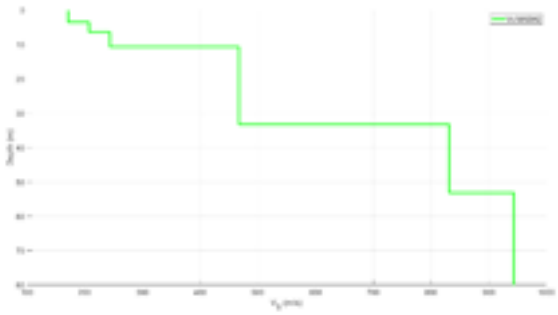
Elaborazione Vs da MASW1 e T20



Profilo Vs da MASW1/T20



Elaborazione Vs da MASW2 e T2



Profilo Vs da MASW2/T2

Figura 37: Elaborazioni MASW/ESAC con HVSR e relativi profili Vs

Di seguito vengono sintetizzati i passaggi che hanno permesso di realizzare un abaco "ad hoc" per l'interpretazione in chiave stratigrafica delle frequenze F0.

Ricordando che il valore della frequenza di risonanza è direttamente correlato allo spessore dei sedimenti di copertura che sovrastano un substrato rigido ed alla propagazione "media-equivalente" delle Vs nel

sottosuolo (Albarello et al., 2011), è stato possibile in funzione del valore F0 risalire alla profondità indicativa dell'interfaccia sedimenti/roccia sfruttando la nota relazione:

$$h \cong \frac{V_S}{4f_0}$$

dove:

h= profondità dell'interfaccia risonante

fo = frequenza di risonanza

[Vs] = Velocità media equivalente delle onde S sino all'interfaccia risonante.

Attraverso gli andamenti delle Vs nel sottosuolo (profili Vs) ricavati dalle inversioni numeriche congiunte delle curve di dispersione MASW/ESAC con le corrispondenti HVSR, è stato ricavato il termine incognito [Vs]. Per ciascun profilo Vs disponibile sono stati ricavati i valori di Vs media equivalente [Vs] utilizzando la relazione:

$$V_{seq} = \frac{H}{\sum_{strato=1}^{N} \frac{h(strato)}{V_s(strato)}}$$

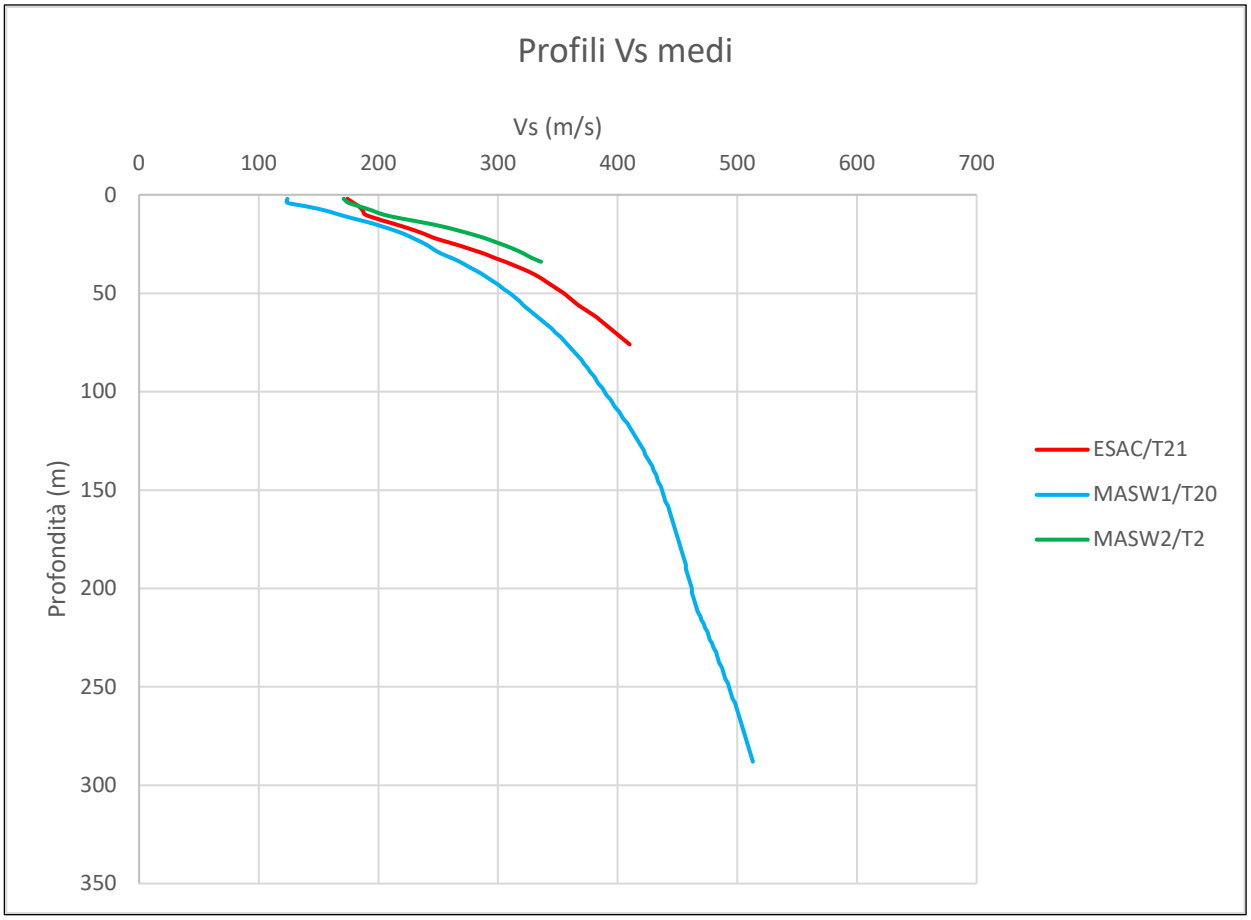


Figura 38: Profili di Vs medi per i 3 range di frequenza delle misure HVSR

La figura 38 mostra i profili medi della Vs utilizzati per ricavarsi il valore della profondità del picco fondamentale di ogni misura del rumore ambientale HVSR.

Ogni frequenza di risonanza è stata interpretata utilizzando l'abaco relativo alla misura su antenna che meglio descrive le condizioni geo-litologiche attese al punto di misura HVSR (in generale corrisponde con l'abaco relativo al profilo Vs in prossimità della misura a stazione singola). In tabella 9 i risultati ottenuti.

I dati ricavati da questo procedimento sono serviti per integrare e migliorare il modello geometrico dell'acquifero della Montagnola Senese nella zona del Piano di Rosia.

Codice	F0 (Hz)	A0	F1 (Hz)	A1	F2 (Hz)	A2	Profilo Vs	Vs media (m/s)		H (m)
T1	0,90	2,3	1,8	2,3			MASW1/T20	Vs111	400	111
T2	2,70	4,0	7,5	1,8			MASW2/T2	Vs29	320	29
T3	1,30	3,3					ESAC/T21	Vs75	390	75
T4	2,00	4,2	30,0	2,5			ESAC/T21	Vs44	350	44
T5	0,35	12,0					MASW1/T20	Vs379	530	379
T6	0,43	4,8					MASW1/T20	Vs296	510	296
T7	0,80	4,6	18,0	2,2			MASW1/T20	Vs137	440	137
T8	1,20	3,2	13,0	2,1	30,0	2,0	ESAC/T21	Vs85	410	85
T9	0,60	4,2					MASW1/T20	Vs196	470	196
T10	0,40	5,2					MASW1/T20	Vs325	520	325
T11	0,55	2,8					MASW1/T20	Vs218	480	218
T12	1,40	3,2	3,2	3,0			ESAC/T21	Vs71	400	71
T13	4,60	3,0	15,0	2,0			MASW2/T2	Vs10	180	10
T14	0,50	3,5					MASW1/T20	Vs245	490	245
T15	0,75	2,6	3,2	2,1	7,0	1,9	MASW1/T20	Vs146	440	146
T16	1,70	3,2					ESAC/T21	Vs51	350	51
T17	2,80	2,8	14,0	2,2			MASW2/T2	Vs27	300	27
T18	0,75	3,0	2,7	2,7	7,0	2,7	MASW1/T20	Vs140	420	140
T19	0,45	4,5	3,1	2,7			MASW1/T20	Vs283	510	283
T20	0,45	4,8					MASW1/T20	Vs283	510	283
T21	1,25	4,8					ESAC/T21	Vs80	400	80
T22	4,50	3,0	5,5	3,2			MASW2/T2	Vs11	190	11
T23	1,45	3,1					ESAC/T21	Vs67	390	67
T24	1,45	3,1					ESAC/T21	Vs67	390	67
T25	1,45	2,5					ESAC/T21	Vs67	390	67

Tabella 9: Spessori delle coperture ricavati per ogni HVSR secondo i 3 profili di Vs

In sintesi le prospezioni geofisiche analizzate nelle varie campagne di indagine hanno ampliato in maniera significativa le conoscenze della geometria dell'acquifero, in particolare riguardo alla stima della profondità del tetto e della base del serbatoio idrico e di conseguenza alla stima degli spessori saturi utili a definire anche l'entità delle riserve idriche. Inoltre le indagini hanno aiutato a comprendere la geometria di alcune zone ai limiti dell'acquifero, elemento fondamentale per la realizzazione di una sua modellazione.

Permane, comunque, una certa lacunosità nelle conoscenze relative alla geometria dell'acquifero; questa può essere compensata con altre indagini geofisiche, ma soprattutto con dati stratigrafici diretti. Alcuni di questi sono stati raccolti fra quelli presenti nelle banche dati regionali e con l'esecuzione di un sondaggio esplorativo ex novo che ha attraversato tutto l'acquifero della Montagnola Senese (vedi par. 4.3).

4.3 Indagini geognostiche dirette

In contemporanea alla raccolta dei dati geofisici è stata effettuata una ricerca accurata anche dei dati stratigrafici diretti (vedi esempio di fig. 39). Queste perforazioni sono rappresentate da pozzi e sondaggi geognostici più o meno profondi (estratte dalla banca dati BDSRI della Regione Toscana) e sono di fondamentale utilità perché forniscono informazioni dirette sui litotipi e i loro spessori, fornendo quindi stratigrafie che hanno inoltre permesso di ritarare le interpretazioni delle indagini indirette fino ad ora effettuate; ciò ha consentito di definire in maniera più realistica, la geometria dell'acquifero in esame. Tali informazioni sono state filtrate in funzione delle descrizioni litologiche escludendo così quelle con stratigrafie non appropriate con la geologia dell'area di studio.

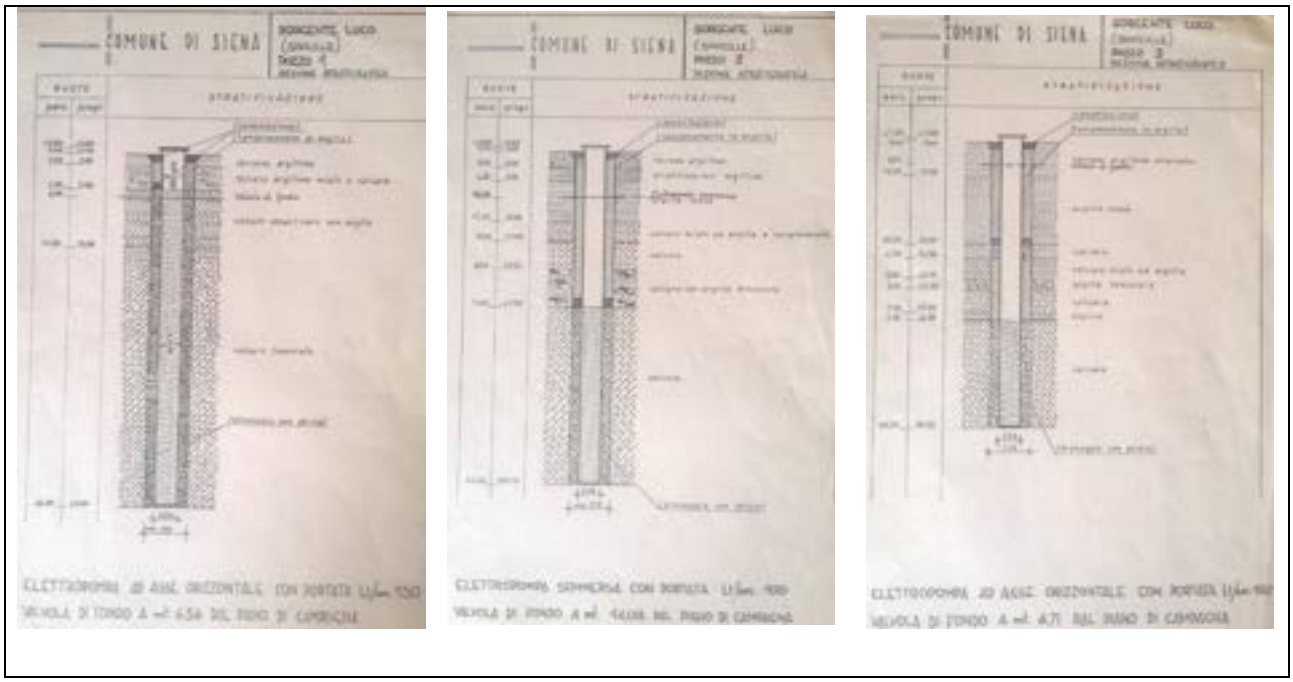
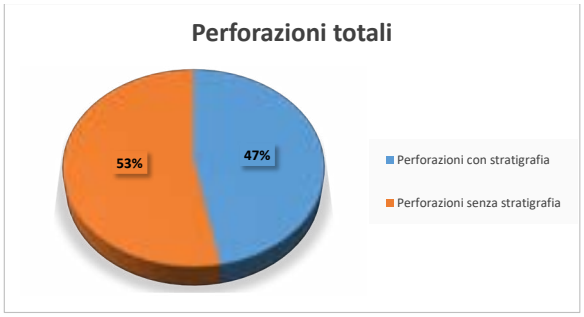


Figura 39: Schemi stratigrafici di n.3 opere del campo pozzi del Luco

Nell'area in esame sono presenti 334 perforazioni, delle quali 157 con stratigrafia (fig. 40a), considerando come tali sia i 327 pozzi che i 7 sondaggi (fig. 40b). Delle 157 perforazioni con stratigrafia presenti nella zona in esame, 150 sono riferite a pozzi e 7 a sondaggi esplorativi (fig. 40c).

Per quanto riguarda le perforazioni senza stratigrafia sono tutte relative a pozzi (fig. 40d), in quanto il loro numero coincide con quello delle perforazioni senza stratigrafia.

Inoltre, attraverso l'analisi delle stratigrafie, è stato possibile stabilire il numero dei pozzi che raggiungono o non raggiungono il substrato metamorfico dell'acquifero (fig. 40e).



Perforazioni con stratigrafia	Perforazioni senza stratigrafia	Perforazioni totali
157	177	334

Figura 40a: Suddivisione in perforazioni con stratigrafia e senza stratigrafia

Pozzi	Sondaggi	Perforazioni totali
327	7	334

Figura 40b: Suddivisione in pozzi e sondaggi

Pozzi con stratigrafia	Sondaggi con stratigrafia	Perforazioni con stratigrafia
150	7	157

Figura 40c: Suddivisione pozzi con stratigrafia e sondaggi con stratigrafia

Pozzi con stratigrafia	Pozzi senza stratigrafia	Pozzi totali
150	177	327

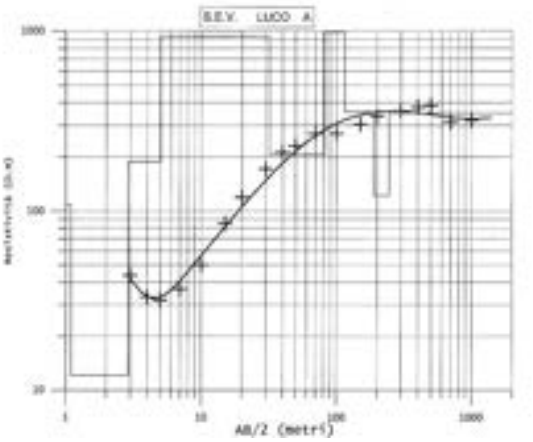
Figura 40d: Suddivisione pozzi con stratigrafia e pozzi senza stratigrafia

Perforazioni che raggiungono il substrato	Perforazioni che non raggiungono il substrato
8	149

Figura 40e: Suddivisione perforazioni con stratigrafia che raggiungono e non raggiungono il substrato

Fra le indagini geognostiche dirette utilizzate, la più significativa è rappresentata dall'esecuzione di un sondaggio esplorativo (del quale lo scrivente è stato Progettista e Direttore Lavori, su incarico della Provincia di Siena) in un'area ubicata nel Comune di Monteriggioni vicino alla località Madonnino Rosso, a sud-est dell'abitato di Santa Colomba, lungo la strada provinciale di Montemaggio (Capacci et al. 2018). In base ai risultati dell'indagine geofisica, ivi effettuata nella fase di progettazione (Fig. 41), si è ipotizzato che qui, si potesse raggiungere il substrato dell'acquifero (presumibilmente rappresentato dal basamento metamorfico del Verrucano) a circa 250 m di profondità dal piano campagna.

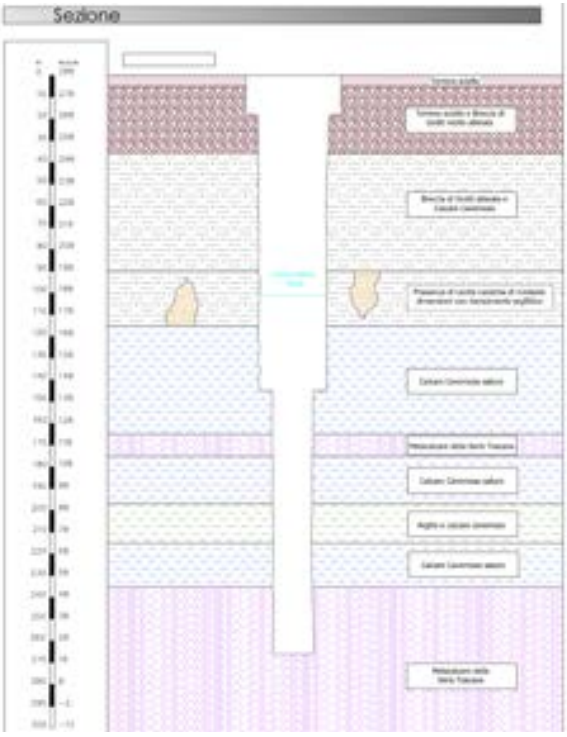
Il progetto esecutivo, ha dunque previsto la realizzazione di un sondaggio esplorativo di lunghezza poco superiore a tale profondità (circa il 10%) soprattutto per questioni di budget economico.



Strato	Resistività	Spessore	Prof. tetto	Quota tetto	Litotipo
n.	(Ohm.m)	(m)	(m)	(m) s.l.m.	
1	108.29	1.10	0	294.00	Suolo
2	12.12	1.80	-1.10	292.90	Terre rosse
3	187.86	2.15	-2.90	291.10	Breccia di Grotti
4	934.17	26.90	-5.05	288.95	Calcare cavernoso
5	207.12	50.18	-31.95	262.05	Calcare cavernoso
6	987.41	33.42	-82.13	211.87	Calcare cavernoso
7	356.02	73.11	-115.55	178.45	Calcare cavernoso saturo H_2O
8	122.38	56.80	-188.66	105.34	Calcare cavernoso saturo H_2O
9	351.46	inf.	-245.46	48.54	Basamento serie toscana

Figura 41: Sondaggio elettrico verticale S.E.V., preliminare alla realizzazione della perforazione

Per quanto attiene alla caratterizzazione litostratigrafica del sottosuolo, sulla base delle risultanze delle analisi del cuttings della perforazione e delle indagini geofisiche effettuate, il sottosuolo esplorato è stato suddiviso in Unità principali descritte in figura 42, alla quale si rimanda per quanto riguarda le profondità di rinvenimento delle diverse Unità Litostratigrafiche; la sezione stratigrafica riportata in figura 43, insieme alle risultanze grafiche dei due logs in foro effettuati alla fine della perforazione, meglio illustra la sequenza dei terreni ed i relativi spessori incontrati durante la perforazione medesima.



Strato	Spessore	Da	A	Litotipi
n.	(m)	(m)	(m)	
1	5	0	5	Terreno sciolto
2	31	5	36	Terreno sciolto e Breccia di Grotti molto alterata
3	54	36	90	Breccia di Grotti alterata e Calcare cavernoso
4	25	90	115	Calcare cavernoso con cavità carsiche di modeste dimensioni
5	50	115	165	Calcare cavernoso saturo H_2O
6	10	165	175	Metacalcare della serie Toscana
7	22	175	197	Calcare cavernoso saturo H_2O
8	18	197	215	Argille e Calcare cavernoso saturo H_2O
9	20	215	235	Calcare cavernoso saturo H_2O
10	31	235	266	Metacalcare della serie Toscana

Figura 42: Stratigrafia e descrizione delle diverse unità litologiche attraversate nella perforazione

L'analisi della stratigrafia sopraelencata porta a rilevare alcuni aspetti particolari:

- Fino a circa 36 m il terreno perforato si presenta in gran parte come materiale sciolto o comunque non molto consistente, questo fatto ci può indicare che probabilmente si tratta in gran parte del riempimento di una dolina;
- Lo strato n. 6 da 165 m a 175 m è stato inserito come metacalcare in relazione ai risultati del cuttings e tenendo conto che calcare cavernoso e metacalcare possono essere stati tettonicamente attivi e piegati.

I due Logs geofisici eseguiti sia dopo l'esecuzione della perforazione di diametro di 311 mm prima del rivestimento (fino a -141 m dal p.c.) che al termine della perforazione fino all'inizio del tratto rivestito (tra -266 m e -145 m dal p.c.), hanno reso possibile analizzare tutta la verticale del sondaggio consentendoci di individuare le zone con maggiori venute idriche, variazioni di litologia, di temperatura e varie anomalie.

I dati da essi ricavati hanno così permesso di verificare, confermandole, le considerazioni stratigrafiche dedotte dall'analisi del cuttings come l'individuazione di livelli lentiformi di spessore variabile, di "argille rosse" (terreni a bassa permeabilità) all'interno del calcare cavernoso, come ad esempio tra i 197 m ed i 215 m di profondità (vedi fig.43).

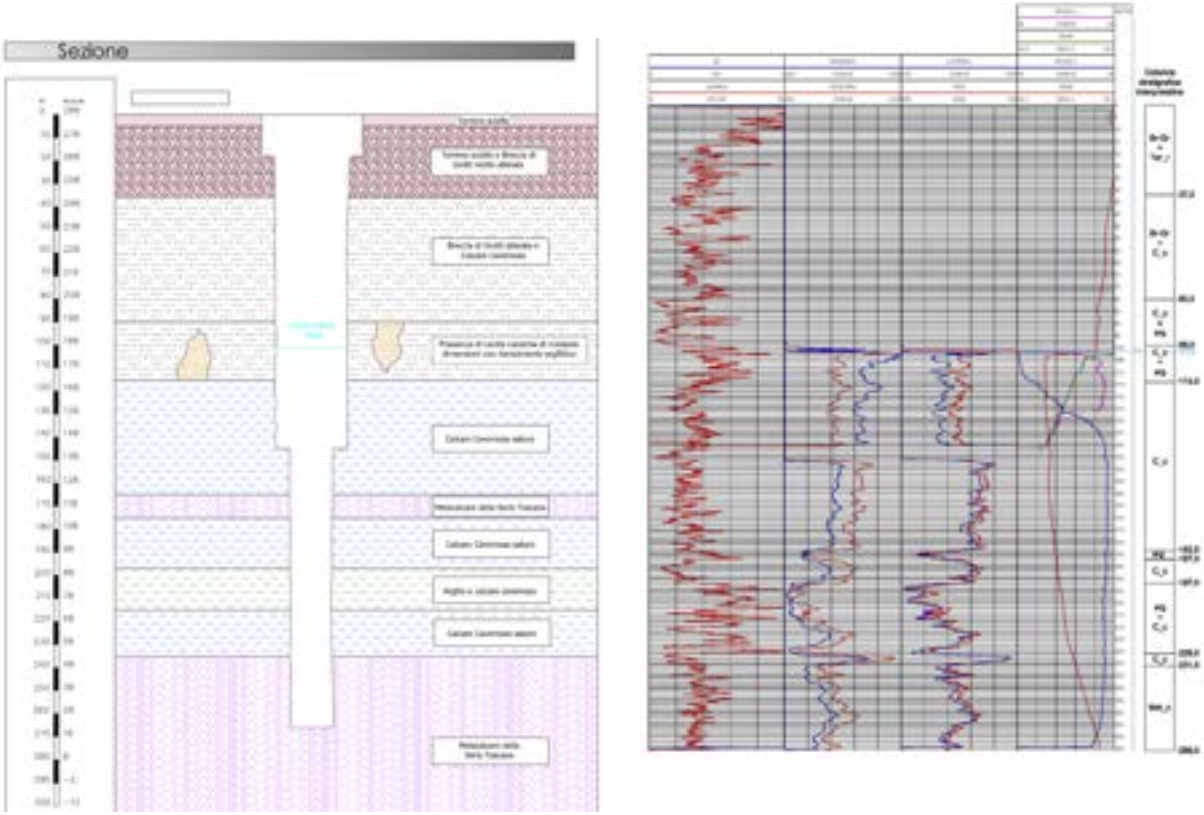


Figura 43: Sezione stratigrafica del sondaggio e sintesi dei due logs in foro

Gli ultimi 30 metri di perforazione testimoniano, attraverso l'analisi del cuttings, la presenza di metacalcare (metamorfico). La previsione era quella di raggiungere una formazione particolarmente compatta così da poter rappresentare il substrato dell'acquifero. In realtà, la compattezza della formazione metamorfica ritrovata è poco diversa da quella del calcare cavernoso e non consente di poter affermare con sicurezza che

è stata raggiunta la base dell'acquifero. Possiamo però affermare che a partire dai 235 m di profondità, vi sia un graduale cambio litologico e un aumento significativo del gradiente termico. L'aumento di temperatura dell'acqua, sia esso dovuto al solo flusso di calore oppure derivante dall'arrivo nella falda suddetta di fluidi geotermici a bassa entalpia provenienti dall'acquifero geotermico regionale, porta comunque a concludere che a tale profondità la falda di acqua dolce attualmente utilizzata trova il suo naturale substrato.

4.4 Quadro di unione dei dati

I dati fin ora presentati, studi pregressi e recenti, permettono di ricostruire l'assetto geometrico dell'acquifero in modo abbastanza preciso e congruente con quello geologico strutturale. Le elaborazioni che seguono sono state realizzate tramite operazioni di gridding e contouring (utilizzando programmi di interpolazione associati ad un GIS) partendo dai dati stratigrafici archiviati in data-base realizzati con fogli di calcolo, integrati con punti estratti da porzioni di DTM opportunamente selezionati secondo le litologie affioranti.

4.4.1 La banca dati

Quando parliamo di censimento idrogeologico ci riferiamo alla raccolta, l'analisi, la classificazione ed il controllo dei dati e dei documenti di interesse idrogeologico esistenti su un determinato territorio (Celico, 1986).

Per raggiungere la migliore gestione e utilizzazione delle informazioni geo-stratigrafiche ed idrogeologiche relative al sottosuolo dell'area di studio è stato necessario procedere in tre fasi distinte. Nella prima ci siamo preoccupati di raccogliere i dati storici esistenti in grado di fornire indicazioni circa la stratigrafia del sottosuolo e la dinamica dell'acquifero. Infatti dopo aver raccolto e controllato, ove possibile, l'esattezza dei dati a nostra disposizione, le informazioni sono state integrate con i risultati dei monitoraggi continui che sono stati effettuati (piezometrici e chimici).

Nella seconda fase, durante la realizzazione del data-base (figura 44) è stato fatto riferimento al catasto pozzi della Provincia di Siena, oggi confluito in quello nella Regione Toscana, ai dati del SIRA (Regione Toscana), ai sondaggi relativi al progetto VEL e ai dati stratigrafici presenti nei Piani Strutturali dei Comuni all'interno dell'area in studio tutti presenti nella banca dati BDSRI https://www.regione.toscana.it/-/banche-dati-sottosuolo.

La struttura del DBMS idrogeologico realizzato, ha come chiave primaria un campo identificativo con un codice progressivo (COD_UNI) che identifica ogni singolo pozzo (in tutto sono stati inseriti 334 pozzi/sondaggi di cui 157 contengono anche la stratigrafia), altri attributi che riportano altri codici identificativi o della Provincia o della Regione, è inoltre possibile visualizzare in quali pozzi è stata effettuata una o più campagne di rilevamento piezometrico o sono state effettuate analisi chimiche.

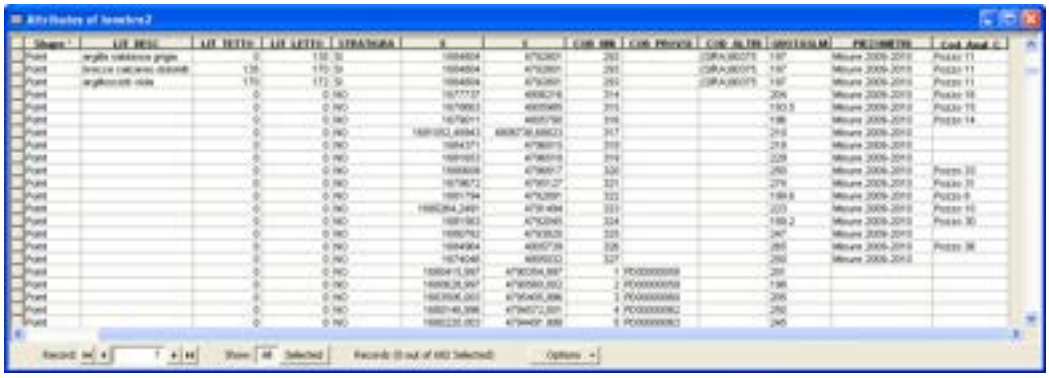


Figura 44: Estratto data-base dei pozzi che ricadono nell'acquifero della Montagnola Senese

Questo passaggio ha consentito di approntare un Geodatabase in ambiente GIS (vedi figura 45) che si interfaccia con Access ed ha permesso di organizzare in maniera fruibile la grande quantità e varietà di informazioni raccolte.

All'interno della banca dati si possono individuare 4 contenitori principali: Chimica, Dinamica, Geometria e Indagini.

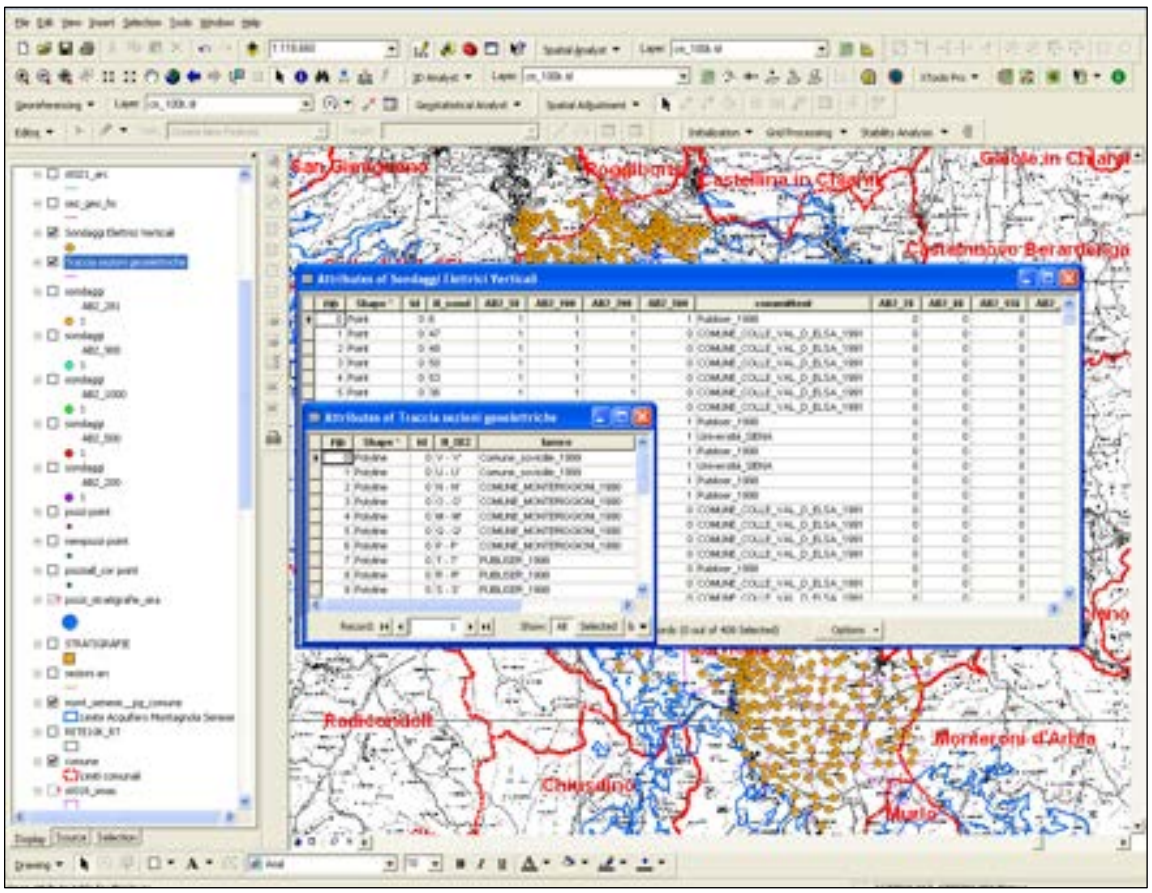


Figura 45: Esempio del database relazionale in ambiente ArcMap

A questo scheletro iniziale (dati fino al 2010) è seguita poi una terza fase di lavoro durante il quale sono state inserite le nuove informazioni ricavate dalle indagini geognostiche dirette ed indirette effettuate (HVSR, MASW, SEV, sondaggio profondo ecc.), che hanno permesso di aggiornare la banca dati precedentemente creata.

Nel Geodatabase (vedi figura 46) sono contenuti tutti i dati aggiornati relativi all'acquifero in esame suddivisi per tipologia di informazioni.

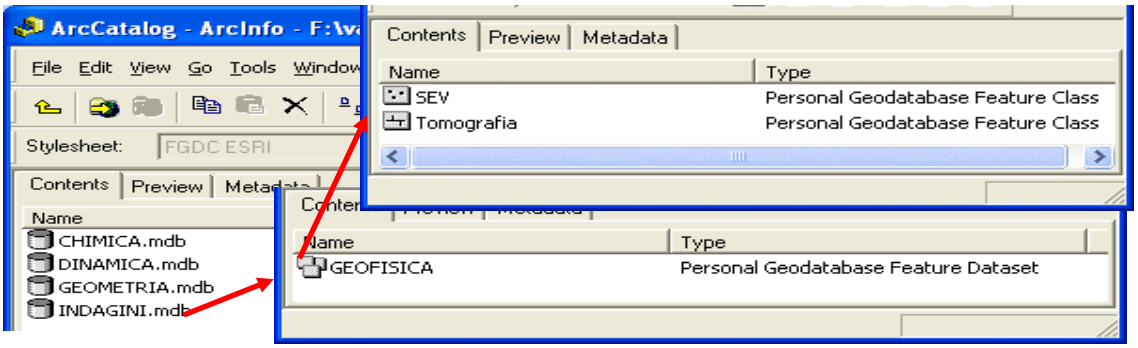


Figura 46: Esempio del geodatabase relazionale creato in ambiente ArcCatalog

4.4.2 Le sezioni idrogeologiche

In figura 49 sono illustrati i punti quotati che sono stati utilizzati per la ricostruzione del tetto e del substrato dell'acquifero (Migliorini et al., 2012). In particolare i punti del tetto nella parte affiorante, costituita dalle formazioni del Calcare Cavernoso e della Breccia di Grotti, corrispondono ai dati della superficie topografica estratti dal DTM 10x10 m che fornisce dati con buona definizione; nelle restanti aree, dove il complesso calcareo è subaffiorante, i dati sono stati acquisiti tramite le prospezioni geofisiche, le stratigrafie dei pozzi e le sezioni idrogeologiche redatte (vedi figure 47, 48). Al fine di addivenire ad una corretta interpolazione dei dati si è infine reso necessario utilizzare dei punti quotati esterni al limite dell'area di studio per ottenendo così una migliore individuazione dei limiti dell'acquifero a spessore "zero".

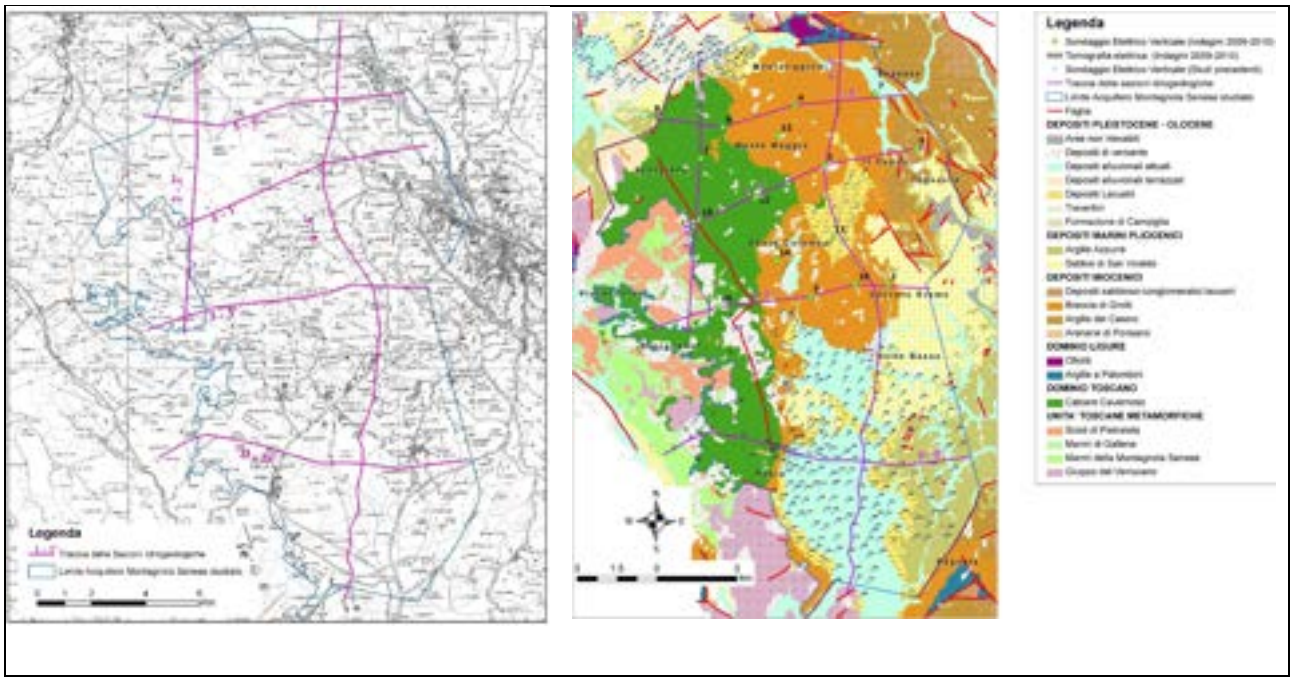


Figura 47: Carta delle tracce delle sezioni idrogeologiche con carta geologica (Migliorini et al., 2012)

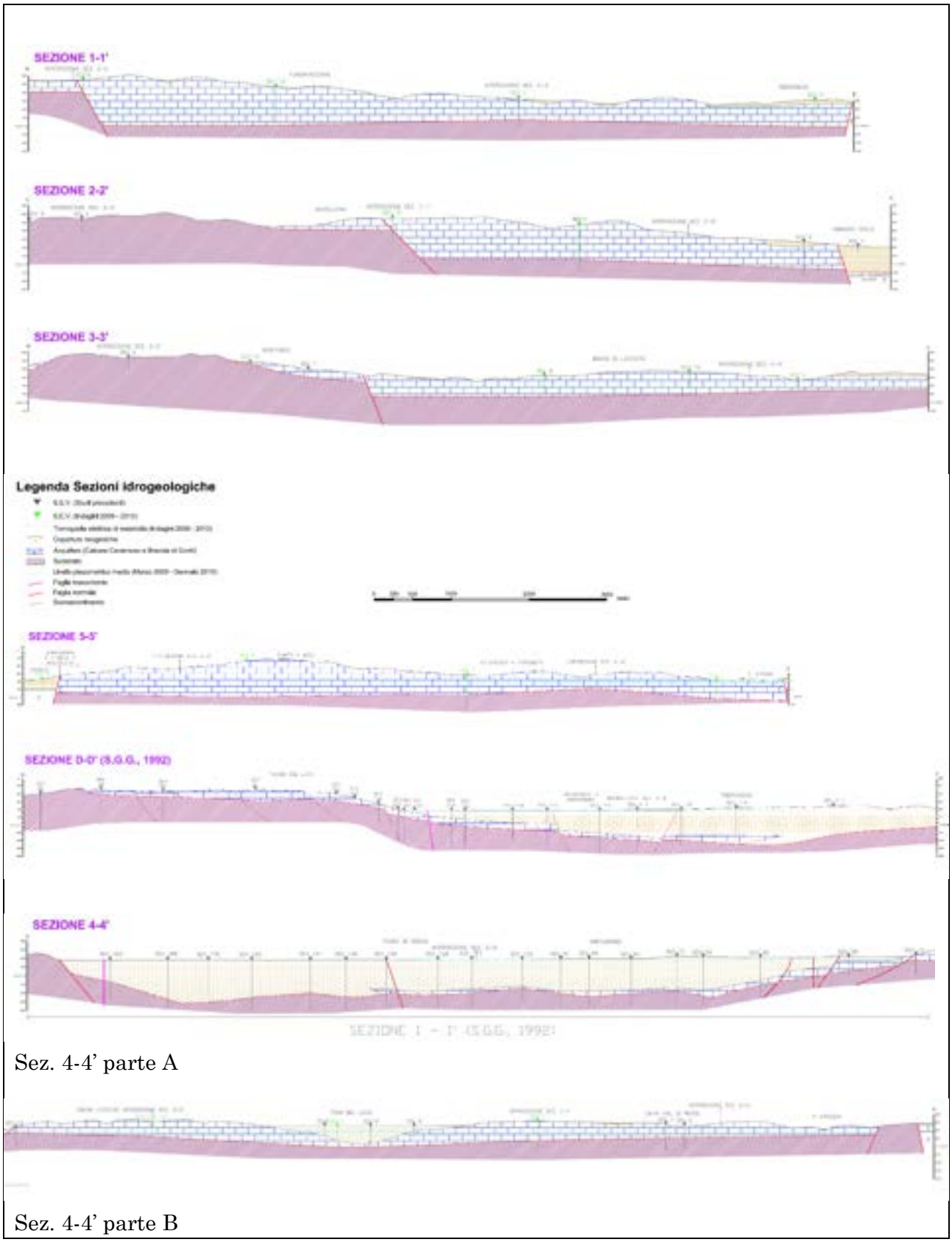


Figura 48: Sezioni idrogeologiche (Migliorini et al., 2012)

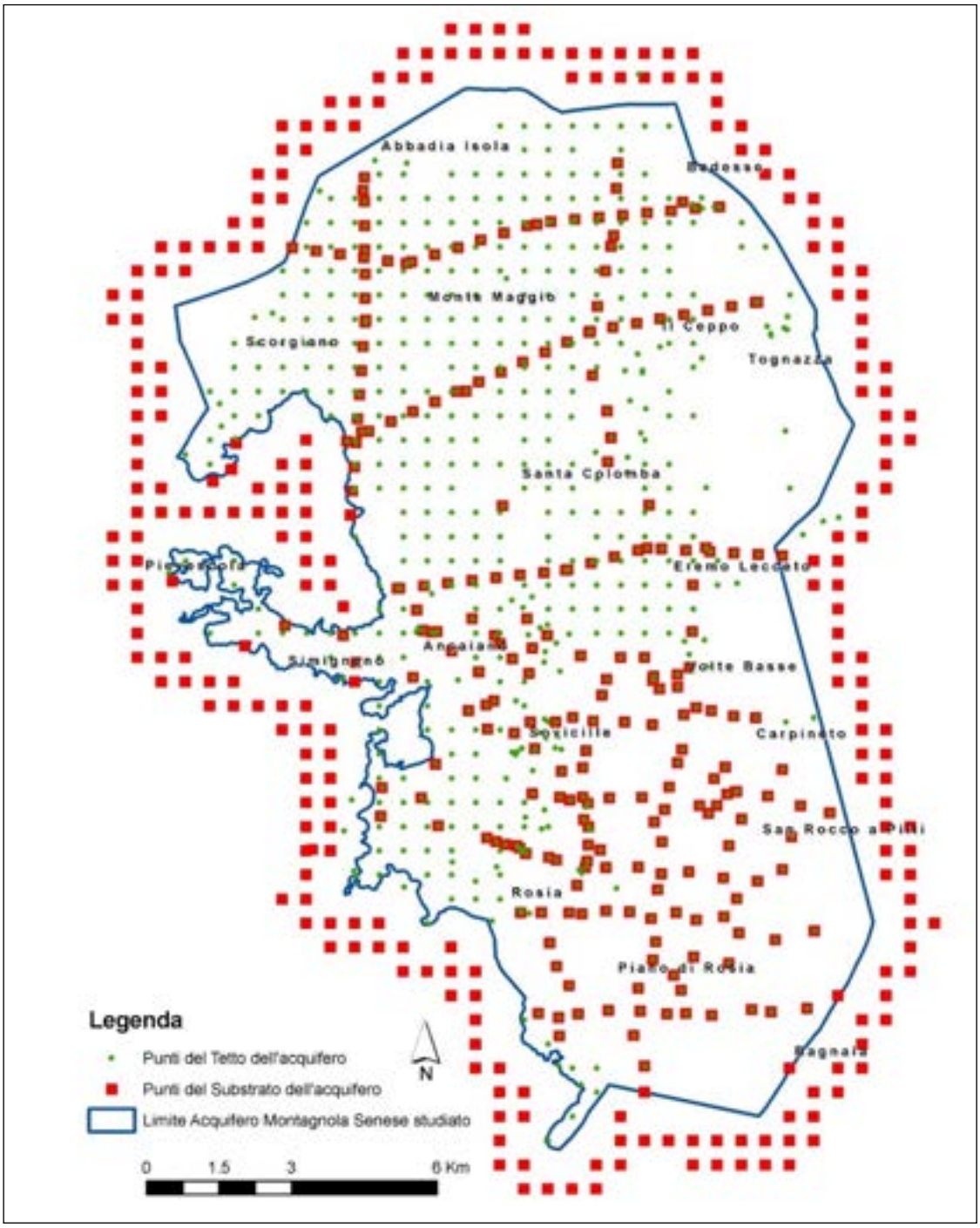


Figura 49: Carta dei punti quotati utilizzati per ricostruire il tetto e la base dell'acquifero

4.4.3 Tetto dell'acquifero

Le isoipse del tetto del Complesso Calcareo (figura 50), mostrano come la topografia del tetto dell'acquifero oscilli da un massimo di 633 m s.l.m. in corrispondenza del Monte Maggio ad un minimo di -239 m s.l.m. nel sottosuolo del Piano di Rosia. L'andamento del tetto dell'acquifero subisce, in alcune zone, un abbassamento repentino come rilevato 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.

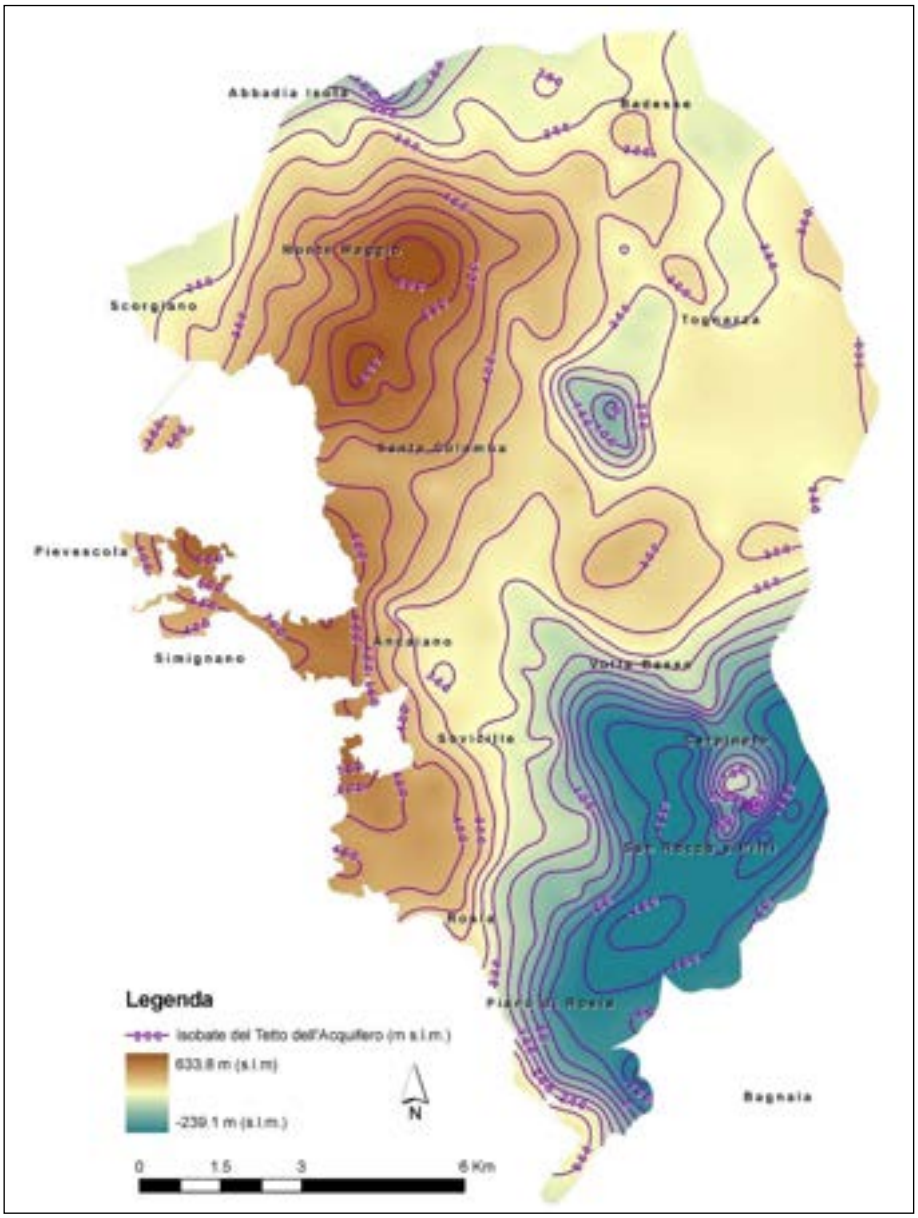


Figura 50: Carta delle isobate del tetto dell'acquifero (dimensioni delle celle 10x10 m)

4.4.4 Substrato "impermeabile" dell'acquifero

L'andamento della superficie del substrato, ossia della base dell'acquifero è rappresentato in figura 51. L'elaborato presenta una precisione abbastanza variabile in funzione della densità dei punti quotati presenti. È infatti meno accurata nella parte nord della zona di studio a causa della densità piuttosto bassa delle informazioni derivanti dalle 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. Nell'elaborato di fig. 51 si nota un alto strutturale della base dell'acquifero 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.

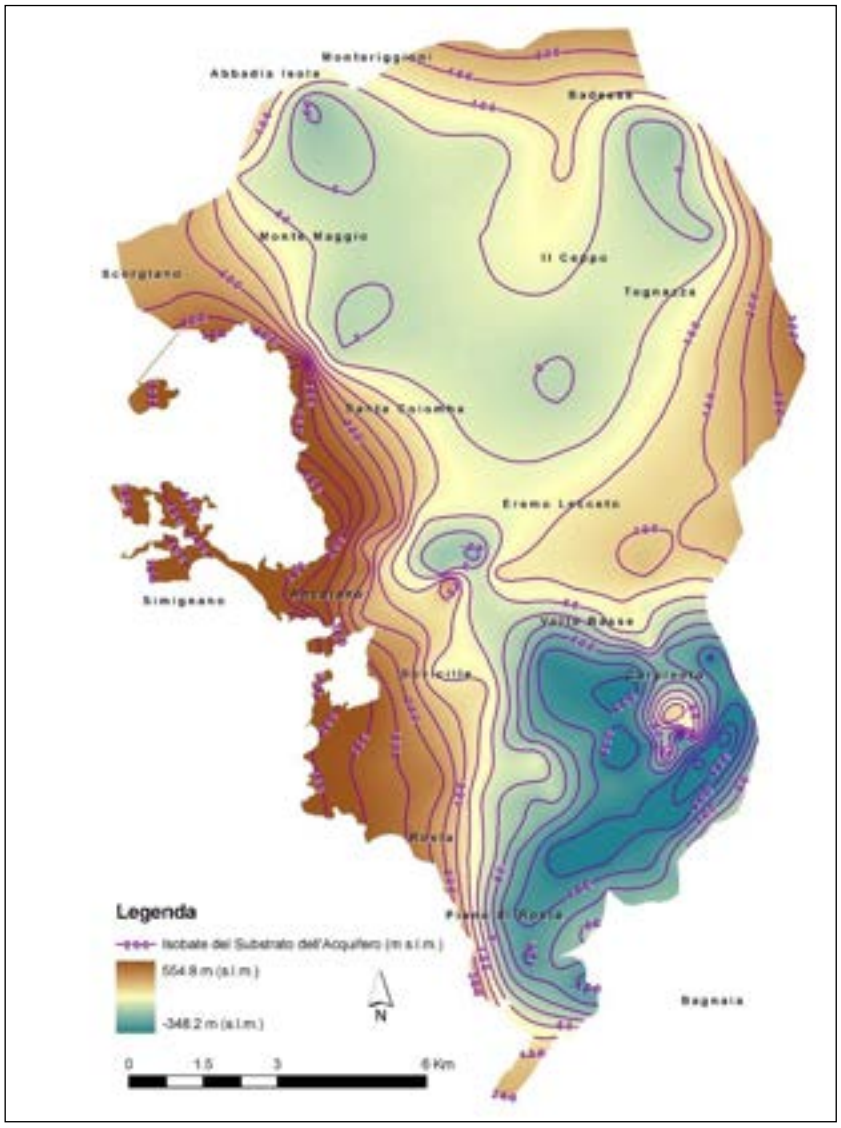


Figura 51: Carta delle isobate della base dell'acquifero (dimensioni delle celle 10x10 m)

4.4.5 Isopache dell'acquifero

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:

$$Q_t - Q_s = H_a$$

Dove Q_t è la quota del tetto, Q_s la quota del substrato, H_a lo spessore dell'acquifero. Risultante da questa operazione è la carta delle isopache dell'acquifero (figura 52).

L'indefinibilità dello spessore nelle zone più esterne, è dovuta alla scarsità di dati diretti e indiretti di profondità e ciò si ripercuote sul risultato del calcolo, che in alcuni punti pertanto ha individuato celle con valori negativi che sono poi state eliminate dal computo finale. L'estensione dell'acquifero è significativa, ed è pari a circa 166,3 Km^2 a fronte di un'area di alimentazione (corrispondente alla superficie affiorante del complesso calcareo) pari a circa 91,6·Km^2. 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 ad azzerarsi. Mediamente, l'intero complesso risulta avere uno spessore di circa 178 m.

Il volume totale, risultante dal prodotto della superficie del sistema per lo spessore medio, è pari a circa $29 \cdot 10^9$ m^3 che conferma l'elevata potenzialità d'immagazzinamento dell'acquifero della Montagnola Senese.

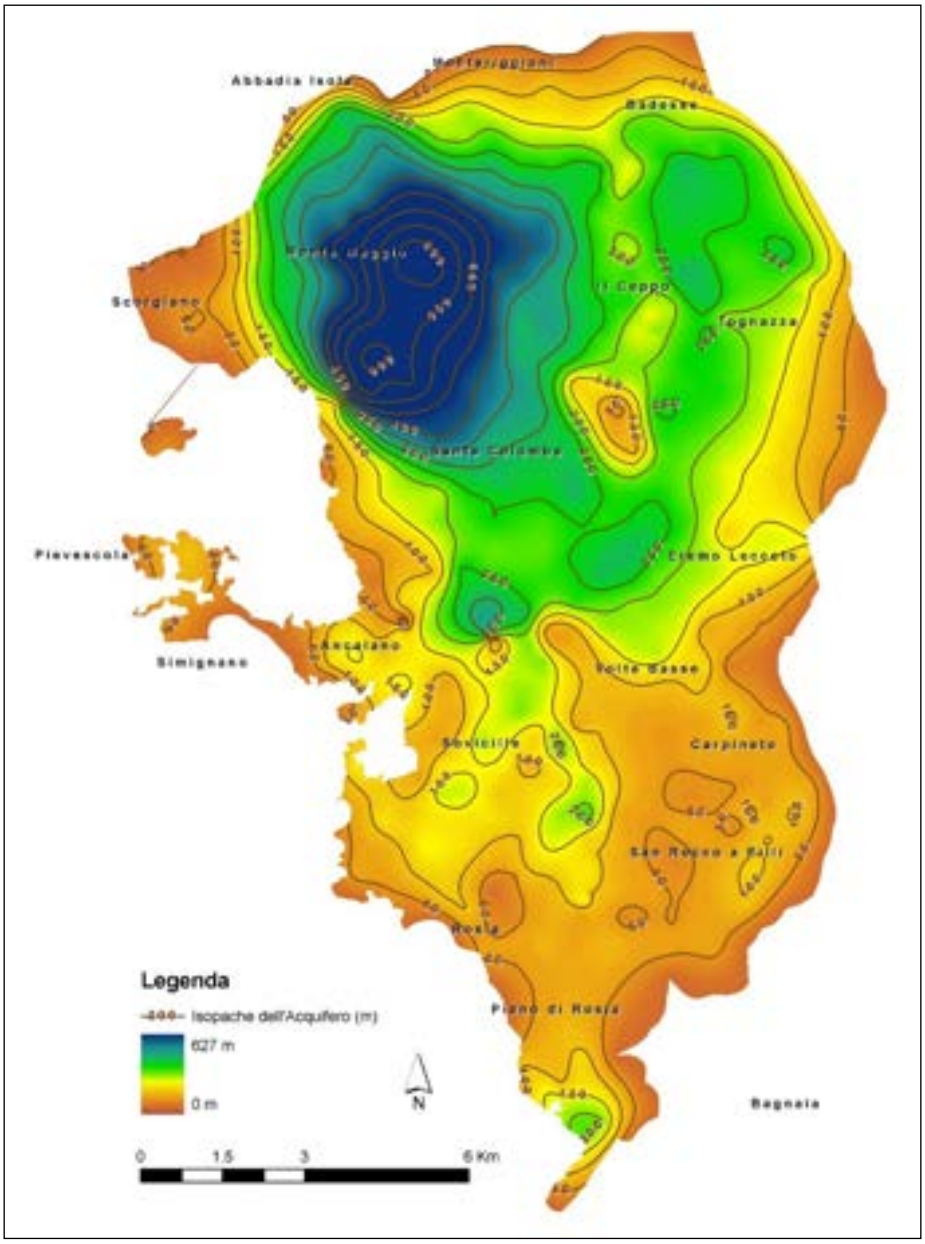


Figura 52: Carta delle isopache dell'acquifero (dimensioni delle celle 10x10 m)

Nelle figure 53 e 54 sono riportate le ricostruzioni in 3D del tetto e della base dell'acquifero in esame.

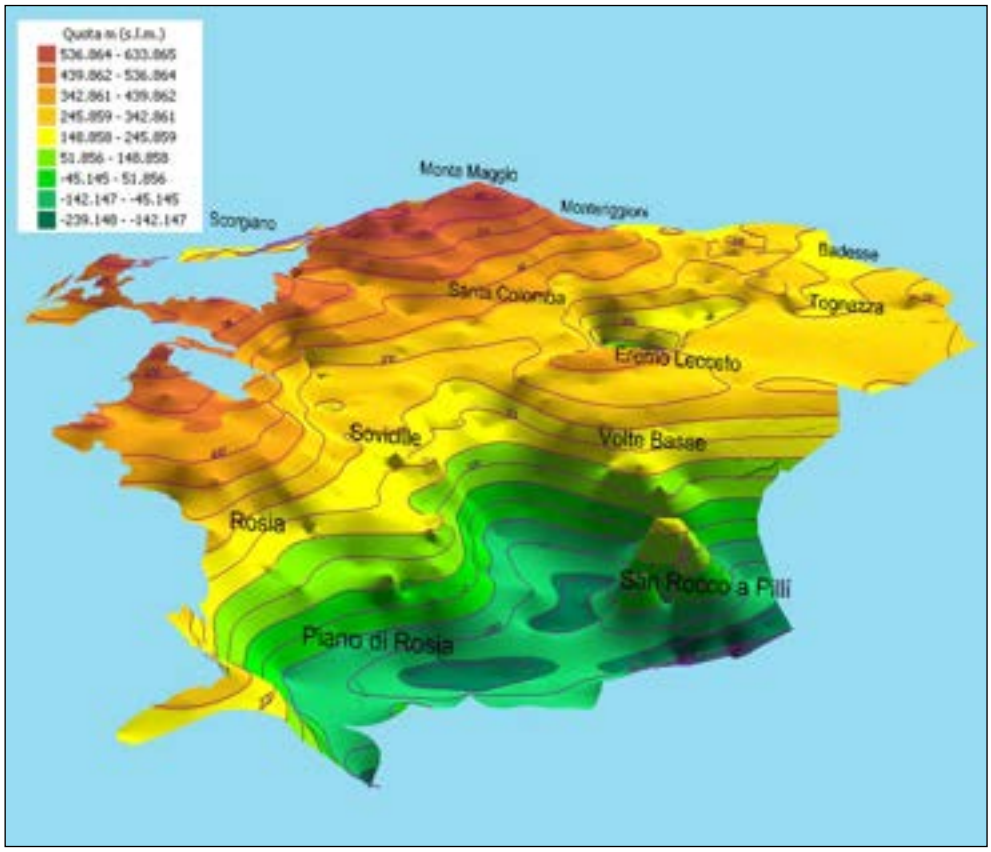


Figura 53: Visualizzazione 3D delle isobate del tetto dell'acquifero (dimensioni di cella 20x20 m)

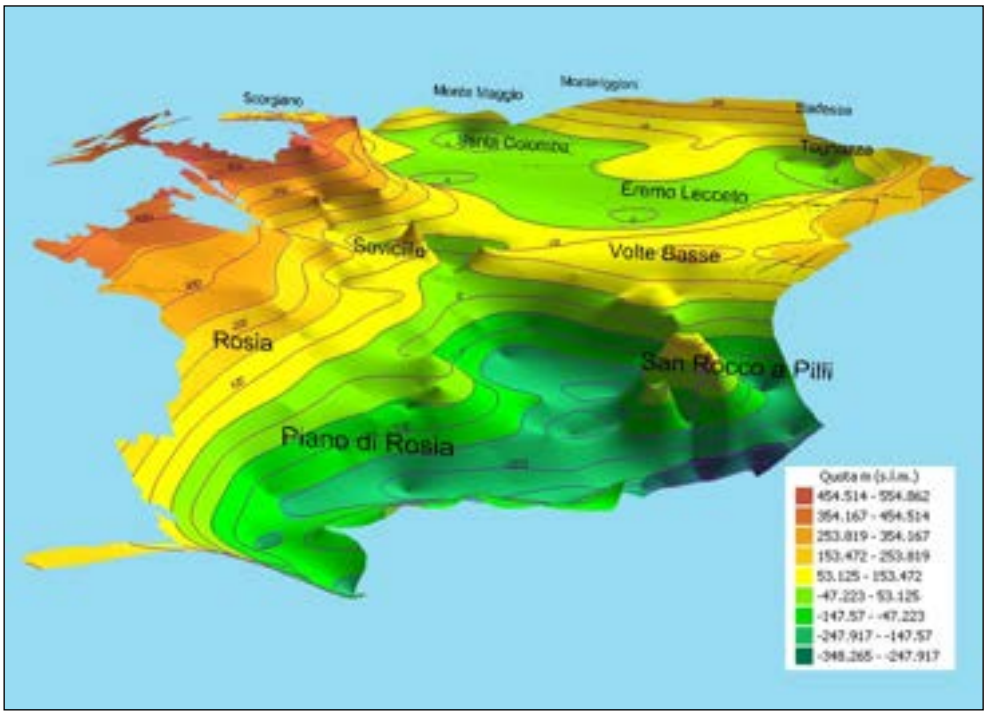
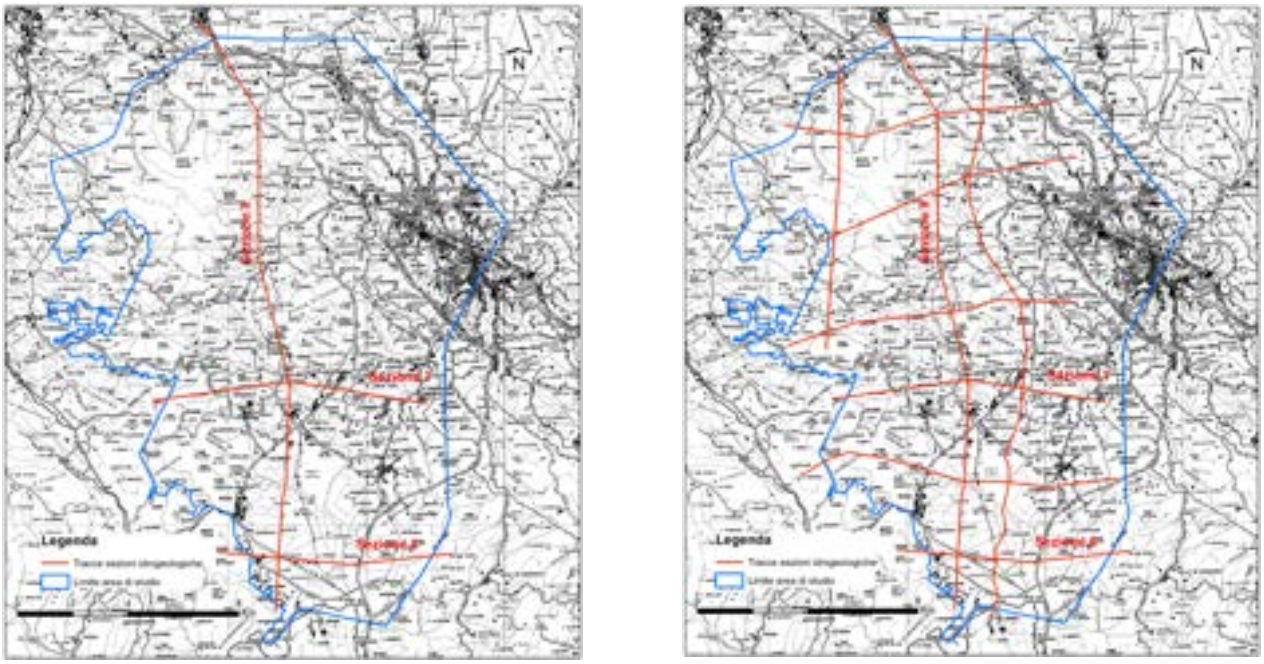


Figura 54: Visualizzazione 3D delle isobate del substrato dell'acquifero (dimensioni di cella 20x20 m)

A seguire nel 2014 sono stati acquisiti ulteriori informazioni con approfondimenti locali attraverso l'esecuzione del sondaggio profondo di S. Colomba (Capacci et al., 2018) descritto nel paragrafo 4.3, e con le indagini geofisiche di tipo sismico eseguite nel Piano di Rosia, inserite nel modello geometrico attraverso il

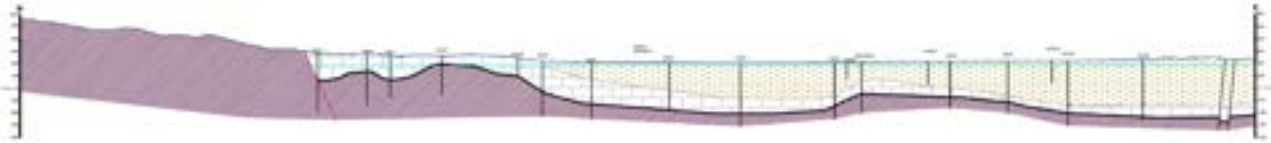
lavoro di Nocciolini, 2017 dove è stata effettuata una integrazione e un aggiornamento di alcuni settori della geometria derivanti da nuove sezioni riportate in figura 56 che hanno consentito di dettagliare soprattutto l'area del Piano di Rosia. In figura 55 sono illustrate le tracce delle nuove sezioni che integrano e completano l'area di studio senza comunque apportare sensibili modifiche al modello del 2010 (Migliorini et al., 2012).



a) b)

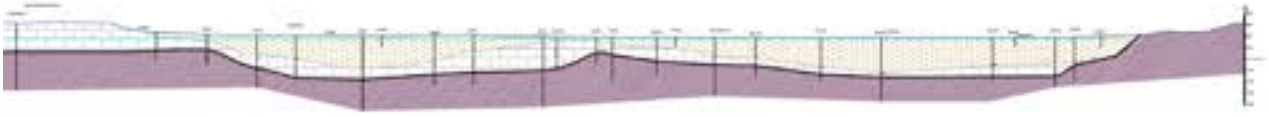
Figura 55: a) traccia delle sezioni idrogeologiche del 2017; b) sezioni complessive 2010-2017

Sezione 6



Sezione 7

Sezione 8 parte A



Sezione 8 parte B

Figura 56: Sezioni idrogeologiche da Nocciolini, 2017

Nel complesso la ricostruzione geometrica dell'acquifero analizzando tutte le sezioni idrogeologiche realizzate fornisce una visione qualitativa e quantitativa dell'idrostruttura investigata a livello generale piuttosto affidabile.

Si precisa che nelle sezioni idrogeologiche, le litologie rappresentanti il substrato: Unità Metamorfiche e Unità Liguridi, queste ultime giacenti solo al di sotto della Breccia di Grotti/Calcare Cavernoso, non vengono tra loro distinte. Il substrato viene quindi rappresentato con un unico simbolo; semplificazione analoga è fatta per la rappresentazione delle formazioni costituenti l'acquifero che, con un solo simbolo, rappresenta sia la Breccia di Grotti che il sottostante Calcare Cavernoso. Distinzione, questa, che ai fini dello studio può non risultare necessaria, visto che l'acquifero si compone dell'associazione tra le due formazioni che hanno comportamenti idrodinamici ed elettrici simili.

L'analisi delle sezioni geofisiche confluite poi nelle sezioni idrogeologiche ha consentito di delimitare il limite sud-est dell'acquifero, come illustrato in fig. 57, dove si registra un azzeramento dello spessore della roccia serbatoio e quindi di un limite che possiamo considerare a grandi linee impermeabile o "stagno" (Castany, 1990) anche se non si possono escludere flussi idrici in uscita o in entrata dal sistema.

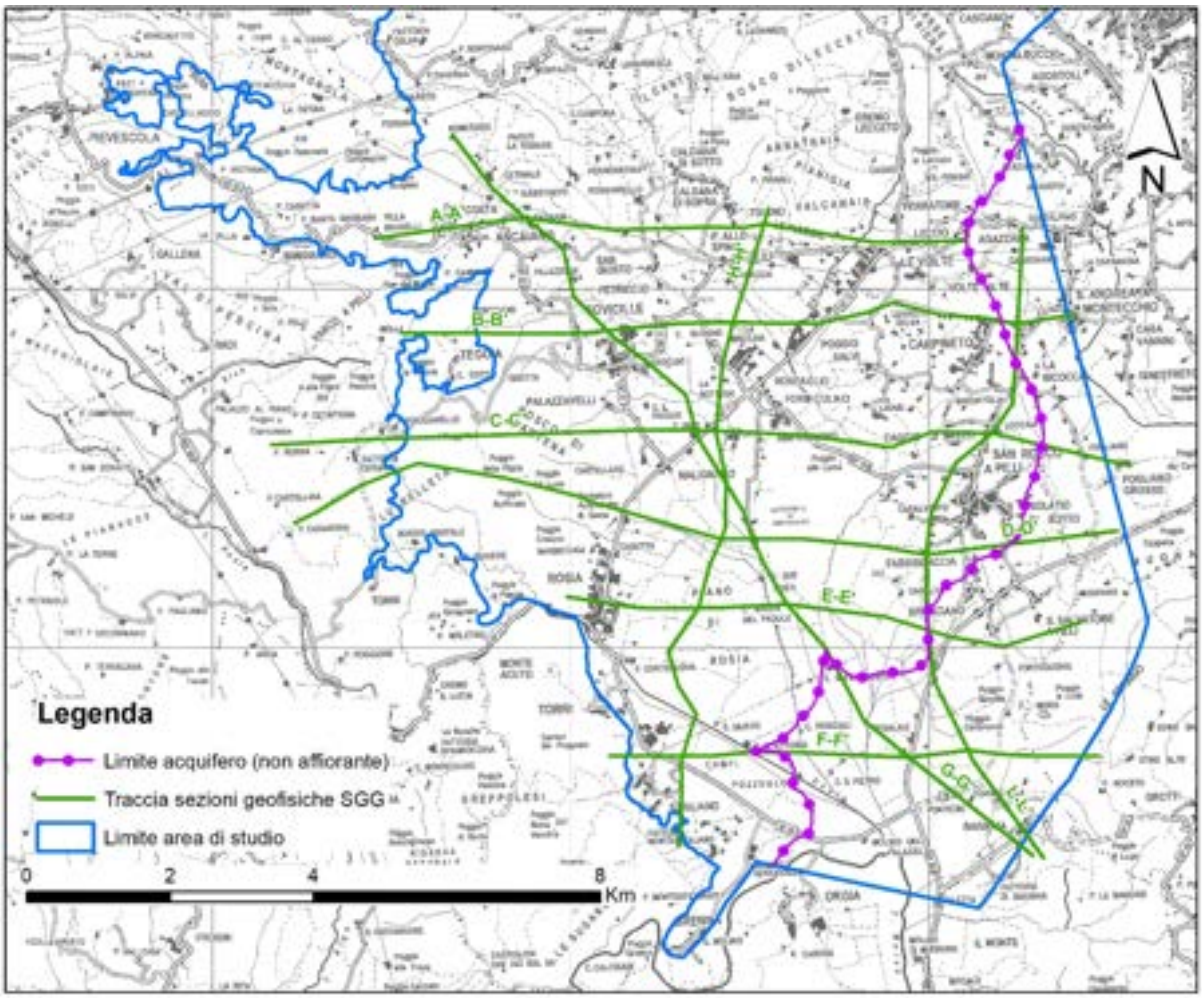


Figura 57: Identificazione del limite sud-est dell'acquifero della Montagnola Senese

5 - Caratterizzazione idrodinamica del sistema acquifero

La determinazione delle caratteristiche idrodinamiche è un passo chiave nella comprensione di un acquifero in quanto permette di studiarne il movimento, cioè direzione e velocità delle acque che vi circolano e rappresenta il secondo fondamentale passo di uno studio idrogeologico una volta definita la sua caratterizzazione geometrica. Questo tipo di studio è possibile effettuarlo qualitativamente e quantitativamente grazie:

- al rilevamento continuo della superficie piezometrica, in vari punti, dell'acqua di falda, eseguita per più volte in un determinato periodo di tempo. Il tempo minimo che deve essere considerato in queste operazioni non deve essere inferiore a sei mesi e deve comprendere una stagione secca ed una umida così da poter valutare l'escursione annuale dei livelli idrici;
- alla realizzazione di prove di emungimento permette di risalire alle proprietà quantitative dell'acquifero, quali la Trasmissività (T) e il coefficiente di Immagazzinamento (S), a seconda delle modalità esecutive della prova stessa.

In questo studio sono state eseguite sia campagne di rilevamento della superficie piezometrica, sia alcune prove di pompaggio; questo ha consentito una discreta caratterizzazione idrodinamica dell'acquifero mediante la definizione delle principali direzioni di flusso e una sufficiente quantificazione dei relativi parametri idrodinamici generali. Inoltre, contestualmente alle misure piezometriche, sono stati acquisiti i dati della conducibilità elettrica e della temperatura dell'acqua di falda (par. 6.1). Tutte queste informazioni sono confluite nella banca dati descritta nel par. 4.4.1.

5.1 Campagne di misurazione della piezometria

Al fine di ricostruire e descrivere l'andamento spaziale e temporale della superficie piezometrica sono state considerate le n. 3 campagne di rilevamento del carico idraulico conosciute che hanno interessato l'acquifero in studio.

5.1.1 Campagna Marzo 2009-Gennaio 2010

La più completa, pianificata e realizzata dallo scrivente, è la campagna piezometrica iniziata nel mese di marzo 2009 e conclusa nel mese di gennaio 2010 con misurazioni a cadenza mensile (Migliorini et al., 2012) in tutti i pozzi monitorati.

La ricerca dei pozzi da monitorare è partita da quelli misurati dal 1996 al 1999 e riportati in Capacci et al. 2008; questa è stata ampliata in maniera significativa grazie all'analisi spaziale delle opere di captazione denunciate presenti nella banca dati della Provincia di Siena (oggi regionale), incrociate con i dati stratigrafici, la carta geologica ed è infine proseguita con una serie di sopralluoghi mirati che hanno consentito di individuare fisicamente l'ubicazione dei pozzi da sottoporre al monitoraggio.

La distribuzione spaziale dei pozzi utilizzabili per i controlli piezometrici è purtroppo abbastanza irregolare; la maggior parte di essi è rilevabile in corrispondenza degli agglomerati urbani, mentre vi sono delle vaste

zone con bassa densità abitativa (spesso sono aree interessate da copertura boschiva, circa 70 km^2) in cui la presenza dei pozzi è molto limitata se non completamente assente. Va inoltre considerato che alcuni pozzi non consentivano la possibilità di poterne misurare il livello idrico, in altre invece il continuo emungimento, cui è sottoposta la falda per i vari utilizzi, comporta la possibilità di misurarne in alcuni casi solo il livello dinamico; la piezometria risulta quindi localmente alterata rispetto alle condizioni naturali (livello statico), soprattutto se si opera o nelle vicinanze di opere acquedottistiche o, nel periodo estivo, in zone dove è praticata l'agricoltura irrigua. Si precisa che tali interferenze piezometriche locali riguardano circa il 20% dei punti di misura e che nel complesso si ha una buona stabilità della piezometria alla scala di acquifero.

In questo acquifero sono presenti pozzi gestiti da "Acquedotto del Fiora spa" (Piano di Rosia e Pian del Lago), 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/irriguo e produttivo. Durante questa campagna di rilevamento delle piezometrie sono stati monitorati 31 pozzi (Fig. 58), dei quali sono state raccolte le seguenti informazioni:

- le coordinate spaziali UTM (WGS 84), attraverso un GPS, convertite in GAUSS-BOAGA;
- diametro del pozzo e tipologia di rivestimento;
- altezza del boccapozzo dal piano campagna;
- profondità del pozzo (dove nota);
- livello piezometrico relativo (soggiacenza);
- uso della risorsa e portata della pompa/portata concessa (ove fornita o misurata).

In figura 58, sono riportati in elenco i pozzi monitorati, grazie ai quali è stato possibile realizzare la carta delle isopiezometriche medie della falda (figura 61).

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	-

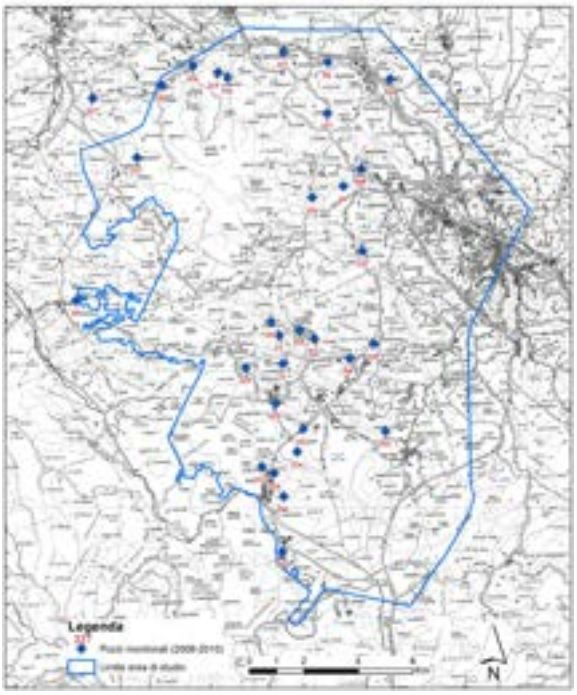


Figura 58: Elenco e distribuzione dei pozzi di monitoraggio 2009-2010 della piezometria di falda

Per tutti i pozzi monitorati sono state create delle apposite schede identificative allo scopo di fornire le informazioni raccolte in modo sintetico e immediato (vedi esempio in fig. 59). Nelle schede sono riportate, insieme ai dati inerenti alle caratteristiche tecniche dei pozzi, le foto, ubicazione, la profondità, le coordinate geografiche Gauss-Boaga, la quota s.l.m., i valori relativi alla piezometria, la temperatura e la conducibilità elettrica misurati durante la campagna di monitoraggio 2009-2010.

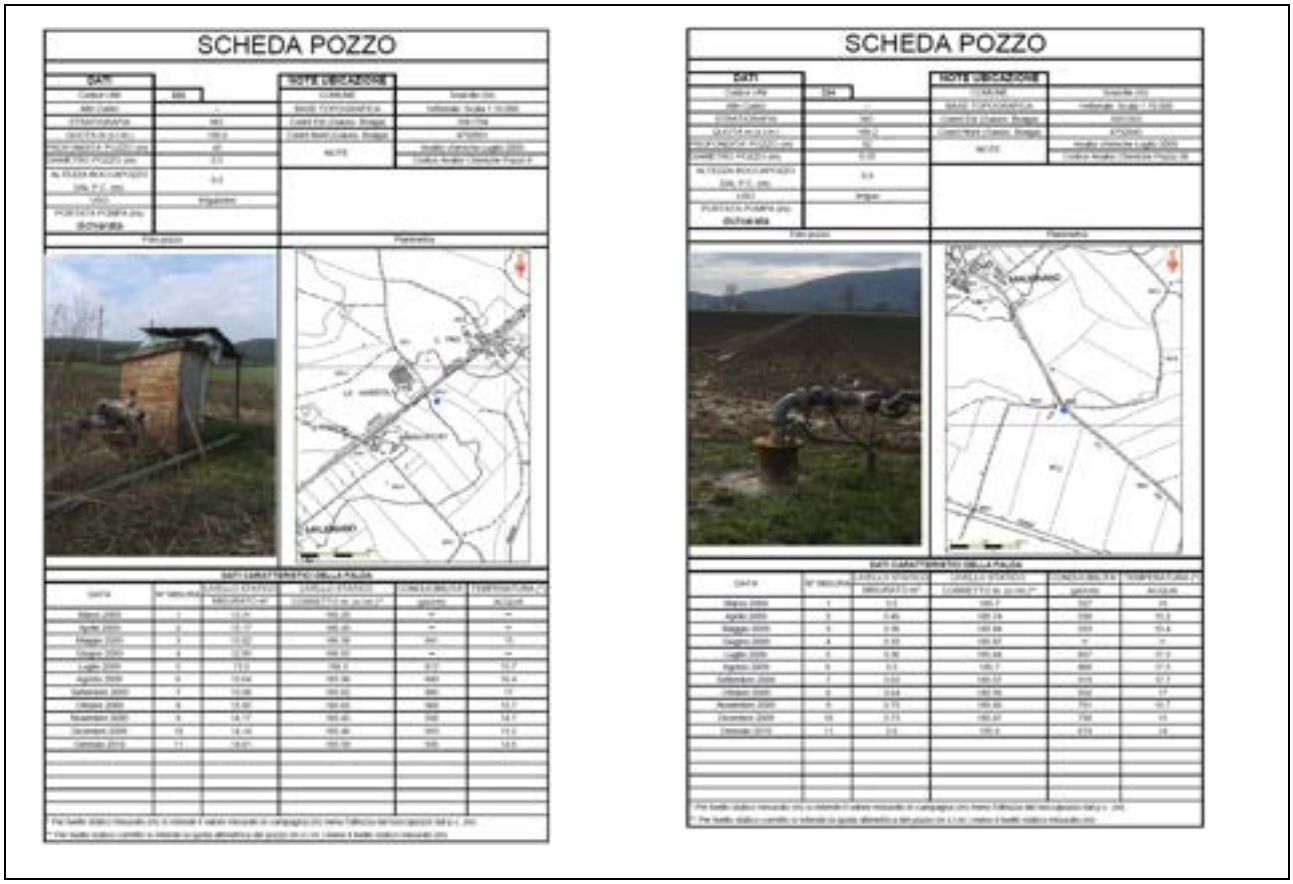


Figura 59: Schede pozzo dei punti di monitoraggio 322 e 324

Al fine di individuare le dinamiche principali della falda idrica sotterranea è stato analizzato l'andamento della piezometria mensile relativa al periodo 2009-2010. Si è osservato che la superficie piezometrica e le direzioni di flusso principali sono costanti durante tutto il periodo in quanto l'escursione, tra il massimo ed il minimo piezometrico è limitata e pari a circa 0,7 m, nonostante che localmente si abbiano escursioni più ampie in prossimità ad esempio dei pozzi acquedottistici; si è scelto quindi, di analizzare la superficie piezometrica media riportata in figura 61. Questa mostra il movimento dell'acqua sotterranea che 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, ben individuato dalla presenza di direzioni di flusso divergenti. 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 geometrici dinamici, uno nella parte Ovest e uno nella porzione Sud-est dell'acquifero.

Il primo, grazie ai livelli piezometrici incrociati con quelli geometrici/strutturali affioranti e con le sezioni idrogeologiche di fig.48, è dato dalla presenza di una faglia orientata Nord-Ovest Sud-Est, che rappresenta un limite che disloca l'acquifero e determina una zona denominata "*area di alimentazione dell'acquifero senza falda permanente"* (fig. 60).

Visto che il substrato o base dell'acquifero, nella zona al tetto della faglia (ad ovest), si trova ad una quota sempre abbondantemente superiore rispetto al livello piezometrico di circa 185-186 m s.l.m. rilevato nelle aree dove la falda è presente permanentemente (ad est della faglia), è possibile escludere una continuità della falda idrica al tetto di questa discontinuità (Marrocchesi, 1997 e Migliorini, 2012). Nella zona ad ovest di questa faglia si hanno poche informazioni stratigrafiche e piezometriche, tuttavia queste ci permettono, in prima analisi, di considerare questa porzione di acquifero, circa 24 km^2, come un'area di alimentazione senza una falda permanente vera e propria anche se non si possono escludere a priori zone dove si potrebbero avere continuità come ad esempio la zona di Scorgiano/Maggiano e Pievescola. Le acque meteoriche che si infiltrano in quest'area defluiscono quindi verso l'area denominata a falda permanente.

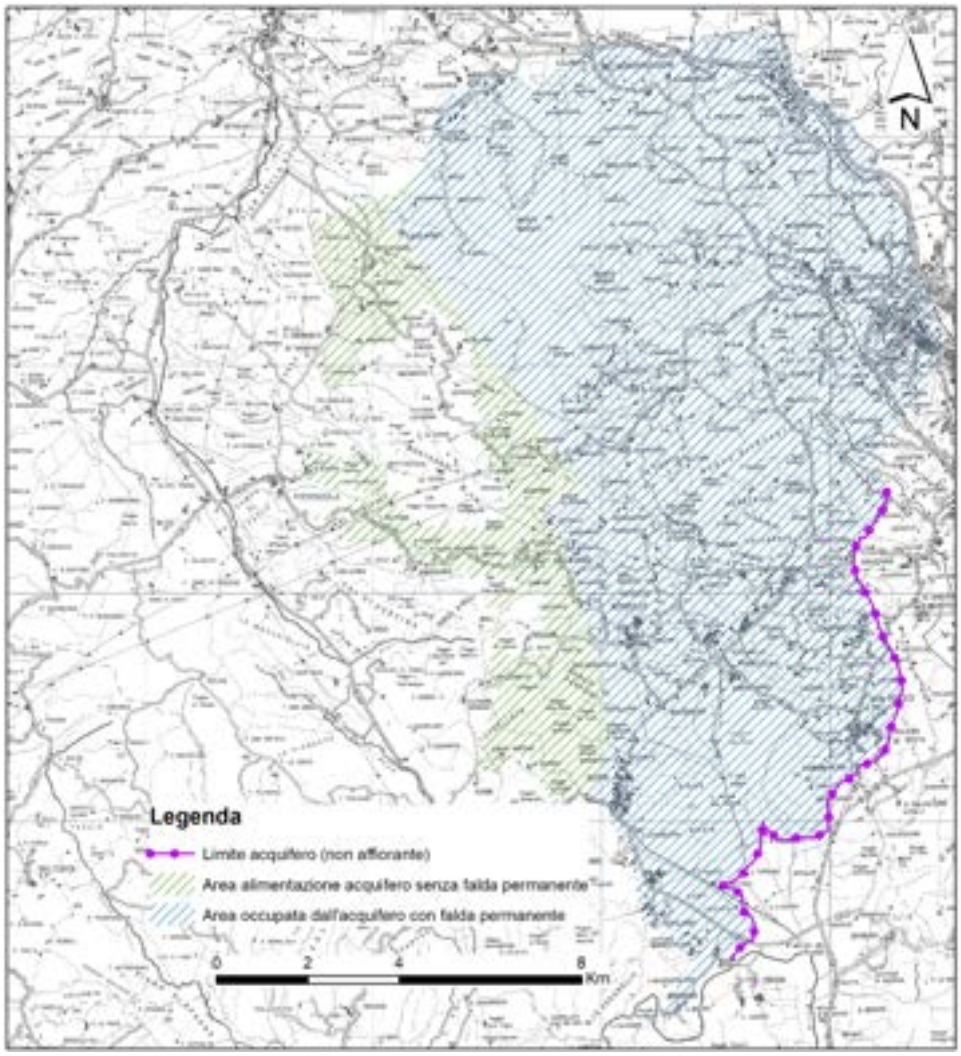


Figura 60: Suddivisione delle Aree dell'acquifero in relazione alle caratteristiche della falda

Il secondo limite presente nel sottosuolo del settore sud-est dell'acquifero è dovuto all'analisi dei dati stratigrafici derivati quasi esclusivamente dai SEV (S.G.G., 1992) che hanno permesso di definire in maniera abbastanza precisa la chiusura dell'acquifero. Tale limite denominato "stagno" o a bassa permeabilità non esclude che vi possano essere locali collegamenti idraulici con i depositi pliocenici.

La figura 61 riassume tutte le caratteristiche geometriche e dinamiche rilevate e dedotte con la campagna 2009-2010.

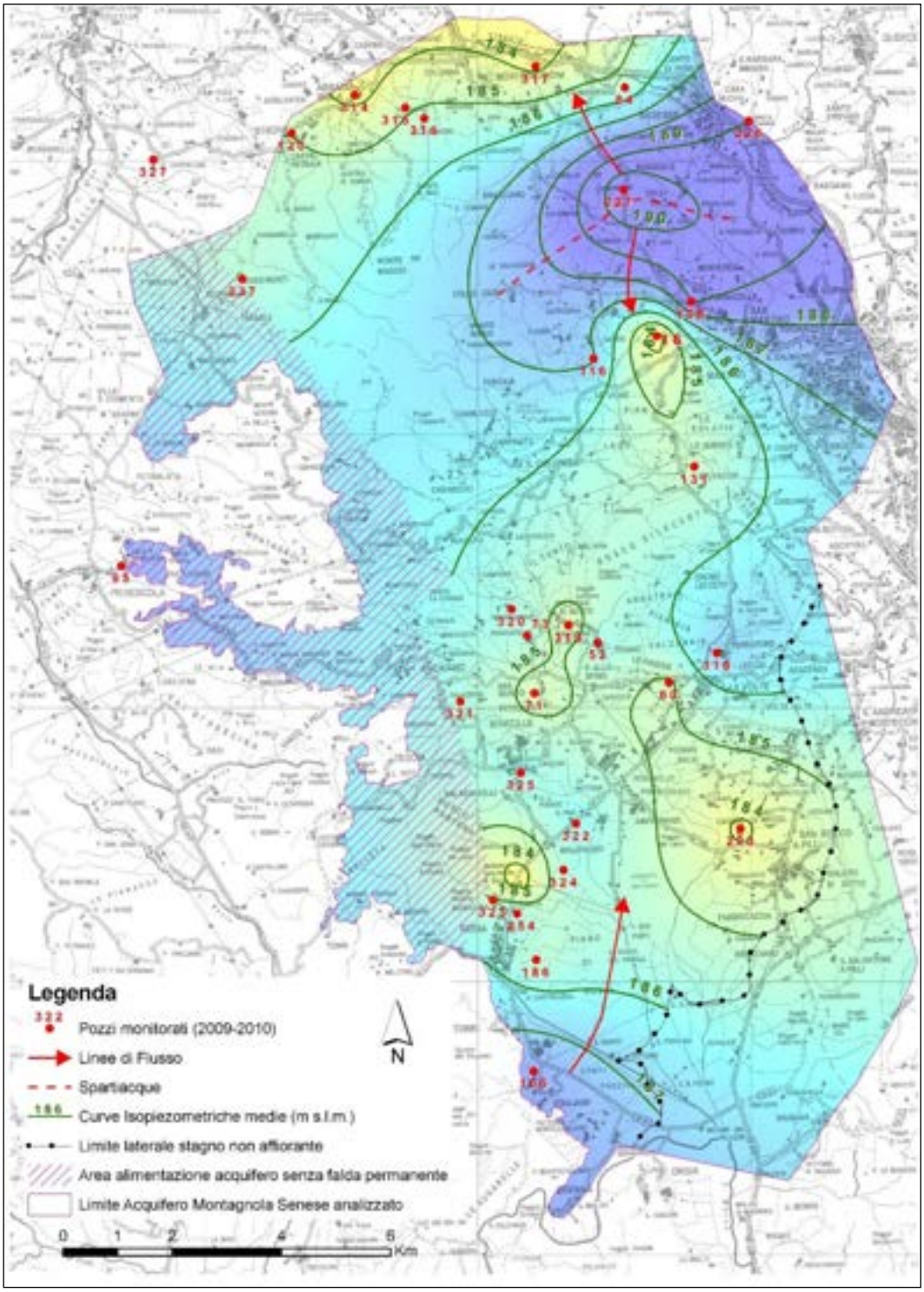


Figura 61: Carta delle Isopieze medie per il periodo (2009-2010)

5.1.2 Campagna 2016 - 2017

Il secondo rilevamento piezometrico è stato realizzato tra il 2016 ed il 2017 (Nocciolini, 2017) e prevedeva il monitoraggio di 18 dei 31 pozzi della campagna precedente (Fig. 62). In questa campagna sono stati utilizzati anche i livelli rilevati nei piezometrici dei pozzi (vedi fig. 63) con monitoraggio in continuo posizionati nei pressi di Santa Colomba (TOS29000069) e di Casetta (TOS19000681), reperiti nel sito del SIR (Settore Idrologico Regionale http://www.sir.toscana.it/consistenza-rete). Il piezometro di Santa Colomba è quello installato all'interno del sondaggio profondo descritto al par.4.3, realizzato sotto la Progettazione e la Direzione Lavori dello scrivente (Capacci et al., 2018). Esso ha funzionato con continuità dal 2014, mentre il piezometro di Casetta ha iniziato il monitoraggio nel 2008 ma presenta invece una lacuna di dati di registrazione/pubblicazione a partire da Gennaio 2019 fino ad oggi. Il rilevamento ha previsto quattro misurazioni in periodi diversi (ottobre e dicembre 2016, marzo e maggio 2017) per valutare le variazioni stagionali/annuali della piezometria.

Codice Università	Coord Est Gauss Boaga	Coord Nord Gauss Boaga	Quota m s.l.m.	Piezometria media m s.l.m.
60	1683496,00	4795475,00	205	185,11
71	1681033,26	4795276,63	242	185,45
73	1680896,00	4796330,00	231	184,47
84	1682685,00	4806354,00	241	-
108	1683904,00	4802439,00	276	188,73
116	1682111,00	4801394,00	274	186,35
120	1676583,00	4805513,00	248	185,15
166	1681017,00	4788368,00	226	187,72
186	1681060,00	4790401,00	194	183,76
227	1682663,00	4804480,00	270	185,49
237	1675681,00	4802851,00	299	-
254	1680711,00	4791246,00	193	184,88
293	1684804,00	4792801,00	197	181,78
315	1678663,00	4805985,00	194	187,75
316	1679011,00	4805790,00	196	185,33
318	1684371,00	4796015,00	218	190,26
319	1681653,00	4796518,00	229	183,98
320	1680609,00	4796817,00	250	185,54
321	1679672,00	4795127,00	274	-
323	1680264,25	4791494,00	223	-
324	1681563,00	4792045,00	189	185,42
325	1680782,00	4793820,00	247	185,90
326	1684964,00	4805739,00	265	-

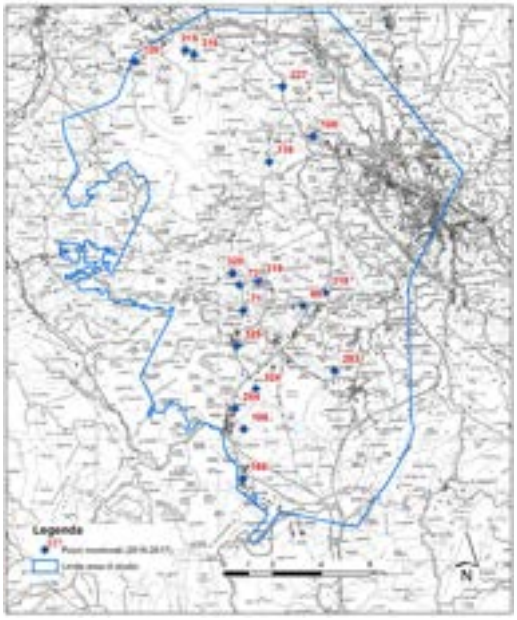


Figura 62: Elenco e distribuzione dei pozzi di monitoraggio 2016-2017 della piezometria di falda

Figura 63: Pozzi con monitoraggio in continuo (dati SIR)

Anche in questa campagna, oltre alla misura del livello statico, sono stati rilevati alcuni dati di temperatura e conducibilità elettrica dell'acqua di falda. L'elaborazione dei dati raccolti nel periodo 2016-2017 ha permesso di valutare il valore della piezometria media riferita a tale campagna piezometrica.

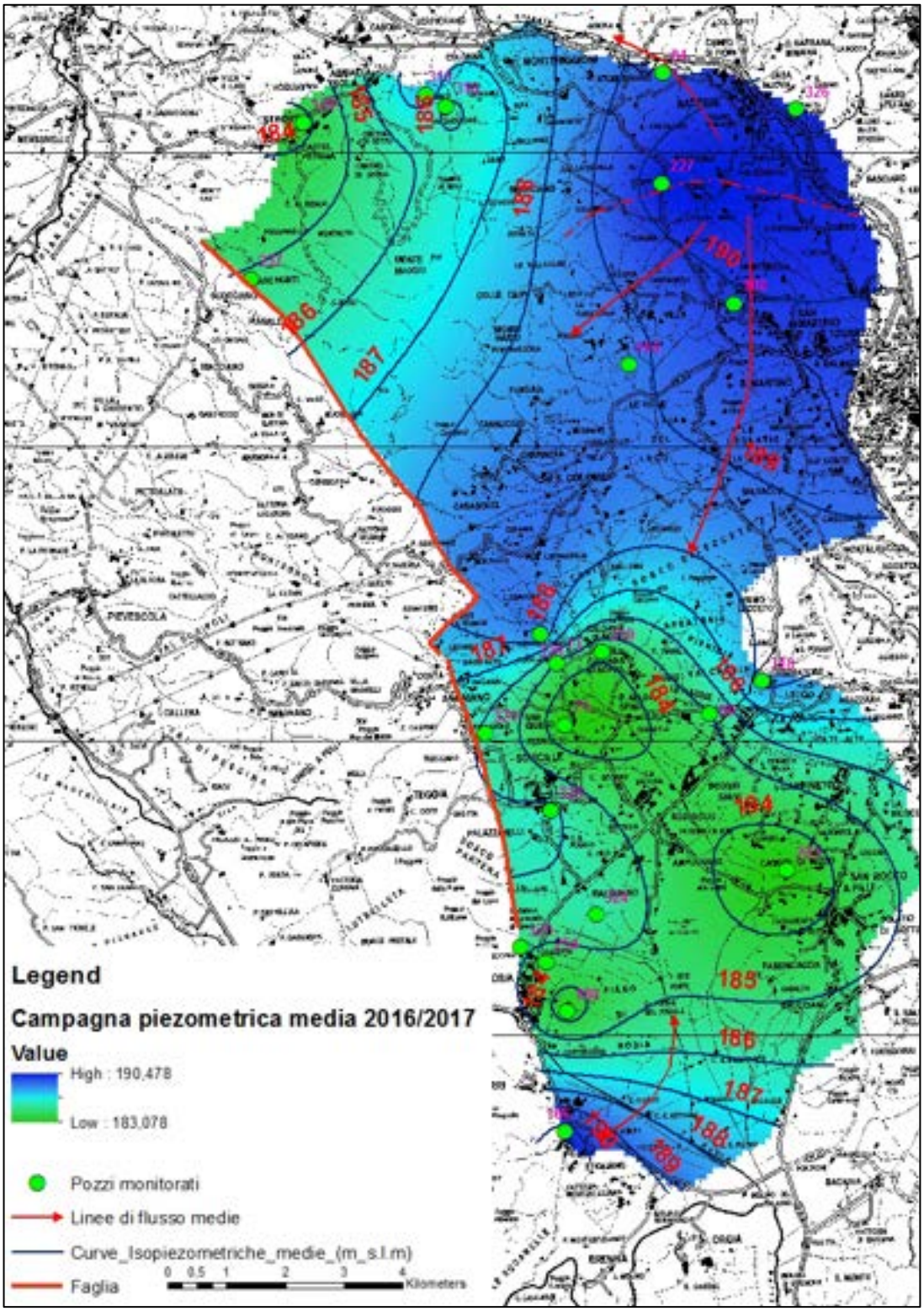


Figura 64: Carta delle Isopieze medie per il periodo monitorato (2016-2017)

Con riferimento alle carte delle Isopieze medie per il periodo 2016-2017 (Figura 64), della zona di studio si rilevano i caratteri idrodinamici di seguito descritti.

Nella zona a Sud osserviamo un movimento dell'acqua in direzione Nord-Est, che parte dal punto di massimo piezometrico della zona di Stigliano e si muove in direzione di San Rocco a Pilli e Piano di Rosia.

Nel settore a Nord-Est, è presente un vero e proprio spartiacque idrogeologico, con andamento circa est-ovest anche qui ben individuato dalla presenza di direzioni di flusso divergenti.

Le aree con maggiori depressioni piezometriche registrate sono ancora rilevate nelle zone di Sovicille e San Rocco a Pilli, dove si raggiungono livelli piezometrici assoluti di circa 184 m.

Nell'area ad Ovest della faglia, è confermato quanto già evidenziato durante la campagna 2009-2010, ovvero la presenza in questa porzione di acquifero di un'area di alimentazione senza che vi sia ospitata una falda permanente vera e propria. Quanto sopra indica una generale corrispondenza tra gli andamenti piezometrici derivanti dai dati rilevati nelle due campagne utilizzate.

5.1.3 Vecchie Campagne 1996 - 1999

Il terzo rilevamento piezometrico, che rappresenta il primo in ordine cronologico, è riferito alle misure piezometriche eseguite tra il 1996 ed il 1999 con il monitoraggio di 21 pozzi, alcuni dei quali sono stati monitorati nelle campagne successive (Fig. 65). Tali misurazioni sono state eseguite in parte durante una tesi magistrale (Bastone, 1999) e in parte su pozzi di interesse per attività di ricerca eseguite direttamente dal personale dell'Università di Siena. L'andamento della superficie piezometrica (fig. 66) nonostante la diversa densità dei punti di misurazione e una cronologia sfalsata delle misurazioni presenta in generale, pur con alcune differenze locali, un andamento paragonabile a quello delle campagne 2016-2017 e 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
80	1681254,00	4795137,00	229	184,34
84	1682685,00	4806354,00	241	185,30
116	1682111,00	4801394,00	274	187,12
120	1676583,00	4805513,00	248	185,01
148	1685168,00	4793012,00	206	175,00
159	1681136,00	4794364,00	224	185,18
166	1681017,00	4788368,00	226	187,96
186	1681060,00	4790401,00	194	185,28
237	1675681,00	4802851,00	299	185,39
247	1681031,00	4793942,00	255	185,00
254	1680711,00	4791246,00	193	185,77
303	1680737,00	4791936,00	194	187,65
316	1679011,00	4805790,00	196	185,34
318	1684371,00	4796015,00	218	187,05
322	1681794,00	4792891,00	200	186,00
323	1680264,25	4791494,00	223	185,09
324	1681563,00	4792045,00	189	185,67
328	1681768,00	4790567,00	189	186,92
329	1684047,00	4787348,00	185	179,78
330	1674951,00	4801241,00	320	184,90

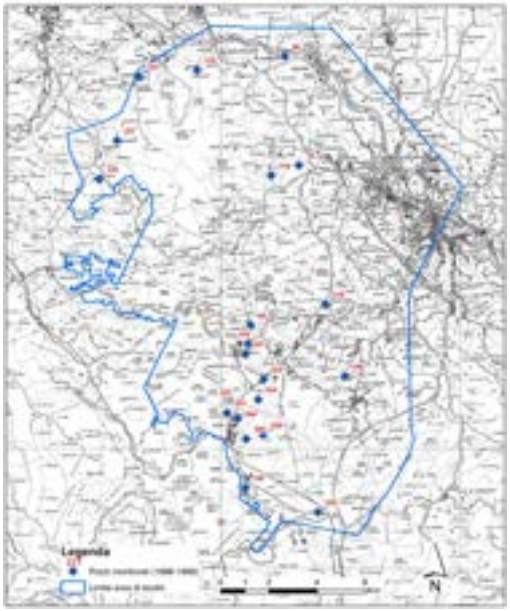


Figura 65: Elenco e distribuzione dei pozzi di monitoraggio 1996-1999 della piezometria di falda

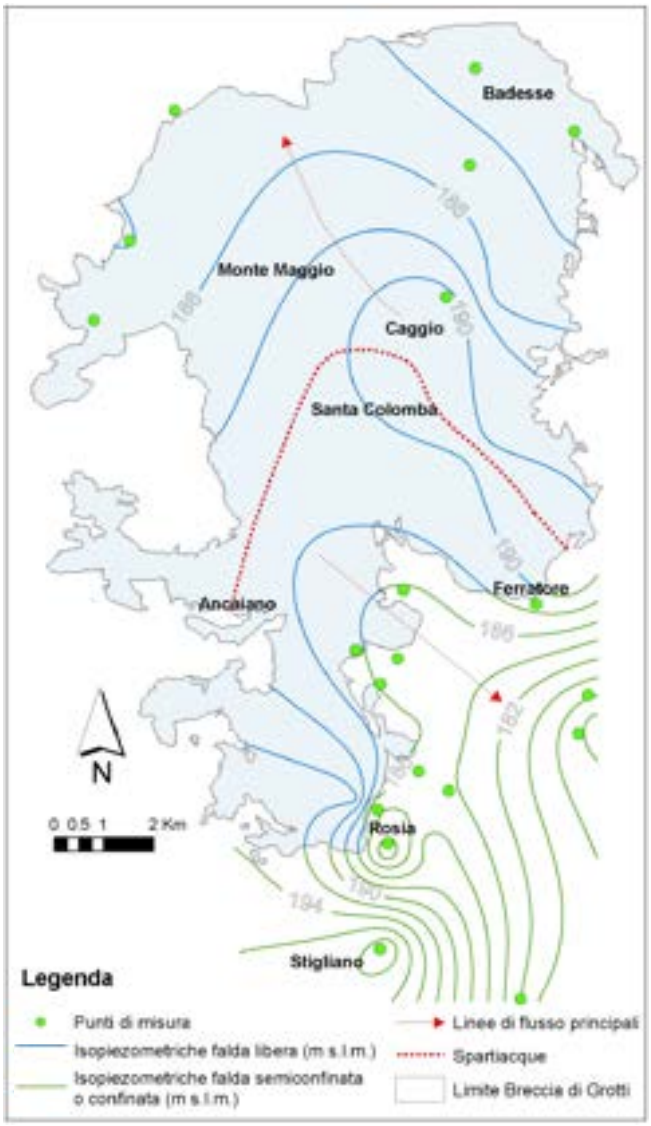


Figura 66: Carta delle Isopieze medie per il periodo monitorato (1996-1999)

5.2 Elaborazioni Piezometriche

Successivamente all'esecuzione e alla raccolta delle misure piezometriche si è passati alla loro analisi, basandoci in particolare sulle determinazioni derivanti della campagna piezometrica 2009-2010, che rappresenta sicuramente il rilevamento piezometrico più completo, ed è quindi da tenere come riferimento e da utilizzare per le successive modellazioni numeriche. Tutte le elaborazioni piezometriche sono state realizzate con un programma di interpolazione dati (Surfer, Golden Software) attraverso l'utilizzo dell'algoritmo Kriging (Matheron, 1960).

I valori medi mensili della superficie piezometrica rilevata nel 2009-2010, riferiti a tutto l'acquifero in esame, sono riportati in tabella 10.

Data misurazione	Livello piezometrico medio mensile m s.l.m.
Marzo 2009	186.52
Aprile 2009	186.52
Maggio 2009	186.44
Giugno 2009	186.63
Luglio 2009	186.13
Agosto 2009	186.08
Settembre 2009	186.01
Ottobre 2009	185.92
Novembre 2009	186.13
Dicembre 2009	186.26
Gennaio 2010	186.32

Tabella 10: Livelli piezometrici medi durante il periodo marzo 2009-gennaio 2010, in azzurro il valore minimo, in arancio il valore massimo

I dati ricavati evidenziano come la superficie piezometrica si presenti sostanzialmente stabile durante tutto il periodo monitorato nonostante la diversa entità degli emungimenti e della ricarica meteorica che si sono manifestati durante gli 11 mesi della campagna.

La variazione media tra il livello massimo ed il livello minimo misurato durante la campagna piezometrica 2009-2010 risulta pari a circa 0,71 m; variazioni annuali dello stesso ordine di grandezza si sono rilevate anche nel corso della campagna 2016-2017.

L'abbassamento piezometrico tra i livelli massimi e minimi deriva, ovviamente, dalla combinazione dei quantitativi idrici in uscita ed in entrata dal sistema acquifero.

Questi ultimi sono qui associati a vari tipi di ricarica:

a) infiltrazione diretta di acque meteoriche;

b) afflusso/deflusso di acqua attraverso i limiti dell'acquifero.

In relazione al punto a), sono possibili delle considerazioni mediante il confronto, nello stesso arco temporale, tra l'andamento del livello piezometrico medio della falda e quello relativo alle locali precipitazioni meteoriche (figure 67 e 68).

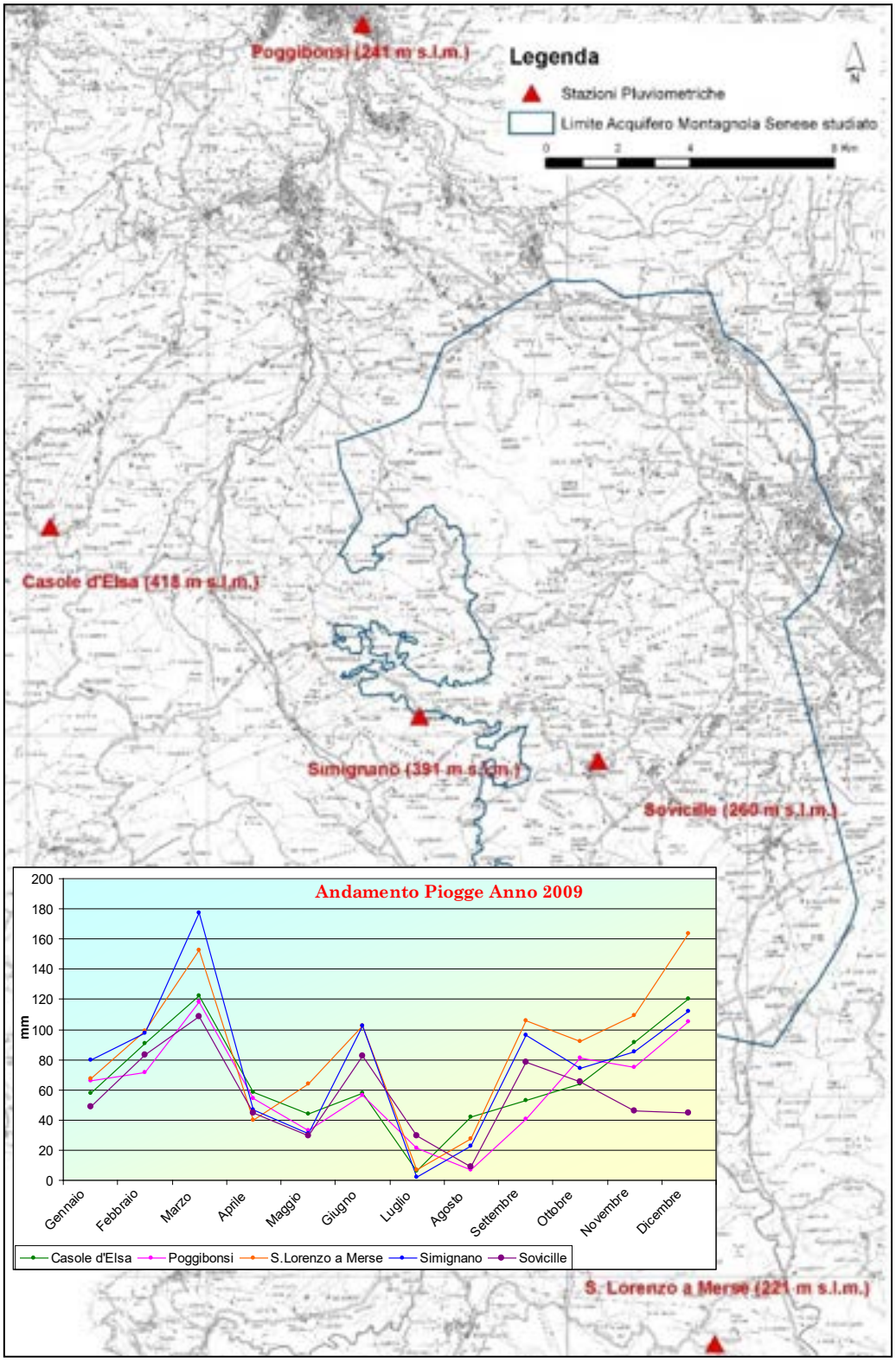


Figura 67: Ubicazione delle Stazioni Pluviometriche utilizzate per il confronto con la piezometria; in basso andamento dei rispettivi valori pluviometrici relativi all'anno 2009 delle stazioni di Casole d'Elsa, Poggibonsi, S.Lorenzo a Merse, Simignano e Sovicille

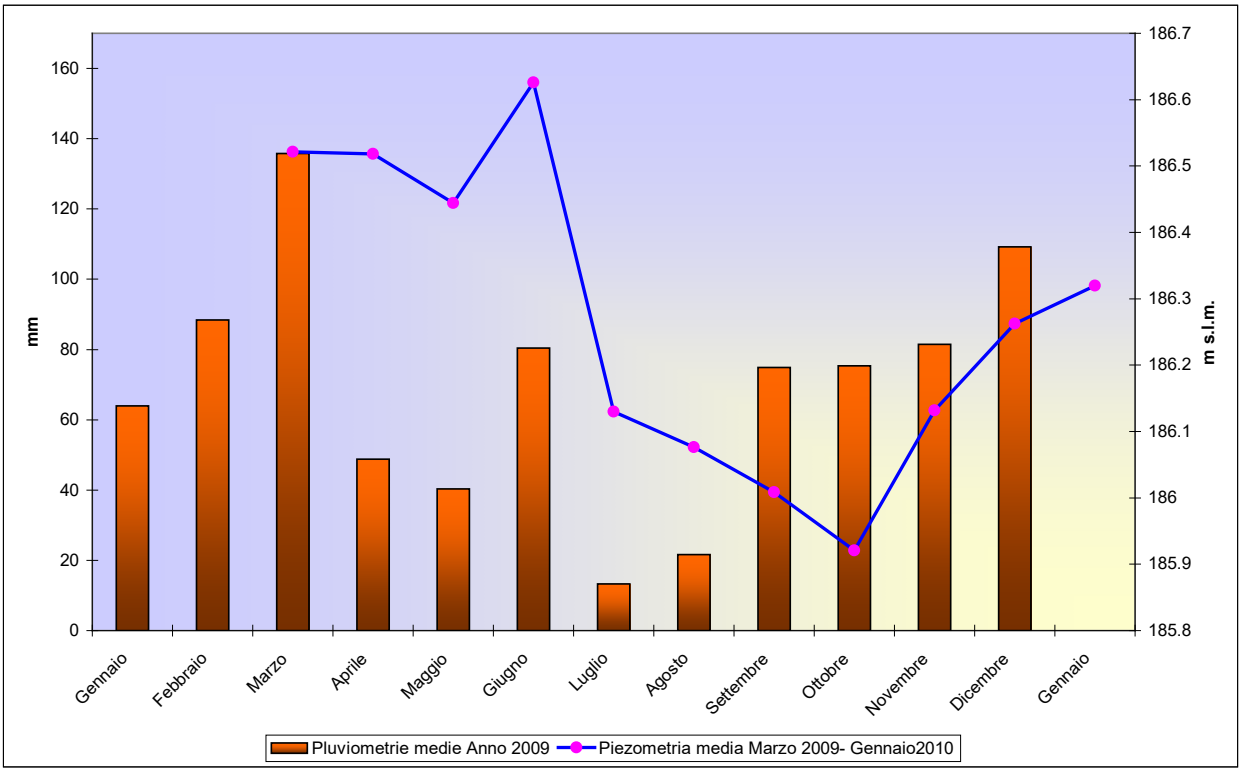


Figura 68: Confronto tra l'andamento del livello piezometrico medio della falda e quello medio delle locali precipitazioni meteoriche (periodo 2009-2010)

Notiamo che l'andamento della piezometria è legato, qualitativamente e con un certo sfasamento temporale (Ritardo), all'andamento delle precipitazioni relative allo stesso periodo, sottolineando in tal modo la loro importanza come fonte di ricarica diretta (infiltrazione nelle ampie zone di affioramento delle litologie acquifere). Ciò è particolarmente evidente nel periodo ottobre-dicembre, dove si assiste ad un innalzamento della falda a seguito di eventi piovosi particolarmente intensi, oppure, per contro, a luglio-agosto dove il brusco abbassamento è conseguente a mesi caratterizzati da bassa piovosità (minore ricarica) e maggiore utilizzo dell'acqua di falda ai fini agricoli ed idropotabili.

Esiste quindi uno stretto rapporto causa/effetto tra le piogge e i livelli piezometrici che si manifesta con un certo ritardo temporale tra l'input pluviometrico e la conseguente risposta in termini di innalzamento/abbassamento piezometrico.

Tale sfasamento temporale è quantificabile in alcuni mesi e trova la sua conferma anche negli scritti di Lotti B. - Nuove osservazioni sulla Geologia della Montagnola Senese - Roma 1888 pag. 23-24 riportati in Betti, 1962.

«Credo opportuno di dare un cenno sopra la curiosa sorgente del Luco, che scaturisce a Barigiano presso Rosia…l'efflusso delle acque di questa sorgente ha luogo assai di rado e sempre 4-5 mesi dopo un periodo estremamente piovoso. Essa offre intervalli di inattività variabili da 3 a 10 anni ed il periodo attivo dura di solito pochi mesi. Comincia dapprima a tirare lentamente ed impiega qualche mese avanti di giungere al massimo della sua portata, quindi gradatamente declina.

Questo massimo è variabile nelle diverse emissioni e può oscillare tra 6 e 40 litri al secondo, giusta i calcoli del Marchese Chigi. In addietro l'efflusso dovette per un tempo assai lungo, poiché in prossimità della sorgente fu costruito un molino, che però fu ben presto abbandonato ed ora non ne rimangono che i ruderi. L'attività del Luco, così anche la scarsità dei raccolti e la frequenza dei terremoti succedono di solito a periodi estremamente piovosi. La prima parte di questo asserto non ha bisogno di essere dimostrata. L'altra è fondata sopra osservazioni registrate con cura dal marchese Chigi»……

Per quanto riguarda il punto b) relativamente ai limiti dell'acquifero e ai potenziali ingressi e uscite idrauliche del sistema, si rimanda ai capitoli 8, 9 e 10 che si occupano rispettivamente del modello concettuale e del modello numerico dell'acquifero.

A completamento dell'analisi dei rapporti tra le precipitazioni e l'andamento della superficie piezometrica rilevata fino ad oggi attraverso l'analisi della fig. 69 è stato effettuato un confronto più ampio (da Gennaio 2008 a Agosto 2021) tra i livelli piezometrici mensili rilevati nelle 2 stazioni piezometriche funzionanti in continuo di Casetta e S. Colomba, con le piogge mensili rilevate nella stazione di Sovicille. Si può infatti notare che gli andamenti delle piezometrie nelle due stazioni sino sempre sostanzialmente analoghe (andamento subparallelo dei livelli) e che quindi si riscontri sempre in tali porzioni di acquifero lo sfasamento temporale suddetto (4-5 mesi) tra i massimi ed i minimi piezometrici e i loro corrispondenti pluviometrici.

In generale durante il periodo analizzato si osserva, mediamente, una sostanziale stabilità della piezometria che risulta perfettamente in linea con la sostanziale costanza dei relativi apporti pluviometrici e quindi della ricarica per infiltrazione da questi indotta.

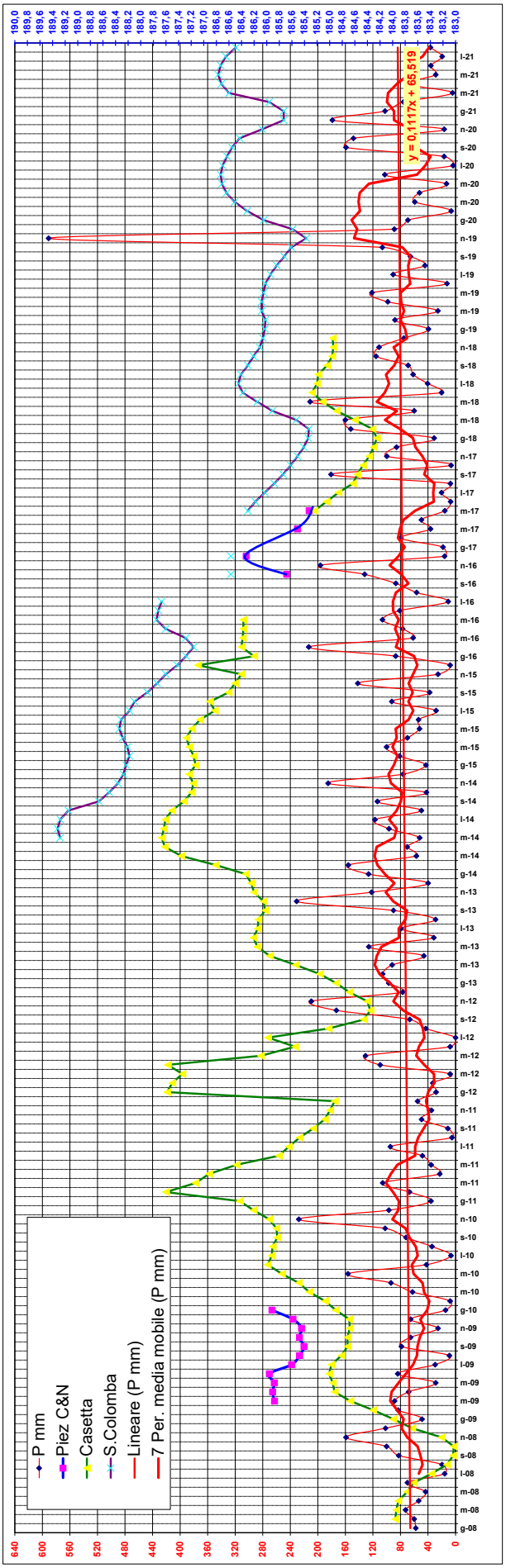


Figura 69: Con la sigla P mm indichiamo nel grafico i quantitativi di acqua precipitata, registra nella stazione pluviometrica di Sovicille ricavati dal sito del SIR
Con la sigla Piez. C&N sono indicati i valori piezometrici medi misurati nelle campagne 2009-2010 (Migliorini et al. 2012) e 2016-2017 (Nocciolini, 2017)
Casetta e S.Colomba sono riportati i livelli piezometrici in continuo scaricati dal sito del SIR
Lineare (P mm) rappresenta l'andamento lineare delle precipitazioni mensili registrate nella stazione pluviometrica di Sovicille
7 Per. Media Mobile (P mm) rappresenta l'andamento medio mobile (di 7 valori mensili) delle precipitazioni registrate nella stazione di Sovicille

5.3 Caratterizzazione idraulica dell'acquifero mediante prove di emungimento

Al fine di valutare i principali parametri idrodinamici dell'acquifero in studio, durante la fase di raccolta dei dati di base sono stati reperiti i dati di campagna di alcune prove di portata eseguite su alcune opere di captazione; in particolare si evidenziano quelle eseguite nel pozzo gestito dall'Acquedotto del Fiora spa, posto in Pian del Lago ai margini dell'ex aereoporto Alfio Mazzetti (Cod_UNI=16) e quelle eseguite nel piezometro regionale (Cod_UNI=254) in località Casetta (abitato di Rosia) eseguite dall'Università degli Studi di Siena per conto del Comune di Sovicille. Entrambi i pozzi, visibili in figura 70, sono stati monitorati nella campagna piezometrica 2009-2010.

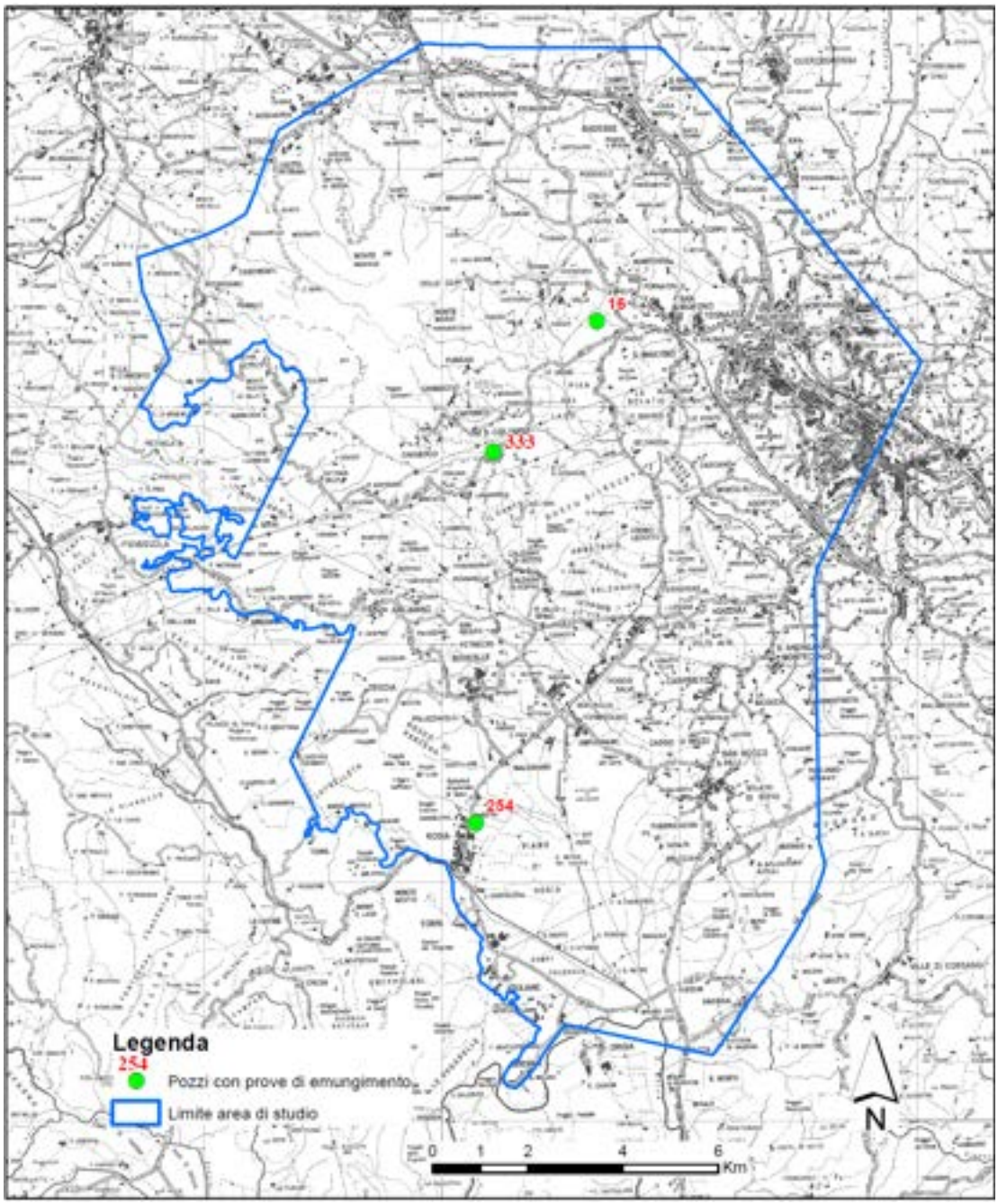


Figura 70: Ubicazione dei pozzi con prove di emungimento

Nel materiale disponibile raccolto, erano presenti altre prove di portata che riguardavano pozzi con stratigrafia non conosciuta, generalmente poco profondi (solo alcuni metri all'interno della formazione acquifera costituita dalla Breccia di Grotti/Calcare Cavernoso) che fornivano valori di trasmissività T = 3-4·10^{-5} m^2/s non rappresentativi delle caratteristiche idrodinamiche dell'acquifero in studio perché, visto lo scarso abbassamento indotto, sono probabilmente da riferirsi al solo all'immagazzinamento fittizio (falda in pressione) o comunque alla parte più superficiale dell'acquifero che vede la presenza anche di sedimenti fini che lo rendono meno permeabile; tutto ciò porta come risultato una sottostima della reale Trasmissività dell'acquifero, anche di alcuni ordini di grandezza; per tale motivo i risultati di queste prove non sono stati da me utilizzati.

La riprova di quanto sopra affermato, la si ottiene dall'interpretazione dei dati delle prove di emungimento di lunga durata eseguite nei pozzi 16 e 254 (Cod_UNI).

L'interpretazione delle prove di emungimento di questo tipo può farsi utilizzando il metodo della sovrapposizione grafica di Theis (1935) tra la curva sperimentale (tempi/abbassamenti) e quella standard di Theis con l'individuazione del "match point".

Ricordando che:

l'espressione generale di Theis, applicabile a tutti i dispositivi di stazioni di prova, è:

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi \cdot T} \int_{u}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du$$

$\boldsymbol{u} = \frac{x^2 S}{4Tt}$ (parametro adimensionale)

Δh = abbassamento piezometrico (m) misurato al tempo t in un piezometro posto a distanza x dall'asse del pozzo;

t = tempo trascorso, in un dato instante, dall'inizio del pompaggio (sec);

Q = portata costante emunta dal pozzo (m^3/sec);

T = trasmissività dell'acquifero (m^2/sec);

S = coefficiente di immagazzinamento (adimensionale);

e = spessore della falda confinata (m);

x = distanza del piezometro dal pozzo (m);

La suddetta relazione può essere scritta anche nella forma seguente:

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi \cdot T} W(u)$$

nella quale il termine $\boldsymbol{W(u)} = \int_{u}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} \boldsymbol{du}$ è una funzione esponenziale integrale decrescente ed è detta *funzione caratteristica* del pozzo **(Well function)**; i relativi valori vengono forniti, da apposite tabelle, in funzione di u.

Dalla funzione precedente si può ricavare la trasmissività T con:

$$T = \frac{Q}{4\pi \cdot \Delta H} W(u)$$

Utilizzando tale teoria, dalle suddette prove di emungimento elaborate con il metodo della sovrapposizione grafica di Theis, si sono ottenuti i seguenti valori di Trasmissività:

T = 4,2 x 10^{-3} m^2/s pozzo di Casetta;

T = 3,8 x 10^{-2} m^2/s pozzo di Pian del Lago.

Questi due valori, pur differenti tra loro, non devono stupire in quanto testimoniano la disomogeneità dell'acquifero oltre, comunque, a rilevare una sua elevata trasmissività. Infatti, la formazione idrogeologica permeabile, costituente l'acquifero, risulta composta dalle formazioni geologiche dalla Breccia di Grotti/Calcare Cavernoso, formazioni che strutturalmente però, si presentano poco omogenee sia tra loro che al loro interno; da qui deriva la sensibile variabilità dei caratteri idrodinamici come appunto la Trasmissività. Il valore riferito alla prova Pian del Lago appare più rappresentativo della formazione acquifera come confermato dai valori di ca. 2 x 10^{-2} m^2/s riportati in Capacci et al., 2008 riferiti a risultati raccolti di prove di pompaggio effettuate sui pozzi dell'Acquedotto del Fiora spa.

A questo punto è importante stimare il valore della permeabilità della formazione acquifera, che chiaramente risentirà delle stesse variabilità dei valori di trasmissività.

Nell'acquifero in studio partendo dai valori di trasmissività si arriva a definire, sulla base dei relativi spessori saturi, i seguenti valori di permeabilità:

TRASMISSIVITA' (m^2/s)	SPESSORE SATURO ACQUIFERO MINIMO (m)	SPESSORE SATURO ACQUIFERO MASSIMO (m)	RANGE DI PERMEABILITA' (m/s)
4,2 x 10^{-3}	50	100	8 x 10^{-5} ÷ 4 x 10^{-5}
3,8 x 10^{-2}	50	100	8 x 10^{-4} ÷ 4 x 10^{-4}
2 x 10^{-2}	50	100	4 x 10^{-4} ÷ 2 x 10^{-4}

Tabella 11: range dei valori di K per l'acquifero in studio

I valori di permeabilità della tabella 11, saranno in seguito utilizzati come base di partenza per le simulazioni della modellazione numerica dell'acquifero (par. 10.2.3.3). Si sottolinea che i dati a disposizione sulla Trasmissività sono n.3 interpretati direttamente dallo scrivente e n.1 raccolto come dato di base dal materiale cartaceo dall'Acquedotto del Fiora Spa; tali dati, se rapportati alla superficie di analisi ampia decine di chilometri quadrati, sono piuttosto limitati e sicuramente non rappresentativi di variazioni locali, sono comunque indicativi delle potenzialità generali della falda acquifera oggetto di studio.

5.3.1 Prove di pompaggio effettuate nel sondaggio profondo

Nel 2014, al termine della perforazione e del suo completamento (vedi par. 4.3), all'interno del pozzo profondo in località Madonnino Rosso (Cod_UNI=333 di fig. 70), è stata condotta una prova di emungimento di lunga durata alla portata massima fornita della pompa installata (11,3 l/sec) controllando, ad intervalli prefissati di tempo, sia la portata emunta al fine di verificarne la costanza (per mezzo di un contalitri analogico installato sul tubo di uscita della pompa, fig. 71), sia l'abbassamento della superficie piezometrica della falda indotto dal pompaggio a partire da un livello statico iniziale di 101,73 m dal p.c. (fig. 72); la durata della prova è stata di 735 minuti (Capacci et al., 2018).

Durante la perforazione del sondaggio è stata rilevata, a circa 90-95 m di profondità fino a circa 110-115 m, la presenza di cavità carsiche con riempimento argillitico generalmente di modeste dimensioni dovute probabilmente ad una maggiore dissoluzione del calcare riconducibile al "vecchio" livello piezometrico. Inoltre, come riportato nella stratigrafia di fig. 42, si è registrata la risalita del livello piezometrico di circa 14 m a conferma che in quest'area la falda acquifera si trova in condizioni di leggero confinamento.

Costant-Rate Pumping Test (DISCESA)

Il livello dinamico raggiunto al termine della prova è risultato pari a 117,53 m dal p.c., con un abbassamento complessivo della falda di 15,80 m.

Figura 71: Dettaglio del contalitri

Figura 72: Dettaglio del freatimetro

L'interpretazione dei dati abbassamenti vs tempi registrati durante la prova, è stata effettuata ricorrendo al metodo di sovrapposizione grafica fra la curva standard e sperimentale di Theis così come visibile in figura

73. La formula di Theis è valida anche per falde libere o semiconfinate considerando gli abbassamenti dei livelli dinamici fino al 10%, max 30% dello spessore saturo; nel nostro caso si rientra all'interno di questo intervallo e quindi le prove realizzate sono da ritenersi concettualmente valide (Celico 1988, Custodio-Llamas, Castany, 1990). Sugli assi di tali curve, in corrispondenza delle coordinate del match point scelto, sono stati rilevati i valori dei 4 parametri rispettivamente rappresentati.

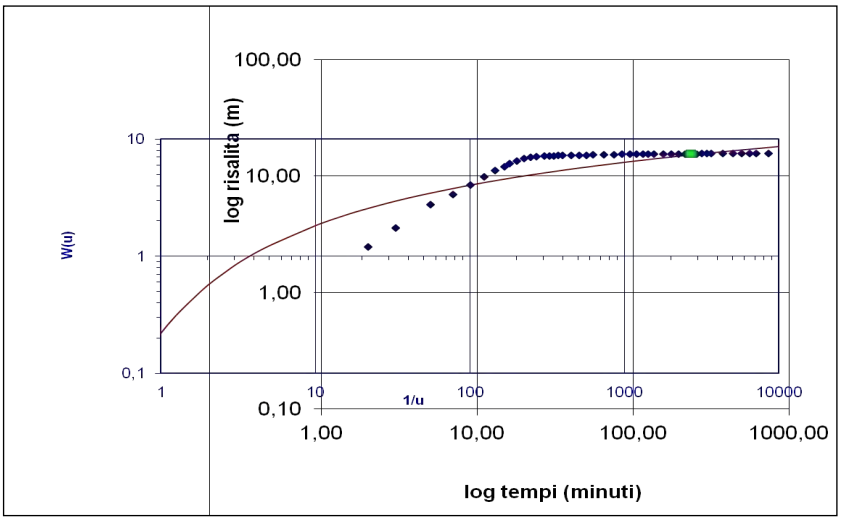


Figura 73: Prova di emungimento - discesa

Sulla curva standard sono stati rilevati i valori di W(u) e 1/u, mentre nella curva sperimentale si sono letti quelli inerenti agli abbassamenti ed i relativi tempi. Questi valori ricavati da fig. 73, hanno permesso di definire in quella zona dell'acquifero in esame il seguente valore di Trasmissività (T):

$$T = 5{,}2 \times 10^{-3} \frac{m^2}{s}$$

Recovery Test (RISALITA)

Al termine della prova di emungimento è stato monitorato il ripristino del livello piezometrico in fase di risalita protrattosi per circa 350 minuti dallo spegnimento della pompa.

L'interpretazione dei dati abbassamenti residui vs tempi registrati durante il Recovery test, è stata effettuata ricorrendo al medesimo metodo di sovrapposizione grafica fra la curva standard e quella sperimentale. In questo caso però, considerato che i dati della risalita sono meno disturbati dalle caratteristiche dell'opera, si è scelto di interpretare i dati con tre autori (Neuman 1972, Hantush 1960 e Theis 1935) così da poterli confrontare tra loro. Questa operazione è stata fatta utilizzando il programma AcquiferWin32 Ver. 6.00, sviluppato da Dough Rumbaugh e Jim Rumbaugh. Come si può constatare dalla figura 74 e dalla tabella 12 non si osservano variazioni rilevanti tra le tre soluzioni adottate in quanto l'ordine di grandezza della Trasmissività rimane pari a circa 1,5 x 10^{-3} m^2/s.

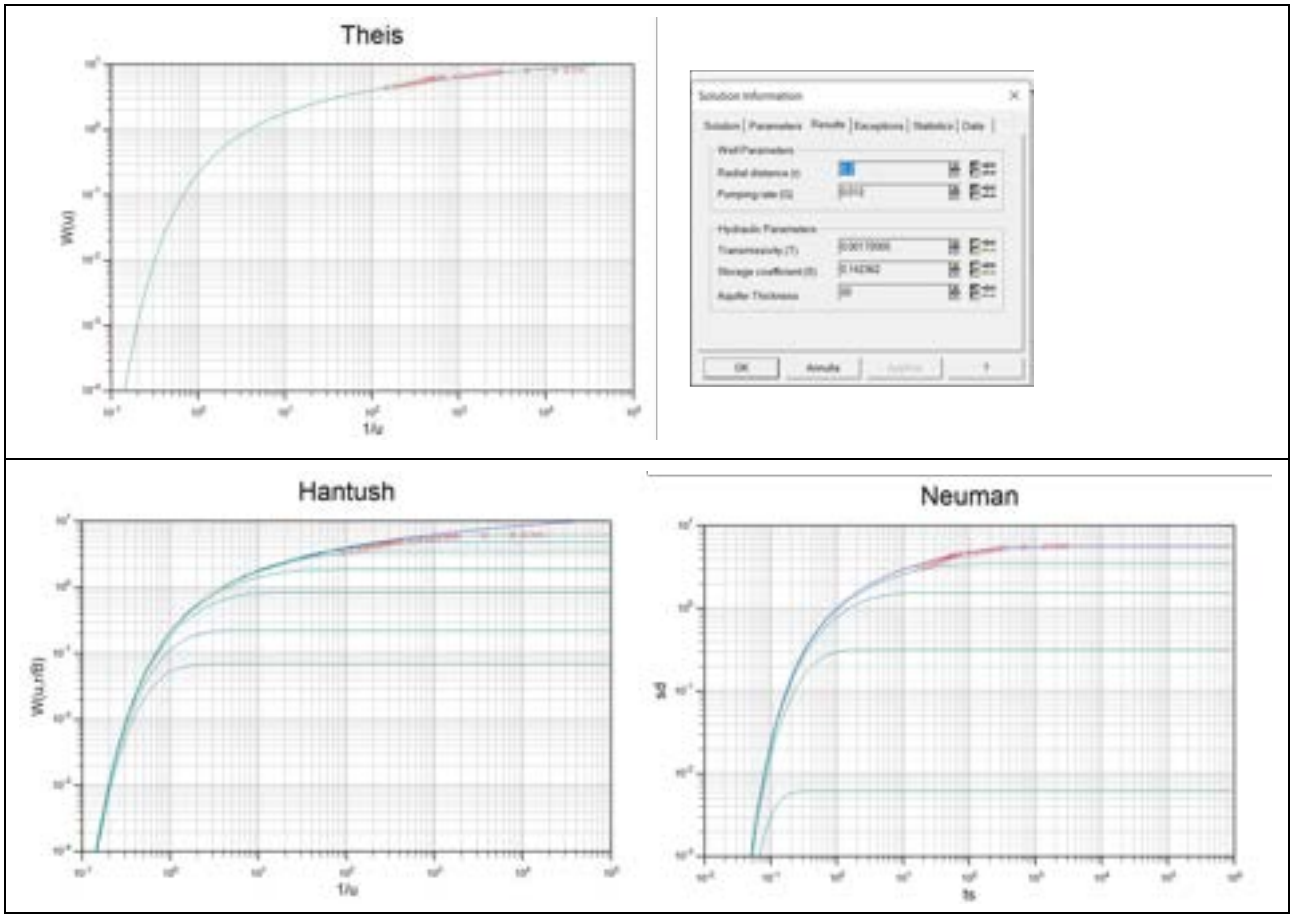


Figura 74: Interpretazione con più soluzioni del recovery test

Parametro idrodinamico	Soluzioni adottate		
	Theis (1935)	Neuman (1972)	Hantush (1960)
Trasmissività (m^2/s)	1.72×10^{-3}	1.27×10^{-3}	1.39×10^{-3}

Tabella 12: Valori di Trasmissività secondo le tre soluzioni adottate

Tali risultati, sono simili tra loro e a quello della prova di emungimento in fase di discesa; considerando un valore medio di trasmissività pari a circa 4×10^{-3} m^2/s e uno spessore saturo di circa 50 - 70 m, così come stimabile dal log geofisico eseguito in foro prima del suo completamento, si può giungere a determinare un valore di permeabilità K pari a circa 1×10^{-4} m/s, valore in linea con quelli più bassi del range di permeabilità riportati in tabella 11.

Concluse tutte le analisi ed i test previsti nel sondaggio, la parte superficiale del perforo è stata impermeabilizzata mediante cementazione con la messa in opera di un pozzetto e installazione al suo interno della stazione di monitoraggio in continuo i cui dati sono stati utilizzati anche nel presente studio; tale opera fa parte del sistema di monitoraggio piezometrico del SIR della Regione Toscana.

6 - Caratterizzazione idrochimica dell'acqua di falda

Le caratteristiche chimico - fisiche e chimiche delle acque sotterranee dipendono da vari fattori quali i lineamenti mineralogici e geochimici della roccia serbatoio, i processi e le reazioni nell'interazione acqua–roccia (per es., reazioni di dissoluzione, precipitazione, redox e scambio ionico), le condizioni idrodinamiche esistenti all'interno dell'acquifero, i tempi di residenza dell'acqua nel sottosuolo e il mescolamento di acque con origine e caratteristiche chimiche differenti. Lo studio del chimismo delle acque sotterranee è un metodo di prospezione idrogeologica che consente di ricostruire i circuiti di circolazione dell'acqua, di caratterizzare il bacino di alimentazione, di individuare le zone di alimentazione e di drenaggio preferenziali, di risalire alle temperature in profondità e di paragonare e/o correlare tra loro vari tipi di acque.

Al fine di valutare le principali caratteristiche fisico-chimiche e chimiche della falda, contemporaneamente alle misure piezometriche di Luglio 2009 sono stati prelevati campioni di acqua sotterranea che sono stati analizzati per determinare la concentrazione degli ioni maggiori (in totale 20 campioni i cui codici sono riportati in tabella 13 e l'ubicazione in figura 75), e durante la campagna piezometrica Marzo 2009 – Gennaio 2010 sono state misurate, quando e ove possibile, la conducibilità elettrica e la temperatura dell'acqua di falda in 22 punti di misura. In tabella 13 si può osservare la doppia codifica quella nella colonna di sinistra rappresenta le analisi chimiche e quella nella colonna di destra identifica il Cod_Uni dei pozzi censiti nell'area di studio, entrambi riportati nella banca dati.

Le analisi chimiche sono state effettuate presso i laboratori della Sezione di Geochimica Ambientale e Conservazione del Patrimonio Lapideo e Culturale del Dipartimento di Scienze Ambientali "G. Sarfatti" dell'Università degli Studi di Siena.

Codice Analisi Chimiche		Codice Università
Pozzo 2	Volte Basse	60
Pozzo 4	Toiano	53
Pozzo 8	Sparavicchio	322
Pozzo 9	Rosia "Arpat"	254
Pozzo 10	Barbicciaia	323
Pozzo 11	Colombaia	293
Pozzo 14	Valmaggiore	316
Pozzo 15	Valmaggiore	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

Tabella 13: Elenco dei codici di riferimento dei pozzi utilizzati per il campionamento delle acque sotterranee

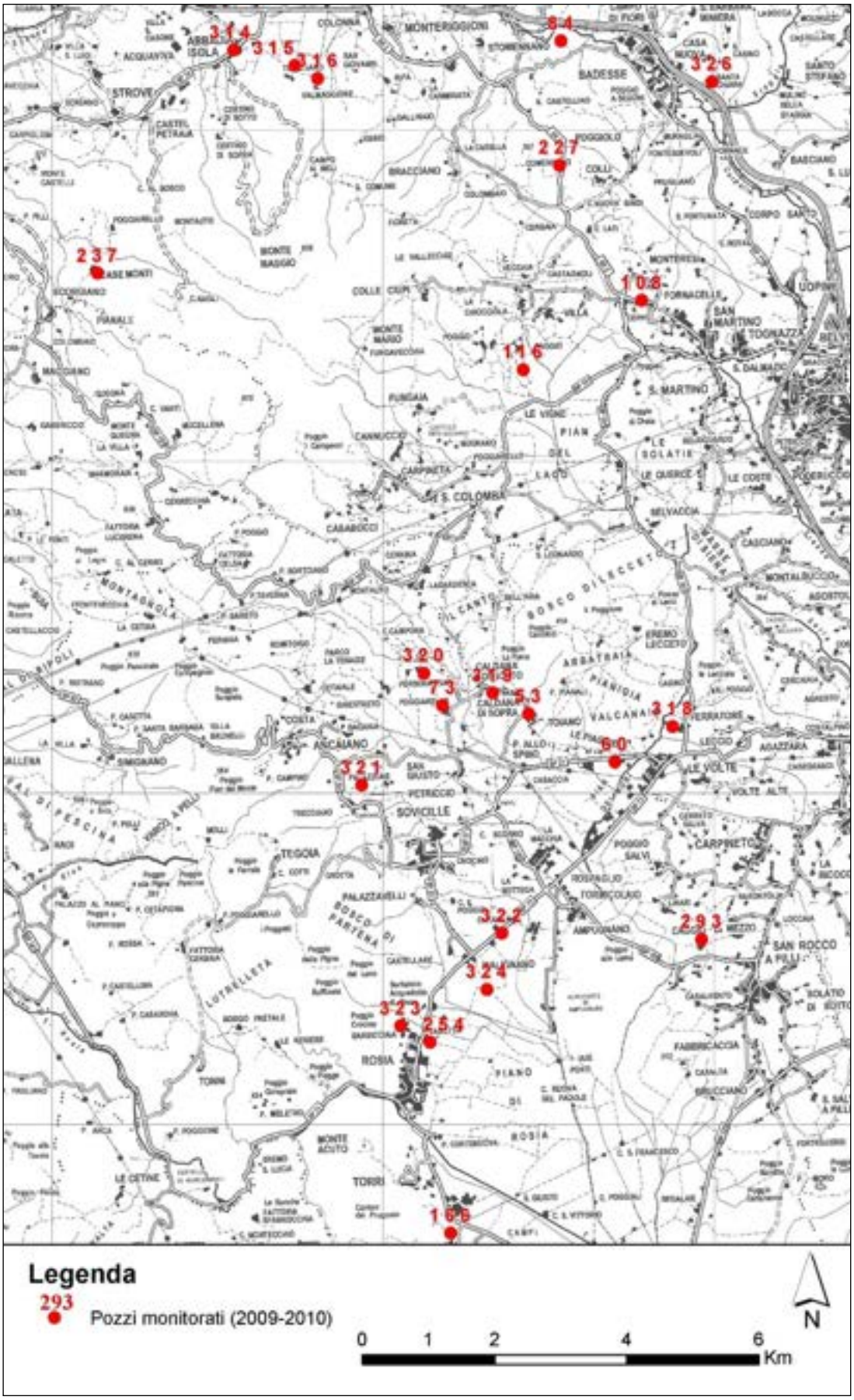


Figura 75: Ubicazione dei pozzi di monitoraggio della Conducibilità elettrica e Temperatura (2009-2010)

6.1 Conducibilità elettrica e temperatura

I dati conducimetrici rilevati nel periodo marzo 2009 - gennaio 2010, con il conduttimetro portatile Crison CM 35, hanno consentito la realizzazione di carte delle isoconduttive medie dell'acqua di falda con le quali è stato possibile delineare la distribuzione della salinità totale nella zona studiata.

La conducibilità elettrica traduce la capacità che ha un mezzo di lasciarsi attraversare da una corrente elettrica e fornisce una stima della quantità di specie ioniche presenti in soluzione. La conducibilità elettrica è funzione diretta della temperatura; infatti, dalla temperatura dipende la quantità di sali disciolti in acqua ed in particolare il loro grado di dissociazione; per questo motivo i confronti tra campioni di acqua devono essere eseguiti con dati di conducibilità elettrica µS/cm normalizzati alla stessa temperatura che in questa campagna è stata 20°C.

Nelle tabelle 14 e 14bis sono riportati i valori della conducibilità elettrica µS/cm e temperatura °C delle acque campionate nei vari pozzi durante le misure nella campagna piezometrica marzo 2009 - gennaio 2010.

Codice UNI	Cond-Marzo	Cond-Aprile	Cond-Maggio	Cond-Giugno	Cond-Luglio	Cond-Agosto	Cond-Settembre	Cond-Ottobre	Cond-Novembre	Cond-Dicembre	Cond-Gennaio	Cond-Media
53	690	662	633	653	655	624	593	600	651		684	644,50
60	480	468	455	441	222	304	385	460	448	438	444	413,18
73	525	519	512	509	513	493	472	596	592	597	602	539,09
84	1382	1185	988	805	550	723	896	1090			1132	972,33
108	615	612	609	609	606	638	670	720	677		693	644,90
116	429	495	560	575	549	585	621	675	610		560	565,90
166	636	652	667	658	594	622	649	700	730	672	634	655,82
227	595	598	600	504	301	443	585	648	624			544,22
237	683			716	762				738			724,75
254					806	846	885	962	923	920	892	890,57
293	455	496	536	753	676	744	812	711		563	456	620,20
314	980	955	930	863	829	838	847	885	892	903	915	894,27
315	395	383	370	368	377	390	403	373	496	492	449	408,73
316	509	505	500	516	566	672	778	761	717	700		622,40
318	607	599	590				600	728		640	630	627,71
319	692	689	685	699			636	820	809	821	836	743,00
320	597				585	600	614	712		697	682	641,00
321			455	461	460	431	401	550	529	510		474,63
322			841		812	849	885	960	950	953	936	898,25
323	575	571	566	570	565	602	639	650	644	639	634	605,00
324	527	530	533		857	888	919	932	791	738	674	738,90
326	2350	2380	2410	2300	2320	2195	2070	2340	2370	2370	2370	2315,91

Tabella 14: Valori della conducibilità elettrica dell'acqua dei pozzi monitorati nel periodo marzo 2009-gennaio 2010

Codice UNI	T-Marzo	T-Aprile	T-Maggio	T-Giugno	T-Luglio	T-Agosto	T-Settembre	T-Ottobre	T-Novembre	T-Dicembre	T-Gennaio	T-Media
53	17,5	17,9	18,2	18	18,1	17,8	17,5	17,3	17,2		17,3	17,7
60	13,7	14,6	15,4	15,6	16	16,1	16,2	15,4	14,6	14,7	13,9	15,1
73	14,7	15	15,2	14,7	14,8	15,4	16	15,3	14,5	14,6	14,7	15,0
84	14,5	14,7	14,9	13,8	14,8	15,7	16,6	15			13,9	14,9
108	15,8	15,9	15,9	15,7	15,4	15,6	15,7	15,8	15,2		15,2	15,6
116	13,8	13,9	14	13,9	13,9	14,2	14,5	14,1	13,5		13,5	13,9
166	14,2	14,5	15,1	15	15	15,5	15,5	15	13,9	13,8	13,8	14,7
227	14,7	15,6	16,4	17,4	18,5	18,8	19	16,7	12,4			16,6
237	20,4			21	21,4				20,3	20,2	20,2	20,6
254					15,7	16	16,2	14,8	14,5	14,6	14,6	15,2
293	15,1	15,4	15,7	16	16,9	16,9	16,9	15,8		14,5	14,3	15,8
314	16,8	16,8	16,8	17,8	18,8			17,3		16,9		17,3
315	12	12,8	13,6	14,5	14,5	15,2	15,8	15,7	15,2	14,6	11	14,1
316	14	15,6	17,2	17,9	19,2	19,8	20,4	20	20,1	19,8	19,5	18,5
318	13,9	14,3	14,6				15,3	14,6		14	13,8	14,4
319	17,2	17,3	17,4	17,3				17,6	14,8	14,8	14,8	16,4
320	13,4				15,8	15,8	15,8	18,7		14,5	14,3	15,5
321			14,8	14,7	14,4	15,2	16	14,9	14,6	14,6	14,5	14,9
322			15		15,7	16,4	17	15,7	14,7	15,2	14,6	15,5
323	14,9	15,4	15,8	16,1	16,3	16,9	17,4	15,6	14,1	14	13,9	15,5
324	15	15,2	15,4		17,3	17,5	17,7	17	15,7	15	14	16,0
326	19,4	18,8	18,3	20	20,4	20	19,6	19,4	19	19,1	19,1	19,4

Tabella 14bis: Valori della temperatura dell'acqua dei pozzi monitorati nel periodo marzo 2009-gennaio 2010

Nelle tabelle 15 e 16 sono riportati i valori medi della conducibilità elettrica e della temperatura (derivati da operazioni di gridding e contouring, eseguite secondo gli stessi principi delle piezometrie, par. 5.2,

interpolando i dati puntuali misurati così da ottenere una distribuzione omogenea nell'area di studio) delle acque monitorate durante la campagna piezometrica marzo 2009 - gennaio 2010.

Data misurazione	Conducibilità Elettrica media mensile µS/cm
Marzo 2009	656.22
Aprile 2009	652.14
Maggio 2009	658.73
Giugno 2009	682.95
Luglio 2009	658.59
Agosto 2009	678.54
Settembre 2009	678.54
Ottobre 2009	777.90
Novembre 2009	765.87
Dicembre 2009	729.94
Gennaio 2010	717.38

Tabella 15: Valori medi della conducibilità elettrica nel periodo monitorato; in azzurro il valore minimo, in arancio il valore massimo

Data misurazione	Temperatura media mensile °C
Marzo 2009	15.35
Aprile 2009	15.30
Maggio 2009	15.57
Giugno 2009	16.32
Luglio 2009	16.69
Agosto 2009	16.28
Settembre 2009	16.42
Ottobre 2009	16.19
Novembre 2009	15.55
Dicembre 2009	15.36
Gennaio 2010	15.18

Tabella 16: Valori medi della temperatura nel periodo monitorato; in azzurro il valore minimo, in arancio il valore massimo

Come si può osservare dai valori nella tabella 15, non si riscontrano notevoli cambiamenti nella conducibilità elettrica nell'arco del periodo di misurazione, tranne piccole fluttuazioni di modesta importanza.

Nel periodo di monitoraggio sono stati misurati valori della conducibilità elettrica (figura 76) compresi nell'ampio intervallo 417 e 2300 µS/cm, anche se in quasi tutto l'acquifero i valori di questa proprietà fisico-chimica sono compresi tra 650 e 780 µS/cm, tipici di acque circolanti in litologie argilloso - calcaree (Breccia di Grotti); i più alti valori della conducibilità elettrica (≥2000 µS/cm), riscontrati nella zona nord-est (Lornano – Badesse) nel pozzo 326 (Santa Chiara), sono dovuti alla circolazione in litologie solfato-carbonatiche (Anidridi di Burano?) e in corrispondenza del limite dell'acquifero caratterizzato dalla presenza di una faglia; ciò è confermato anche dai valori della temperatura di queste acque che sono più alti della media. Un valore anomalo di temperatura per la presenza di una faglia è stato riscontrato anche per l'acqua del pozzo 237 (Case Monti).

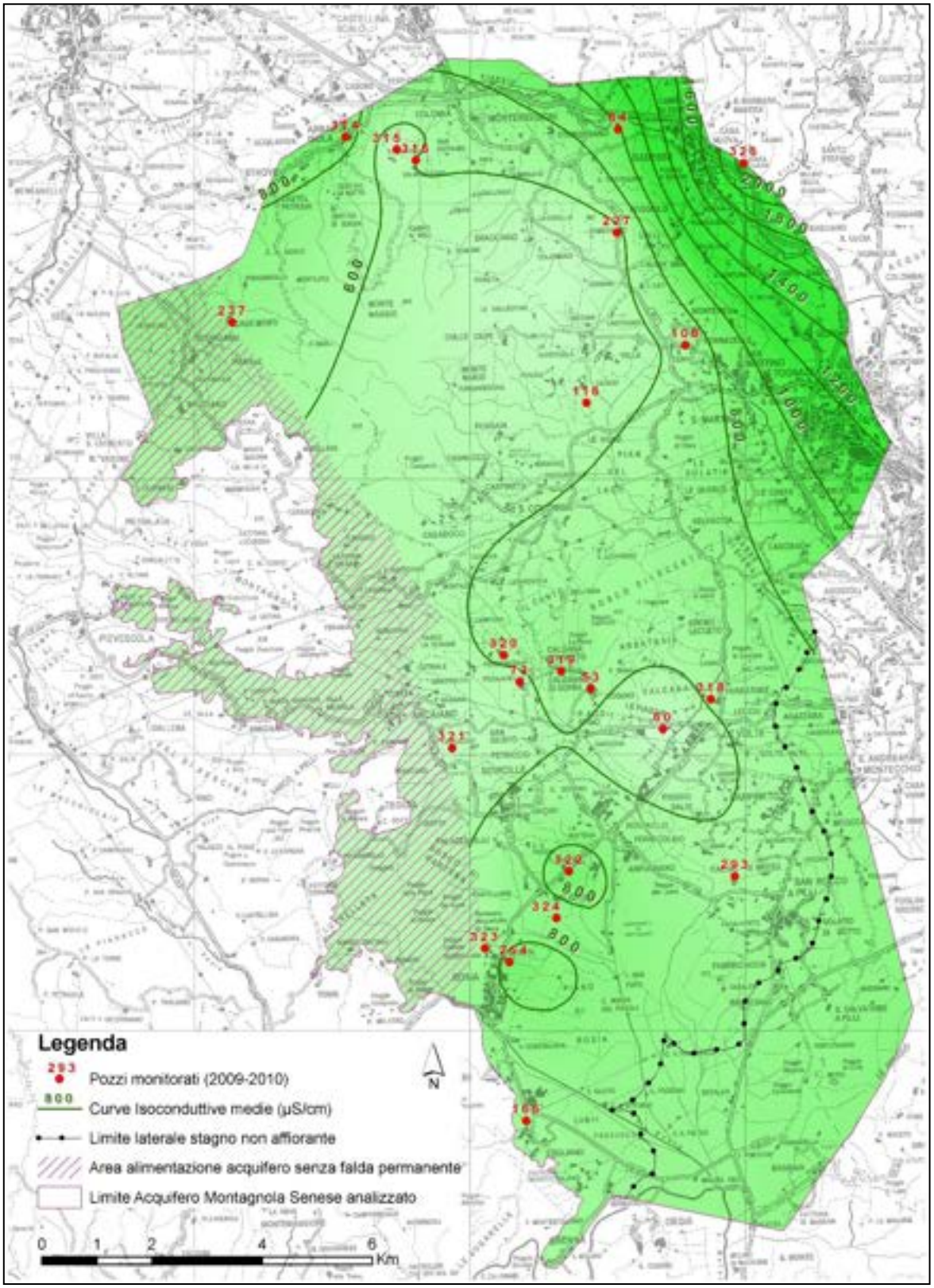


Figura 76: Carta delle isoconduttive medie misurate nel periodo Marzo 2009 – Gennaio 2010

Durante il lavoro di Nocciolini, 2017, sono stati campionati solo n. 7 dei 22 pozzi della precedente campagna. Queste misurazioni comunque hanno in sostanza confermato, con piccole variazioni, i valori di temperatura e conducibilità delle acque campionate nel 2009-2010.

Nella tabella 17b è riportata la classificazione delle acque in base a valori del residuo fisso previste dal D.L. 31/2001. Per ottenere i valori di residuo fisso partendo da quelli della conducibilità elettrica misurata in campagna è necessario fare la conversione secondo la tabella 17a di Rodier, 1984.

Secondo il D.L. 31/2001 le acque sotterranee in esame sono acque mediamente mineralizzate, fatta eccezione per l'acqua del Pozzo 326 che ricade nel campo delle acque minerali, presentando un valore medio maggiore di 1500 mg/l.

Conducibilità (µS/cm) a 20°C	Mineralizzazione (mg/L)
inferiore a 50	1,365079 x conducibilità
compresa tra 50 e 166	0,947658 x conducibilità
compresa tra 166 e 333	0,769574 x conducibilità
compresa tra 333 e 833	0,715920 x conducibilità
compresa tra 833 e 10.000	0,758544 x conducibilità
superiore a 10.000	0,850432 x conducibilità

Tabella 17a: coefficienti di conversione da conducibilità elettrica a mineralizzazione

Tabella 17b: Classificazione delle acque in base ai valori di mineralizzazione/residuo fisso (mg/l)

Per quanto riguarda la temperatura delle acque sotterranee, i valori vanno dai 14°C ai 20°C (figura 77). Secondo Chetoni, 2000, le acque possono essere distinte in base alla temperatura utilizzando la classificazione riportata in tabella 18.

Temperatura media annua dell'acqua (°C)	Classe di appartenenza
< 20	Acque fredde
20 - 35	Acque ipotermali
35 - 50	Acque mesotermali
> 50	Acque ipertermali

Tabella 18: Classificazione delle acque in base ai valori della temperatura

I valori della temperatura indicano che le acque sotterranee in esame sono acque fredde o, in casi sporadici, leggermente ipotermali.

I valori più bassi di temperatura sono stati misurati nelle vicinanze delle zone di infiltrazione, mentre quelli più alti sono tipici di aree dove le acque hanno avuto una circolazione più profonda (pozzi 237 e 326) determinata anche dalla vicinanza di strutture tettoniche.

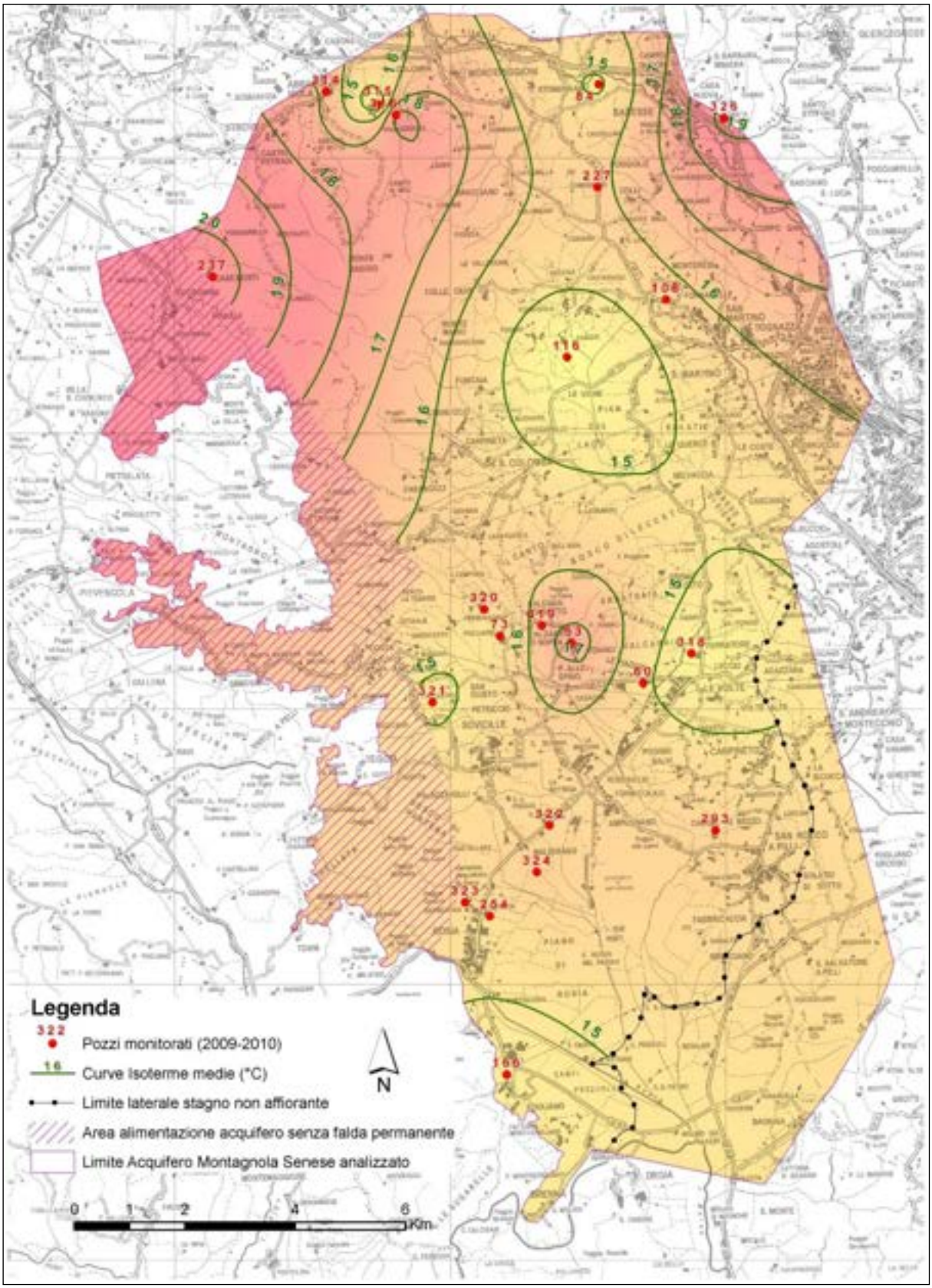


Figura 77: Carta delle isoterme medie delle acque sotterranee nel periodo Marzo 2009 – Gennaio 2010

6.2 Ioni maggiori

Il chimismo delle acque sotterranee in studio è stato definito attraverso le concentrazioni dei cationi (Na^+, K^+, Ca^{++}, Mg^{++}) e degli anioni (Cl^-, SO_4^{--}, HCO_3^-, NO_3^-) maggiori, che rappresentano le specie ioniche più abbondanti e caratterizzanti nelle acque di falda.

La determinazione delle concentrazioni dei cationi è stata effettuata mediante la tecnica analitica della spettrofotometria di emissione ottica accoppiata al plasma induttivo (ICP – OES), utilizzando uno spettrofotometro Optima 2000 DV (*Dual View*) della Perkin Elmer.

La concentrazione degli anioni è stata determinata in cromatografia ionica utilizzando un cromatografo Compact IC, modello 761 della Metrohm.

Per valutare l'accuratezza dell'analisi chimica di un'acqua sotterranea per quanto riguarda le concentrazioni degli ioni maggiori, l'usuale approccio è quello di calcolare il bilancio ionico dal momento che in una soluzione acquosa la somma delle cariche positive dei cationi deve essere uguale a quella delle cariche negative degli anioni.

Il bilancio ionico, espresso in percentuale, è calcolato attraverso la seguente espressione:

$$Bilancio\ \frac{Cationi}{Anioni} = \frac{\sum(Cationi) - \sum(Anioni)}{\sum(Cationi) + \sum(Anioni)} \times 100\%$$

in cui la somma dei cationi (ΣCationi) comprende le concentrazioni di Na^+, K^+, Ca^{++}, Mg^{++} (in meq/L), mentre quella degli anioni (ΣAnioni) le concentrazioni di Cl^-, SO_4^{--}, HCO_3^-, NO_3^- (in meq/L). In tabella 19 sono riportate le concentrazioni di Na^+, K^+, Ca^{++}, Mg^{++}, Cl^-, SO_4^{--}, HCO_3^-, NO_3^- (in mg/L) nei 20 campioni di acqua sotterranea prelevati ed i valori del bilancio ionico, i quali sono sempre inferiori al valore soglia del 5%, indicando la validità dei risultati e la possibilità di essere elaborati ed interpretati.

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

Tabella 19: Concentrazione degli ioni maggiori nei campioni d'acqua di falda raccolti in Luglio 2009

6.2.1 Durezza

La durezza di un'acqua è un parametro chimico che indica la concentrazione di elementi alcalino – terrosi in soluzione, in pratica la durezza viene riferita alle concentrazioni di calcio e magnesio in quanto gli altri elementi alcalino – terrosi non sono mai presenti in quantità tali da influire in modo significativo sul valore complessivo della stessa (Celico, 1986).

In tabella 20 è riportata una classificazione delle acque in base alla durezza espressa in gradi francesi (°F) (da Desio, 1973), mentre in tabella 21 sono presentati i valori della durezza delle acque sotterranee in studio (in °F).

Durezza (°F)	< 7	7 - 14	15 - 22	23 - 32	33 - 54	> 54
Acque	Molto dolci	Dolci	Poco dure	Media-mente dure	Dure	Molto dure

Tabella 20: Classificazione delle acque in base alla loro durezza

Cod. Analisi Chimiche	Cod. Università	Durezza Totale (°F)
Pozzo 2	60	22.75
Pozzo 4	53	39.55
Pozzo 8	322	50.80
Pozzo 9	254	39.90
Pozzo 10	323	34.10
Pozzo 11	293	29.40
Pozzo 14	316	33.10
Pozzo 15	315	21.20
Pozzo 16	314	48.20
Pozzo 20	108	39.80
Pozzo 21	237	48.70
Pozzo 24	227	37.35
Pozzo 26	116	33.90
Pozzo 28	166	38.05
Pozzo 30	324	57.45
Pozzo 31	321	29.20
Pozzo 32	73	32.30
Pozzo 33	320	37.35
Pozzo 35	84	58.60
Pozzo 36	326	160.75

Tabella 21: Valori della durezza (in gradi francesi, °F) delle acque sotterranee in studio

In base a quanto riportato nelle tabelle 20 e 21, le acque analizzate sono prevalentemente acque dure; in 4 pozzi (60, 293, 321, 73) sono state campionate acque mediamente dure ed in 3 pozzi (324, 84, 326) acque molto dure con una durezza maggiore di 54 °F.

6.2.2 Cloruri

Lo ione cloruro, di notevole interesse nelle prospezioni idrogeochimiche, può avere origini diverse:

- da depositi di origine marina nei quali è rimasta intrappolata dell'acqua salata (acqua congenita);
- dalla dissoluzione di rocce saline (*evaporiti*);
- dall'intrusione di acqua di mare in falda costiera.

Una diminuzione del contenuto in cloruri indica che la falda si trova in un'area di alimentazione, mentre un aumento degli stessi può essere dovuto a cause diverse: intrusione dell'acqua di mare; dissoluzione di rocce saline; evaporazione di acque molto superficiali.

Il Decreto legislativo n. 30 del 16 marzo 2009, prevede, ai fini della definizione del buono stato chimico di un'acqua, che il contenuto in cloruri sia inferiore ai 250 mg/L; come si vede dai dati di tabella 19 e dalla figura 78, questa condizione è garantita in tutto l'acquifero visto che la più alta concentrazione dello ione cloruro è risultata pari a 127,17 mg/L per l'acqua del pozzo 254.

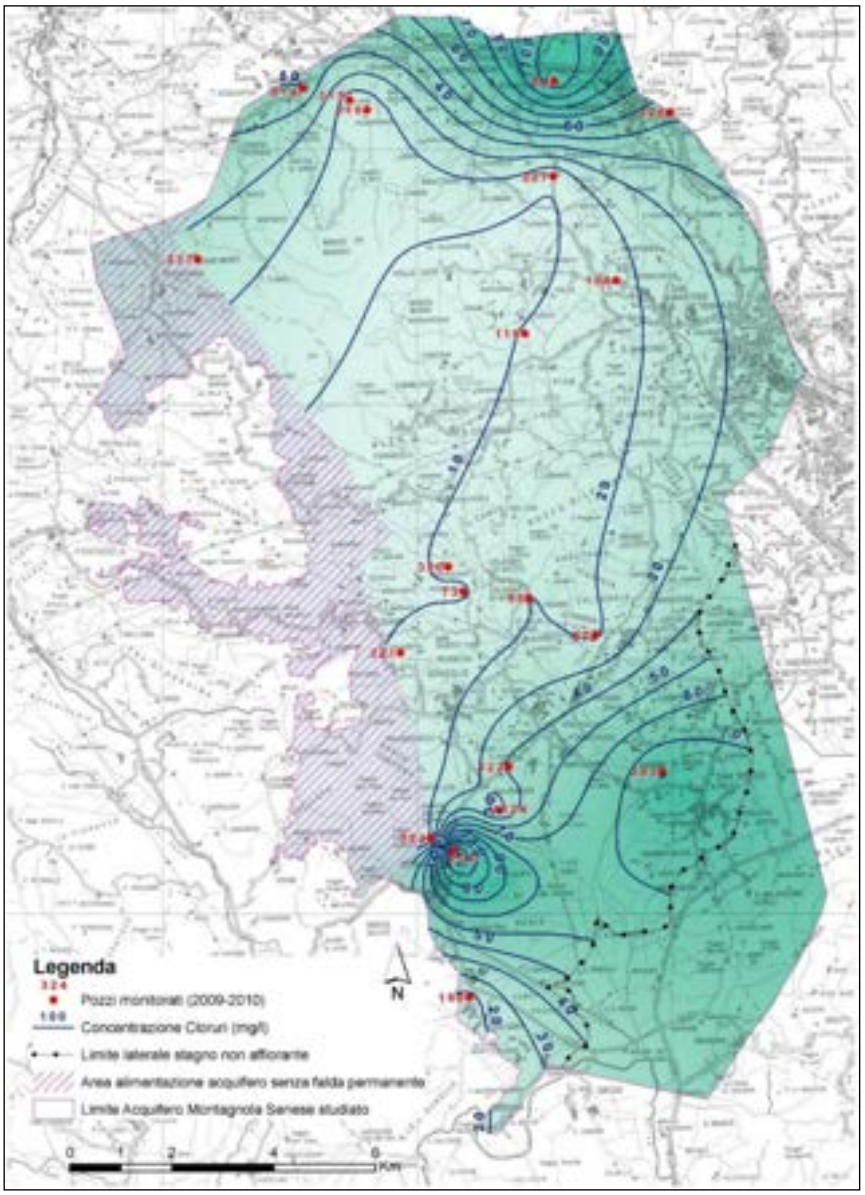


Figura 78: Carta della distribuzione delle concentrazioni dello ione cloruro

6.2.3 Solfati

La dissoluzione del gesso e dell'anidrite rappresenta l'origine principale degli ioni SO_4^{--} presenti nelle acque sotterranee; un'altra fonte oggi certamente non trascurabile è rappresentata dai composti utilizzati in agricoltura come fertilizzanti.

Le concentrazioni dei solfati (tab. 19 e figura 79) sono abbastanza costanti nella parte centrale dell'acquifero, e quindi inferiori al valore soglia di 250 mg/L previsto dal Decreto legislativo 16 marzo 2009, n. 30; contenuti di solfati più alti del valore soglia di 250 mg/L sono stati registrati nella zona nord-est dell'acquifero, nell'acqua del pozzo 324 (267,49 mg/L) ed in quella del pozzo 326 (vicino alla miniera di zolfo di Santa Barbara), dove è stato misurato il massimo di concentrazione pari a 805,65 mg/L.

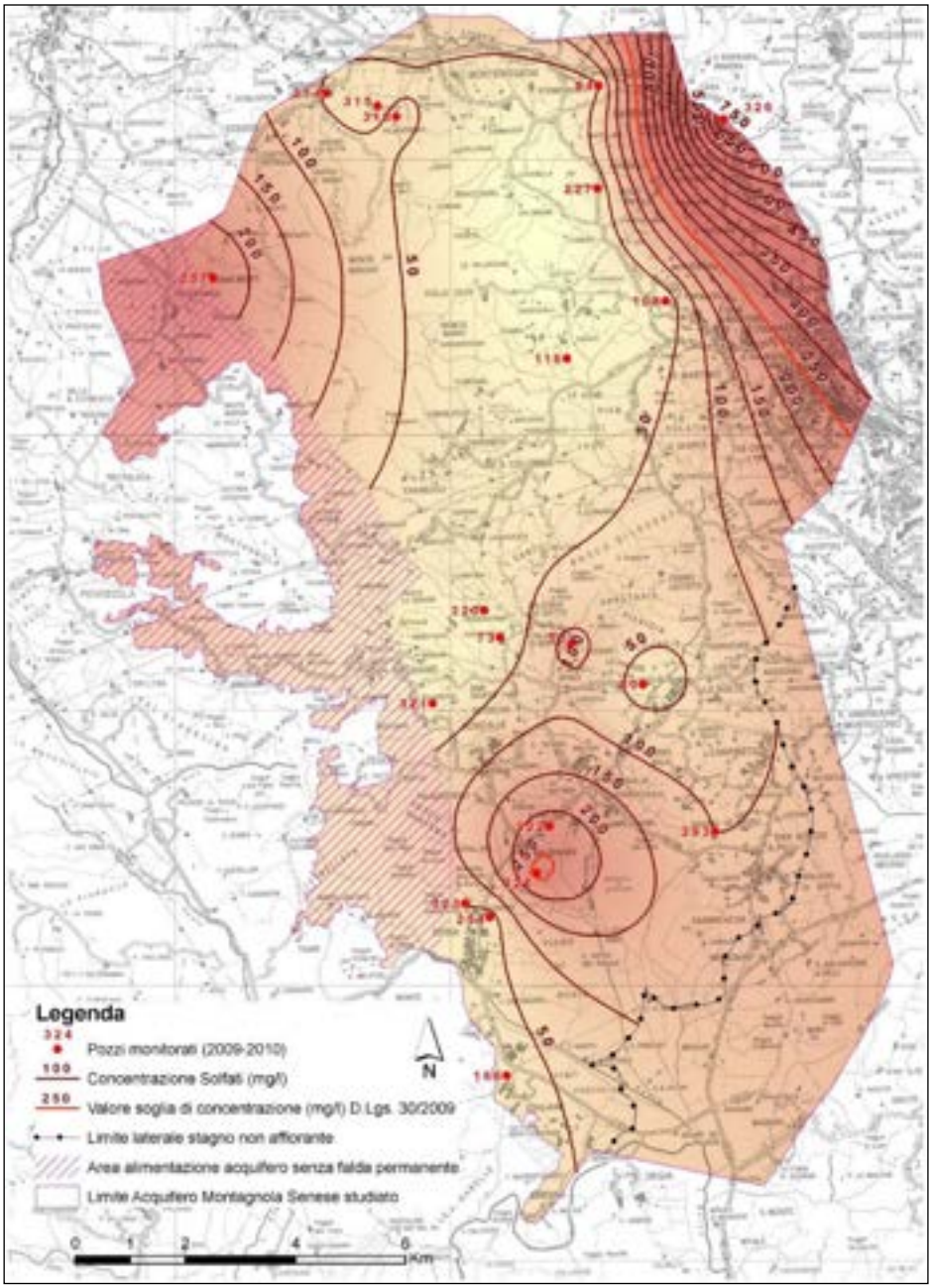


Figura 79: Carta della distribuzione delle concentrazioni dello ione solfato

6.2.4 Nitrati

I nitrati sono presenti nelle acque sotterranee attraverso processi naturali, ma difficilmente la loro concentrazione naturale supera i 10 mg/L. Alte concentrazioni di NO_3^- nelle acque sotterranee sono imputabili all'apporto derivante da fertilizzanti azotati usati in agricoltura. Le concentrazioni di nitrati nelle acque sotterranee in studio (tabella 19 e figura 80) sono prevalentemente inferiori a 50 mg/L limite previsto dalla legge (D.L. 30/2009). Ai limiti nord e sud dell'acquifero i livelli dei nitrati sono maggiori di 50 mg/L, particolarmente a nord di Monteriggioni nell'abitato di Abbadia Isola (Pozzo 314) con una concentrazione pari a 139,20 mg/L, ed a sud di Sovicille (Pozzo 166) dove la concentrazione è di 108,70 mg/L. Nel territorio in studio non si hanno notizie di scarichi urbani significativi, escludendo alcune case sparse, in quanto l'area di alimentazione dell'acquifero è caratterizzata nella maggior parte da bosco. Invece si segnala che alcuni pozzi nella zona nord e in quella sud ovest sono ubicati all'interno o in prossimità di campi agricoli lavorati.

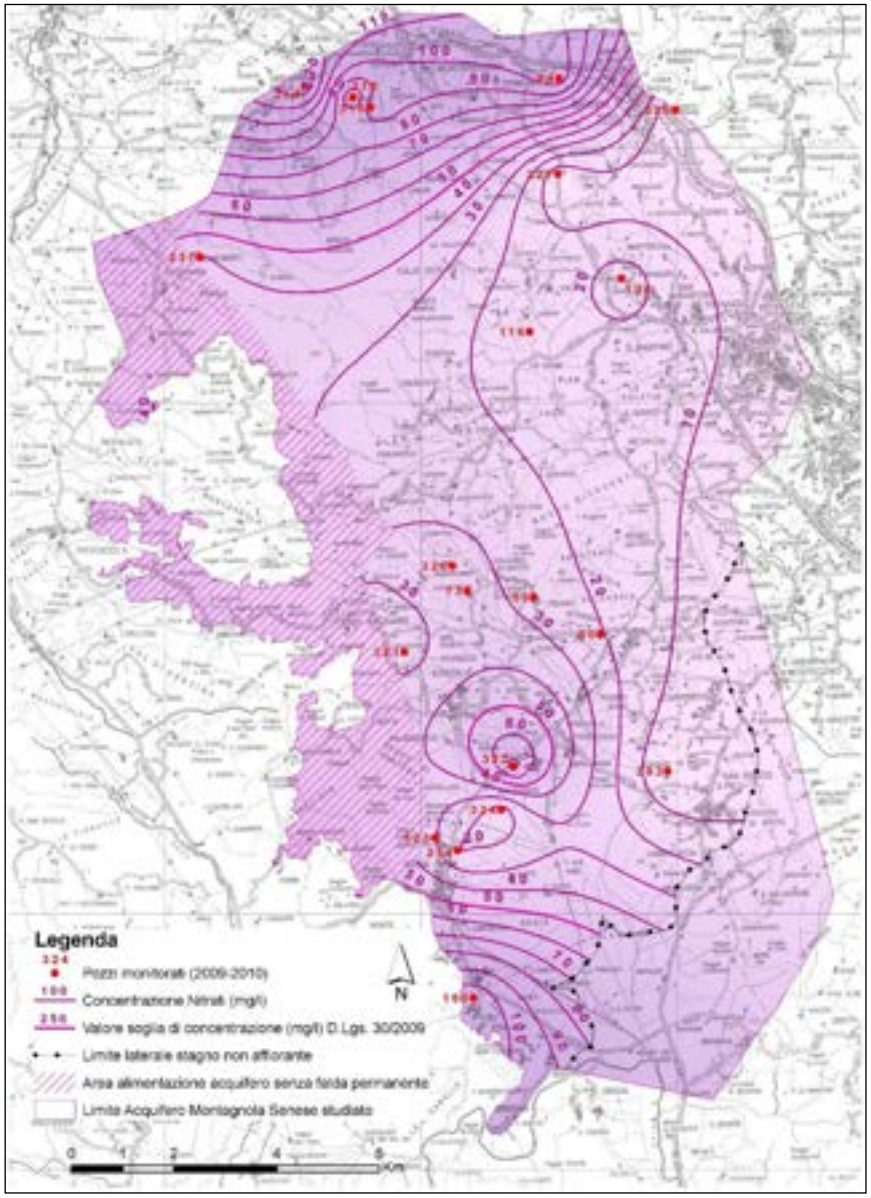


Figura 80: Carta della distribuzione delle concentrazioni dello ione nitrato

6.2.5 Indice di disequilibrio IEB

Al fine di ottenere informazioni relativamente allo stato di permanenza delle acque dei pozzi analizzati, è stato calcolato l'indice di disequilibrio cloro-alcalino (IEB) il quale rappresenta il rapporto tra gli ioni scambiati con il substrato e quelli della stessa natura, già presenti nell'acqua. Per il calcolo di tale indice, è necessario in primo luogo elaborare i dati analitici a disposizione, relativi agli ioni Cloro, Sodio e Potassio, trasformando i dati in possesso da mg/L a meq/L (tabella 22a). Per far ciò si è proceduto a dividere la concentrazione dello ione (per es., Cl^-) per il rispettivo peso atomico, moltiplicando il risultato ottenuto per la carica dello ione preso in considerazione.

Cod. Analisi Chimiche		Cod. Università	Na	Na	K	K	Cl	Cl
			(mg/L)	*(meq/L)*	*(mg/L)*	*(meq/L)*	*(mg/L)*	*(meq/L)*
Pozzo 2	**Volte Basse**	**60**	15.89	0.69	1.12	0.03	18.29	0.52
Pozzo 4	**Toiano**	**53**	12.96	0.56	2.56	0.07	20.32	0.57
Pozzo 8	**Sparavicchio**	**322**	18.96	0.82	0.75	0.02	42.56	1.20
Pozzo 9	**Rosia "Arpat"**	**254**	51.60	2.24	0.30	0.01	127.17	3.59
Pozzo 10	**Barbicciaia**	**323**	10.63	0.46	3.92	0.10	17.84	0.50
Pozzo 11	**Colombaia**	**293**	66.54	2.89	3.30	0.08	80.31	2.26
Pozzo 14	**Valmaggiore**	**316**	13.62	0.59	0.62	0.02	13.47	0.38
Pozzo 15	**Valmaggiore**	**315**	11.65	0.51	0.16	0.00	14.09	0.40
Pozzo 16	**Abbadia Isola**	**314**	16.92	0.74	3.75	0.10	49.71	1.40
Pozzo 20	**Fornacelle**	**108**	14.71	0.64	0.73	0.02	17.28	0.49
Pozzo 21	**Case Monti**	**237**	14.72	0.64	5.22	0.13	26.87	0.76
Pozzo 24	**Cava Val Di Merse**	**227**	6.67	0.29	1.13	0.03	11.14	0.31
Pozzo 26	**Il Caggio**	**116**	6.43	0.28	7.13	0.18	10.44	0.29
Pozzo 28	**Pod. La Rancia Stigliano**	**166**	8.26	0.36	3.19	0.08	16.68	0.47
Pozzo 30	**Malignano**	**324**	16.64	0.72	1.88	0.05	25.43	0.72
Pozzo 31	**Trecciano**	**321**	6.99	0.30	1.39	0.04	11.55	0.33
Pozzo 32	**Andreadis**	**73**	4.99	0.22	0.52	0.01	8.96	0.25
Pozzo 33	**Capresi**	**320**	8.88	0.39	1.01	0.03	11.18	0.32
Pozzo 35	**Il Casalino Badesse**	**84**	32.05	1.39	1.48	0.04	108.41	3.06
Pozzo 36	**Santa Chiara**	**326**	45.63	1.98	4.07	0.10	51.94	1.46

Tabella 22a: concentrazioni da mg/L a meq/L degli ioni Na^+, Cl^- e K^+

I dati in meq/L sono stati inseriti all'interno della seguente formula per il calcolo dell'indice di disequilibrio:

$$IEB = (Cl - \frac{(Na + K)}{Cl})$$

Valori di IEB prossimi allo zero indicano acque "giovani", acque cioè con circuiti brevi e/o veloci mentre valori di IEB negativi sono indice di acque più "vecchie", questo perché l'indice diminuisce con l'aumentare del tempo di residenza delle acque per effetto dello scambio ionico, che porta ad un aumento dello ione Na rispetto allo ione Ca e rispetto alla somma degli ioni Ca e Mg. Valori positivi si riscontrano generalmente in relazione ad un incremento della durezza in presenza di acque marine.

Cod. Analisi Chimiche		Cod. Università	Na (meq/L)	K (meq/L)	Cl (meq/L)	Indice IEB
Pozzo 2	Volte Basse	60	0.69	0.03	0.52	-0.88
Pozzo 4	Toiano	53	0.56	0.07	0.57	-0.52
Pozzo 8	Sparavicchio	322	0.82	0.02	1.20	0.50
Pozzo 9	Rosia "Arpat"	254	2.24	0.01	3.59	2.96
Pozzo 10	Barbicciaia	323	0.46	0.10	0.50	-0.61
Pozzo 11	Colombaia	293	2.89	0.08	2.26	0.95
Pozzo 14	Valmaggiore	316	0.59	0.02	0.38	-1.22
Pozzo 15	Valmaggiore	315	0.51	0.00	0.40	-0.89
Pozzo 16	Abbadia Isola	314	0.74	0.10	1.40	0.81
Pozzo 20	Fornacelle	108	0.64	0.02	0.49	-0.86
Pozzo 21	Case Monti	237	0.64	0.13	0.76	-0.26
Pozzo 24	Cava Val Di Merse	227	0.29	0.03	0.31	-0.70
Pozzo 26	Il Caggio	116	0.28	0.18	0.29	-1.27
Pozzo 28	Pod. La Rancia Stigliano	166	0.36	0.08	0.47	-0.47
Pozzo 30	Malignano	324	0.72	0.05	0.72	-0.36
Pozzo 31	Trecciano	321	0.30	0.04	0.33	-0.72
Pozzo 32	Andreadis	73	0.22	0.01	0.25	-0.66
Pozzo 33	Capresi	320	0.39	0.03	0.32	-0.99
Pozzo 35	Il Casalino Badesse	84	1.39	0.04	3.06	2.59
Pozzo 36	Santa Chiara	326	1.98	0.10	1.46	0.04
			VALORE IEB MEDIO			-0.13

Tabella 22b: valori dell'indice di disequilibrio IEB delle acque analizzate

L'analisi dei dati della tabella 22b permette di affermare che le acque di 14 dei 20 pozzi analizzati, evidenziano valori dell'indice di disequilibrio cloro-alcalino IEB leggermente negativi. In particolare, il Pozzo 14 "Valmaggiore" ed il Pozzo 26 "Il Caggio" mostrano valori dell'indice rispettivamente di -1,22 ed -1,27. Oltre la metà dei pozzi con indice IEB negativo si trovano all'interno di terreni di copertura (alluvioni, depositi lacustri, depositi colluviali); da ciò ne consegue la presenza di infiltrazioni, anche non trascurabili, di acque meteoriche all'interno di questi depositi che hanno tempi di infiltrazione e percolazione molto più lunghi e quindi possono aver svolto un ruolo significativo in alcuni analiti e nel valore negativo dell'indice IEB.

I restanti 6 pozzi analizzati, mostrano questo indice da leggermente positivo a positivo, sinonimo come detto di circuiti di ricarica brevi, associati alla presenza di acque "giovani". In particolare, il Pozzo 9 "Rosia Arpat" ed il Pozzo 35 "Il Casalino Badesse" mostrano valori dell'indice IEB rispettivamente di 2.96 e di 2.59.

6.3 Il chimismo delle acque sotterranee

Le concentrazioni dei cationi (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}) e degli anioni (Cl^{-}, SO_4^{2-}, CO_3^{2-}, HCO_3^{-} , NO_3^{-}) maggiori sono state elaborate per definire il chimismo delle acque sotterranee in studio utilizzando le potenzialità di diagrammi che consentono di individuare e confrontare le più importanti caratteristiche idrogeochimiche delle acque e di stabilire la loro *facies* idrochimica di appartenenza. In questi diagrammi i dati analitici sono sempre espressi in millequivalenti per litro (meq/L) e sono di solito riportati in grafici in grado di fornire una rapida interpretazione qualitativa o quantitativa.

I diagrammi in grado di interpretare *qualitativamente* il chimismo delle acque sotterranee forniscono una buona interpretazione visiva della *facies* idrochimica di appartenenza, ma nessuna indicazione sull'effettiva mineralizzazione dell'acqua.

Il ***diagramma di Piper*** di figura 81 (Piper, 1944) è sicuramente il più rappresentativo dei diagrammi qualitativi, fornendo informazioni aggiuntive rispetto ad altri (diagramma di Collins, diagramma circolare). Nasce come evoluzione di una rappresentazione triangolare dei dati analitici, separata per i cationi e per gli anioni, cui è stata aggiunta una rappresentazione di sintesi su un diagramma rombico.

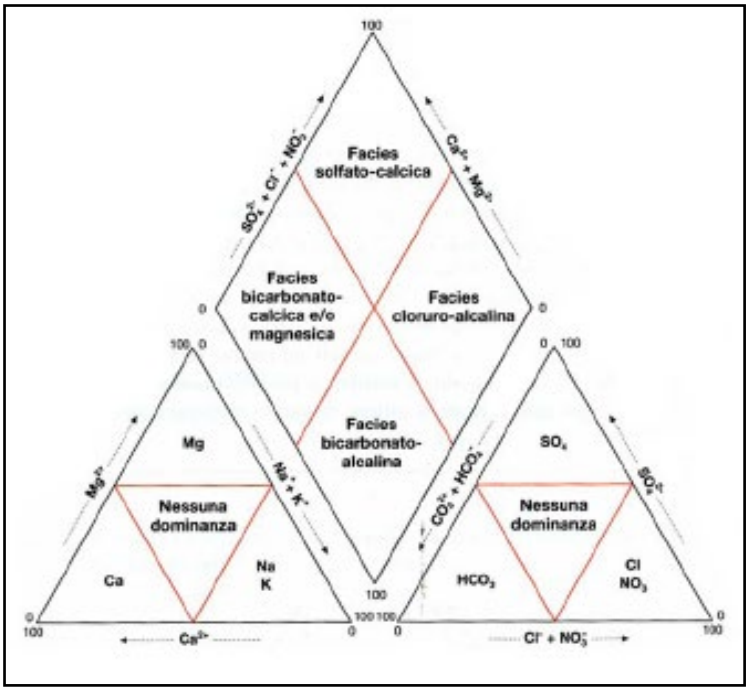


Figura 81: Diagramma di Piper

Per la costruzione del diagramma di Piper è stato utilizzato il software AquaChem che ha richiesto la realizzazione di un database (figura 82) comprendente tutte le informazioni relative alle analisi chimiche dei campioni di acqua sotterranea prelevati durante la campagna di monitoraggio effettuata nel Luglio 2009. Una volta inseriti i dati analitici all'interno del database, è stato creato un diagramma con il quale è stato possibile definire le *facies* idrochimiche delle acque sotterranee in studio.

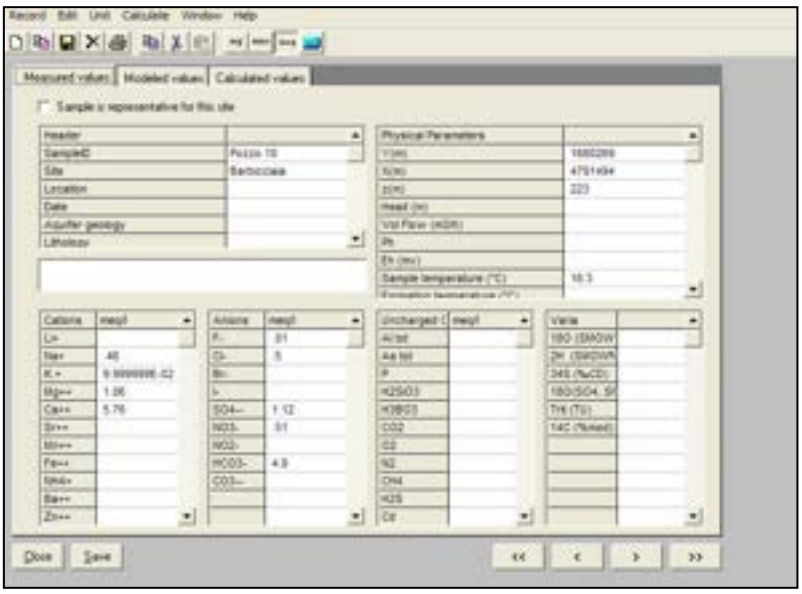


Figura 82: Inserimento dati nel software AquaChem

Il diagramma di Piper (figura 83) indica che la quasi totalità dei campioni di acqua sotterranea ricade all'interno del campo delle acque *bicarbonato-alcalino terrose* con la formula anionica HCO_3>SO_4>Cl e cationica Ca>Mg>Na, che varia da estremamente pura (pozzo 26-Cod_Uni 116) a variamente mescolata ad una componente bicarbonato-magnesiaca (pozzo 11-Cod_Uni 293) o ad una componente più solfatica (pozzo 30-Cod_Uni 324 e pozzo 30-Cod_Uni 326). Le acque dei pozzi 8-Cod_Uni 322 e del pozzo 21-Cod_Uni 237 appartengono alla facies s*olfato-alcalino terrosa*, sempre con una forte componente bicarbonatica.

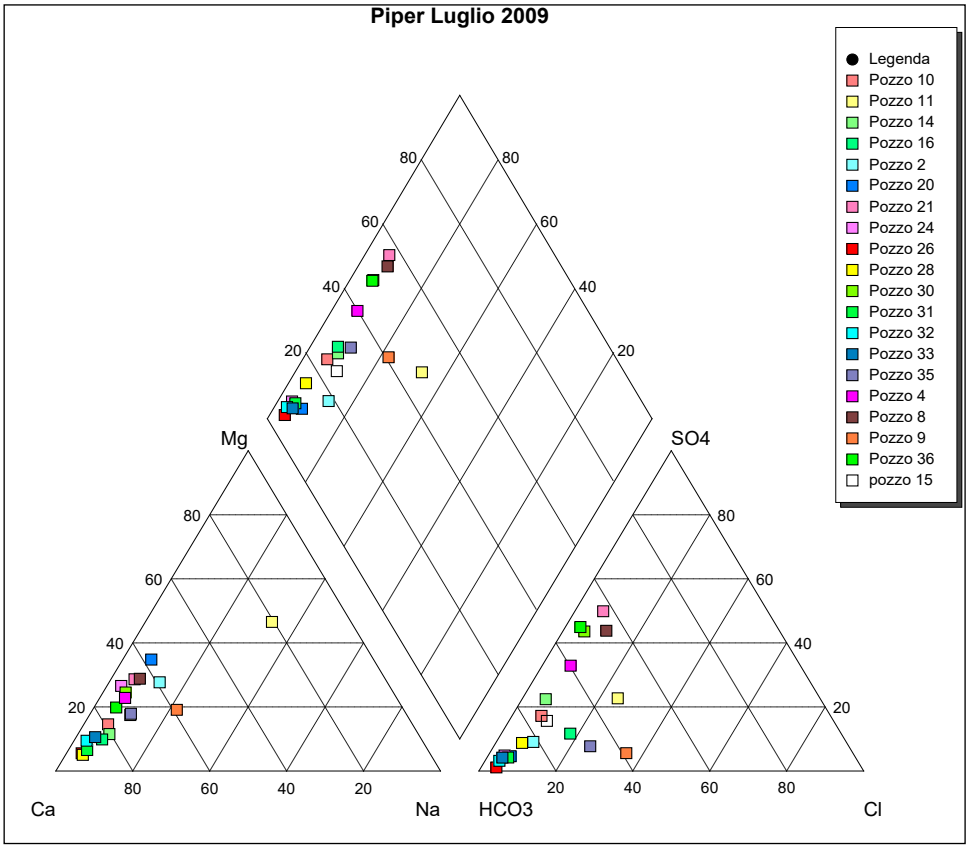


Figura 83: Caratterizzazione chimica delle acque sotterranee mediante il diagramma di Piper

Tali interpretazioni sono confermate dal diagramma rettangolare di D'Amore et al. (1983) e dal diagramma di Schoeller-Berkaloff, riportati nelle figure 85 e 86. In particolare si nota che il campione d'acqua prelevato nel pozzo 293 (campione pozzo 11) è quello che più si discosta dagli altri punti, questo vista la sua localizzazione è dovuto in gran parte alle probabili infiltrazioni della falda superficiale contenuta nei depositi alluvionali.

Si ricorre al ***Diagramma Rettangolare*** quando l'interpretazione del chimismo delle acque sotterranee nel diagramma di Piper risulta più difficile per la disposizione dei punti nella parte centrale del diagramma.

Questo diagramma si basa sui seguenti parametri (D'Amore et al., 1983):

A	100 [(HCO3 - SO4) / SUMAN]
B	100 [(SO4 / SUMAN) - (Na / SUMCAT)]
C	100 [(Na / SUMCAT) - (Cl / SUMAN)]
D	100 [(Na - Mg) / SUMCAT]
E	100 [(Ca + Mg / SUMCAT) - (HCO3 / SUMAN)]
F	100 [(Ca - Na - K) / SUMCAT]

Il parametro **A** consente di distinguere le acque circolanti attraverso formazioni calcaree da quelle circolanti in rocce evaporitiche; il parametro **B** discrimina le acque arricchite in solfati, circolanti in rocce evaporitiche, da quelle arricchite in sodio circolanti in terreni argillosi; il parametro **C** distingue le acque circolanti in flysch o in vulcaniti da quelle provenienti da serie carbonatico-evaporitiche o dal basamento quarzitico-scistoso regionale: questi due tipi di acque hanno una concentrazione in sodio relativamente alta, ma quelle del primo tipo hanno un bassissimo contenuto in cloro e le altre un rapporto Na/Cl vicino all'unità; il parametro **D** individua acque che hanno circolato in calcari dolomitici; il parametro **E** discrimina le acque circolanti in bacini carbonatici da quelle in bacini anidritici; il parametro **F** rileva l'incremento della concentrazione del catione potassio nei campioni d'acqua. Tutte le concentrazioni sono espresse in meq/L.

L'utilizzazione di questi parametri ha permesso la costruzione di diagrammi standard (figura 84), relativi alle composizioni chimiche di acque che cadono vicino ai vertici del diagramma rombico di Piper, cioè acque che hanno un'interpretazione chimica ben definita. I differenti gruppi d'acqua sono caratteristici di acque dei seguenti tipi:

• $CaSO_4$, circolanti in serie anidritiche e/o gessifere;

• $Ca(HCO_3)_2$, circolanti in serie carbonatiche;

• $NaHCO_3$, circolanti in serie argillose (formazioni argillose o terreni marnoso-argillosi tipo flysch);

• NaCl, in genere assai più ricche in sali delle precedenti, il cui chimismo interpretabile come derivato da una circolazione a livello delle rocce cristalline del basamento, oppure dovuto ad un miscelamento tra un'acqua di circolazione poco profonda e condense di vapori geotermici, oppure acquisito durante la loro risalita negli spessi sedimenti argillosi marini del Pliocene (almeno per quelle che emergono all'interno del bacino Siena-Radicofani).

Per quanto riguarda le acque i cui punti rappresentativi cadono in posizioni centrali del diagramma di Piper, si possono confrontare i relativi diagrammi rettangolari con quelli standard suddetti e trarne le conseguenti indicazioni, soprattutto sulle formazioni geologiche attraversate da dette acque e sulle eventuali mescolanze subite durante il loro percorso.

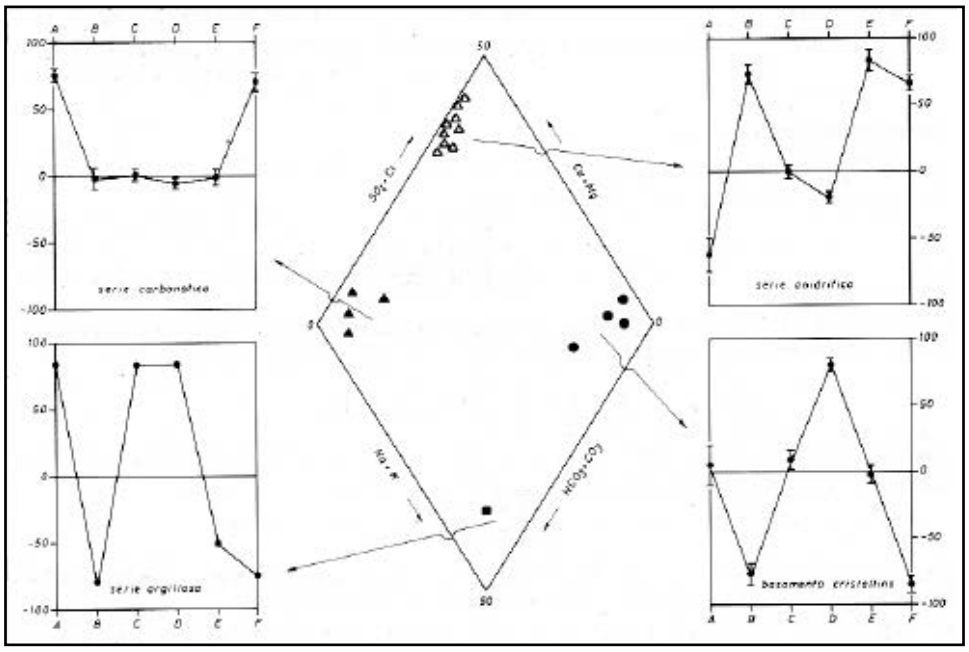


Figura 84: Diagrammi rettangolari standard

Di seguito, in tabella 23a, sono riportati i valori dei parametri A-F, espressi in %, di tutti i campioni d'acqua analizzati, con i quali è stato ricostruito il diagramma rettangolare corrispondente.

Cod. Analisi Chimiche	Cod. Università	A	B	C	D	E	F
Pozzo 2	60	68.25	-4.65	4.12	-14.33	9.62	45.24
Pozzo 4	53	25.54	24.51	-0.46	-15.98	35.99	62.68
Pozzo 8	322	1.10	31.87	-2.63	-21.19	51.87	55.99
Pozzo 9	254	51.69	-16.52	-12.50	2.82	20.91	36.90
Pozzo 10	323	53.69	9.69	-0.90	-8.13	22.75	70.39
Pozzo 11	293	29.90	-10.06	7.90	-13.37	13.83	-13.35
Pozzo 14	316	39.14	9.66	3.27	-3.34	34.60	71.64
Pozzo 15	315	46.28	1.63	2.90	-6.80	30.68	61.04
Pozzo 16	314	45.62	2.04	-6.92	-2.73	37.39	74.37
Pozzo 20	108	80.82	-3.05	1.81	-27.23	7.16	50.06
Pozzo 21	237	-6.73	40.96	-0.86	-22.18	52.34	57.03
Pozzo 24	227	85.72	1.07	-0.59	-22.74	5.40	65.35
Pozzo 26	116	91.06	-2.79	-0.07	-1.50	1.49	81.89
Pozzo 28	166	60.25	2.53	-1.00	-0.50	27.29	84.10
Pozzo 30	324	7.14	36.90	0.39	-18.46	43.77	63.06
Pozzo 31	321	80.49	-0.95	-0.18	-1.50	10.04	82.59
Pozzo 32	73	83.32	-0.39	-0.27	-6.19	10.39	83.69
Pozzo 33	320	81.96	-1.02	1.19	-5.61	8.94	79.04
Pozzo 35	84	52.13	-3.86	-11.36	-7.22	30.27	60.44
Pozzo 36	326	6.21	39.14	1.87	-13.94	42.76	68.07

Tabella 23a: Valore dei Parametri A-F espressi in %

Dall'analisi del diagramma di figura 85, si riscontra come l'andamento della spezzata di quasi tutti i campioni di acqua sotterranea sia tipico di acque circolanti in serie carbonatiche; le uniche acque che differiscono da quest'ultimo sono quelle dei pozzi 4, 8, 21, 30 e 36 che mostrano un andamento tipico di acque circolanti in serie anidritiche e/o gessifere.

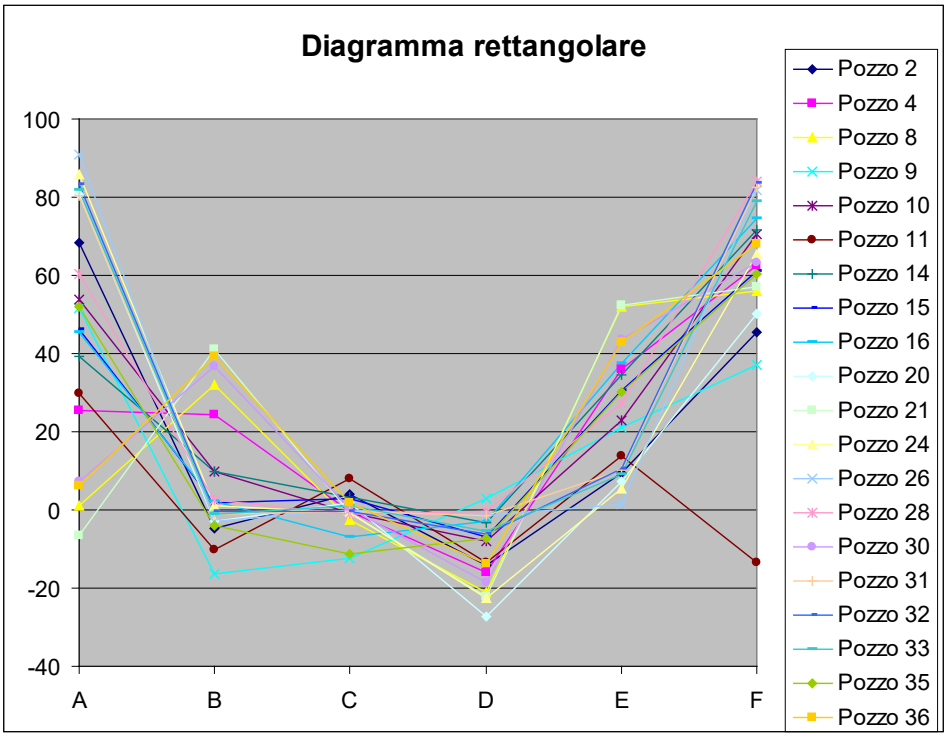


Figura 85: Diagramma rettangolare di D'Amore et al. (1983) relativo ai campioni d'acqua di falda prelevati nel luglio 2009

La mineralizzazione di un'acqua sotterranea, unitamente alla sua *facies* idrochimica, può essere definita impiegando diagrammi di rappresentazione *quantitativa*, sui quali sono riportate le concentrazioni (in meq/L) dei costituenti ionici principali.

Il ***diagramma semilogaritmico di Schoeller*** è quello che meglio si presta per paragonare tra loro acque con caratteristiche chimiche diverse. L'elaborazione dei dati analitici (figura 86) ha messo in evidenza un andamento delle spezzate pressoché simile per tutti i campioni di acqua sotterranea, dando maggiori indicazioni sulle concentrazioni degli ioni caratteristici, che, come mostrato nel precedente diagramma di Piper, indicano la natura bicarbonato-calcica della *facies* dominante e mescolamenti con *facies* secondarie di natura solfato-calcica-magnesiaca. Le differenze maggiori riscontrabili in tabella 23b riguardano il contenuto dello ione solfato nelle acque del pozzo 36-Cod_Uni 326 (16,77 meq/L) e del pozzo 26-Cod_Uni 116 (0,08 meq/L). Il primo dato è interpretabile come il prodotto della lisciviazione di rocce di natura solfatica (anidriti), mentre il secondo con il fatto che, trovandosi a diretto contatto con la zona di alimentazione, le acque hanno subito un minor trasporto e quindi si sono arricchite solamente dei costituenti della roccia serbatoio.

Cod. Analisi Chimiche	Cod. Università	Ca	Mg	Na+K	Cl	SO_4	HCO_3
Pozzo 2	60	3.11	1.45	0.72	0.52	0.49	4.4
Pozzo 4	53	5.99	1.93	0.63	0.57	2.53	4.6
Pozzo 8	322	7.02	3.16	0.84	1.2	4.67	4.8
Pozzo 9	254	6.04	1.95	2.25	3.59	0.56	5.95
Pozzo 10	323	5.77	1.06	0.56	0.5	1.12	4.9
Pozzo 11	293	1.8	4.08	2.98	2.26	2.07	4.8
Pozzo 14	316	5.8	0.83	0.61	0.38	1.38	4.4
Pozzo 15	315	3.42	0.83	0.51	0.4	0.63	3
Pozzo 16	314	8.64	1.02	0.83	1.4	0.91	5.5
Pozzo 20	108	4.98	2.99	0.66	0.49	0.38	7.4
Pozzo 21	237	6.79	2.97	0.77	0.76	5.13	4.4
Pozzo 24	227	5.42	2.06	0.32	0.31	0.35	6.6
Pozzo 26	116	6.4	0.39	0.46	0.29	0.08	6.9
Pozzo 28	166	7.23	0.4	0.44	0.47	0.6	5.8
Pozzo 30	324	8.52	2.99	0.77	0.72	5.57	6.5
Pozzo 31	321	5.45	0.4	0.34	0.33	0.25	5.4
Pozzo 32	73	5.84	0.63	0.23	0.25	0.21	6.2
Pozzo 33	320	6.66	0.83	0.41	0.32	0.33	7.3
Pozzo 35	84	9.4	2.34	1.43	3.06	0.94	8.2
Pozzo 36	326	25.44	6.76	2.09	1.46	16.77	19.1

Tabella 23b: Valore dei Parametri del diagramma semilogaritmico di Schoeller, espressi in meq/L

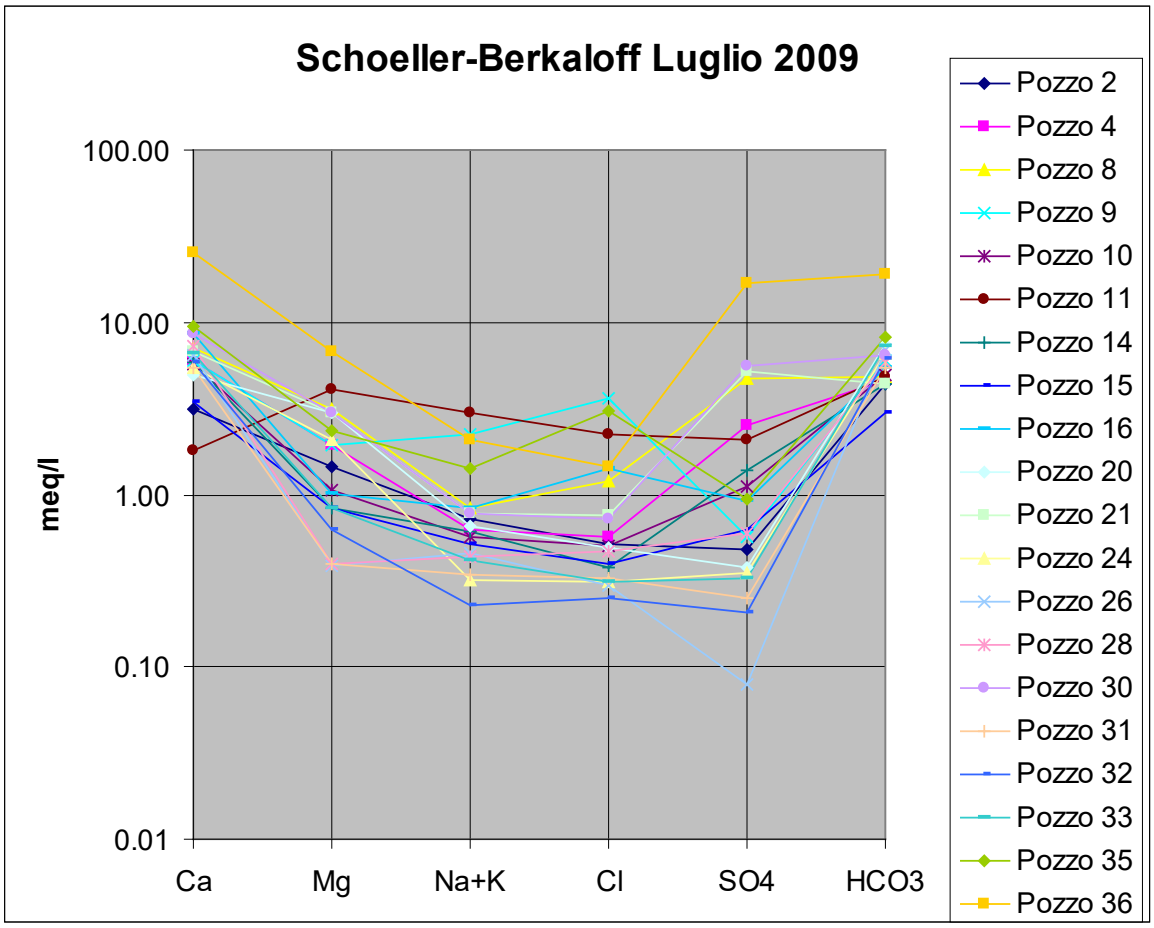


Figura 86: Diagramma di Schoeller – Berkaloff relativo ai campioni d'acqua sotterranea prelevati nel luglio 2009

7 - Valutazione delle risorse e delle riserve dell'acquifero

La *risorsa idrica (la cosiddetta Risorsa Dinamica **Wd**)* è la quantità di acqua, mediamente rinnovabile, che può essere estratta da un dominio circoscritto durante un dato periodo, 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 idrodinamici, idrochimici ed idrobiologici dell'acquifero ed è usualmente espressa in unità di portata media.

La *riserva idrica (Regolatrice **Wr**, Permanente **Wp**)* 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.

Le risorse e le riserve idriche sotterranee costituiscono ***l'immagazzinamento globale* Wg** (figura 87) e possono essere valutate attraverso lo studio della geometria dell'acquifero, se sono note la porosità efficace e la morfologia della superficie piezometrica nel periodo investigato (***livelli max e min***). Non avendo a disposizione un valore misurato di porosità efficace determinato, ad esempio, attraverso prove in situ, si è fatto riferimento a valori di letteratura di acquiferi simili e a studi pregressi (Capacci et al., 2008), prendendo in considerazione valori di porosità efficace pari a circa 5 - 10%. Trattandosi di una breccia tettonica con rielaborazione "lacustre" nel Miocene e con diffuse vacuolarità (trasformazione dell'anidrite in gesso e sua asportazione) si è scelto, in via cautelativa, di considerare un valore intermedio pari all'8%.

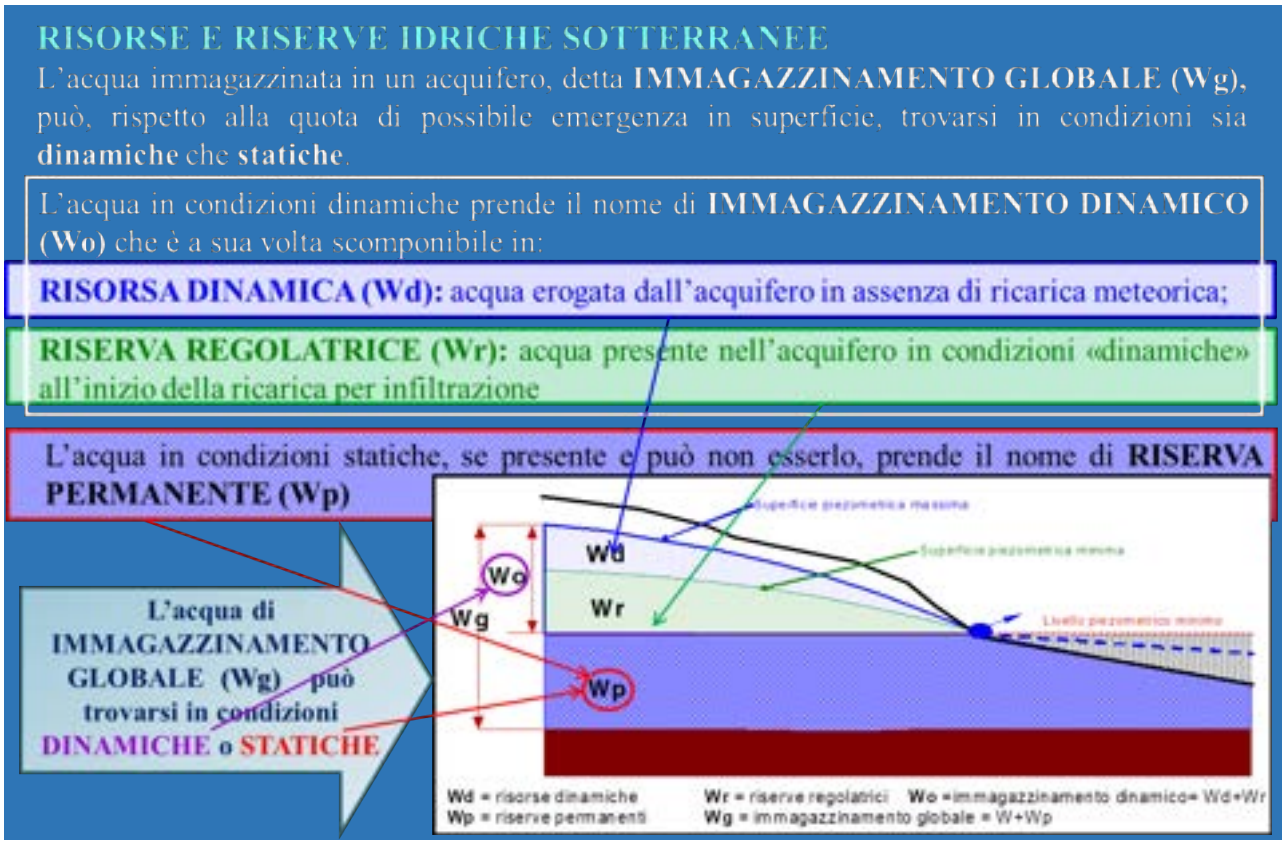


Figura 87: Le risorse e le riserve idriche sotterranee

7.1 Calcolo delle risorse

Al di sopra delle riserve regolatrici si rinvengono ulteriori quantitativi d'acqua che si possono indicare come *risorse dinamiche* (Wd) perché determinano le variazioni di portata di una sorgente o della falda nel corso del periodo di esaurimento: esse si trovano tra il livello piezometrico riferito alla fine di detto periodo ed il livello al tempo t dall'inizio dello stesso periodo di esaurimento.

Per il calcolo della risorsa dinamica, si fa uso del valore che si ottiene per differenza tra la 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 illustrato in fig. 88 (142,5 Km^2) e la sua porosità efficace, fornisce l'entità dell'acqua che può essere estratta senza provocare eccessivi squilibri al ciclo idrologico naturale. Nel nostro caso essa risulta essere pari a circa $8 \bullet 10^6$ m^3, a questo valore vanno ovviamente sommati i circa $12 \bullet 10^6$ m^3/anno di acqua che attualmente vengono prelevati dall'acquifero e che portano quindi la valutazione della risorsa ad un totale di circa $20 \bullet 10^6$ m^3/anno. Tali volumi risultano accordarsi perfettamente con quelli ricavati come ricarica media annua (A.I. 1967-2006) per infiltrazione meteorica pari a circa $21 \bullet 10^6$ m^3/anno. Quest'ultima valutazione è stata fatta utilizzando i coefficienti di infiltrazione potenziale (c.i.p. Celico, 1988) ed è basata sull'entità dell'eccedenza idrica media annua (differenza tra Piogge e Evapotraspirazione Reale) moltiplicata per l'area di affioramento dell'acquifero (vedi fig. 89) e per un coefficiente di infiltrazione potenziale pari a 0,9 (come riportato dall'autore per le litologie calcaree).

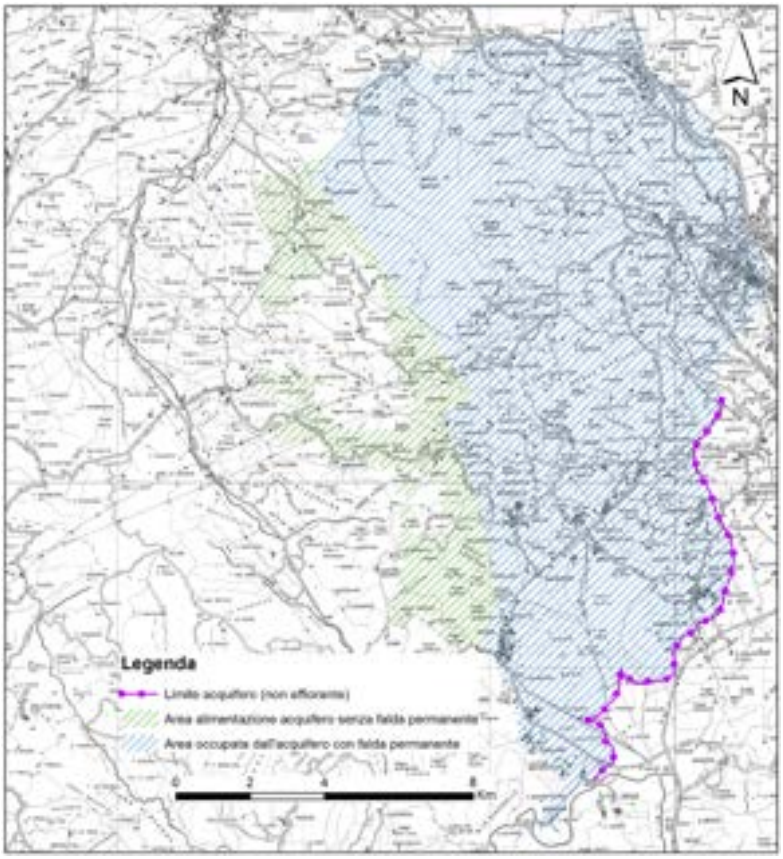


Figura 88: Suddivisione delle Aree dell'acquifero in relazione alla presenza della falda idrica

La figura 89 rappresenta l'affioramento diretto, o subito al di sotto di un sottile strato di suolo, del Calcare cavernoso e della Breccia di Grotti, meno i depositi superficiali a bassa permeabilità (alluvioni, terre rosse, depositi lacustri ecc.) che non vengono considerati per l'infiltrazione nell'ottica della cautela.

7.2 Calcolo delle riserve

Come detto, le riserve idriche vengono suddivise in permanenti e regolatrici:

Per *riserve permanenti* o *geologiche* (Wp) si intende il volume d'acqua gravifica immagazzinato in un acquifero al di sotto della piezometrica minima, cioè al di sotto della minima quota di sfioro, o di emergenza, delle acque sotterranee; quest'ultima può coincidere con il livello medio del mare, con la quota sorgiva o con il livello idrico di un fiume, di un lago, ecc. idraulicamente collegati all'acquifero. Si tratta di acque che non possono venire a giorno in modo naturale, ma solo artificialmente (per esempio, mediante emungimenti da pozzi o tramite captazioni, come le gallerie drenanti, che consentono di abbassare la suddetta quota minima).

Con il termine *riserve regolatrici* (Wr) si intende invece il volume d'acqua gravifica immagazzinato tra l'anzidetto livello piezometrico minimo e quello misurato alla fine del periodo di esaurimento della falda o delle sorgenti; quest'ultimo corrisponde al livello minimo della falda e può essere riferito sia all'anno medio che ad uno specifico anno idrologico.

Tale quantitativo d'acqua, nonostante si trovi al di sopra della quota di emergenza della falda, è da considerarsi ugualmente una riserva: infatti, pur essendo di norma rinnovato dalla ricarica, esso non viene liberato in superficie, a meno che non si verifichino lunghi periodi di magra che portino, per mancata infiltrazione meteorica, allo svuotamento della porzione di acquifero che lo contiene. La riserva regolatrice ha quindi lo scopo di assicurare il deflusso idrico sotterraneo nei periodi e/o negli anni di magra: infatti, gli svuotamenti parziali di queste riserve nei più lunghi periodi in magra saranno poi compensati dalle maggiori infiltrazioni che avverranno nei periodi e/o negli anni di piena. Mediamente, però, questa riserva non si esaurisce e consente all'acquifero di assolvere il proprio ruolo regolatore delle portate, nell'ambito di un equilibrio idrogeologico naturale.

Nel nostro caso verrà calcolato il valore complessivo della riserva W come somma delle due componenti (Wp + Wr), dato che risulta difficile individuare un valore attendibile del livello piezometrico minimo e quindi valutare le due componenti separatamente.

Tale valutazione è stata effettuata avendo come riferimento un valore areale dell'acquifero di ca. 142,5 Km^2, che corrisponde alla zona occupata dalla falda permanete. Il valore di W ricavato moltiplicando tale superficie per lo spessore saturo medio minimo dell'acquifero (riferito alla superficie piezometrica media minima, pari a 185,92 m s.l.m.) pari a 148,42 metri e per l'ipotizzata porosità efficace (ca. 8%), risulta pari a $1{,}6 \cdot 10^9$ m^3, vale a dire quasi 100 volte superiore alla risorsa dinamica.

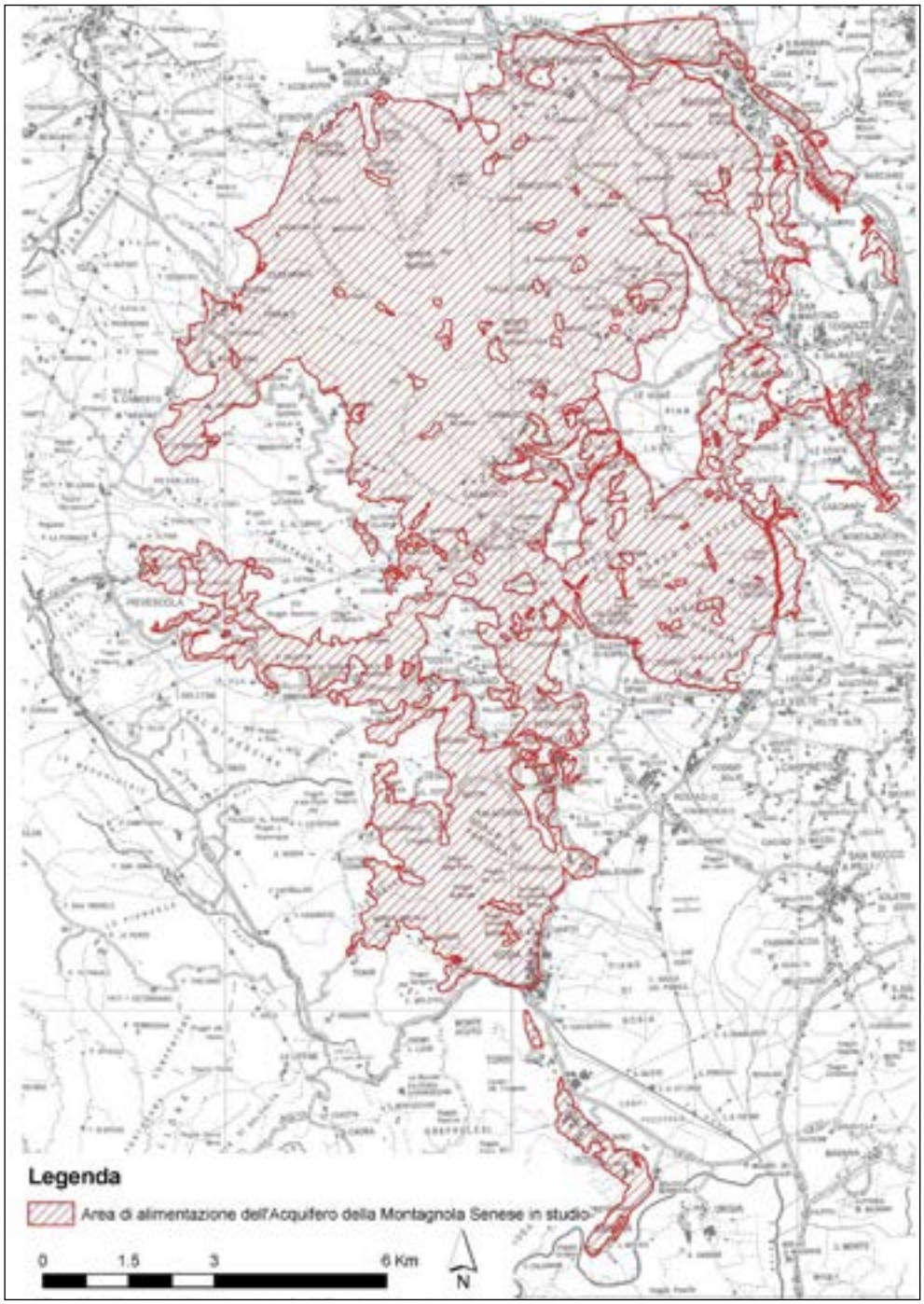


Figura 89: Area di alimentazione dell'acquifero della Montagnola senese

7.3 Valutazione dei quantitativi di acqua prelevati dall'acquifero

L'acquifero in esame, per quantità e qualità dell'acqua della falda ospitata, è uno dei più importanti serbatoi naturali della Toscana meridionale. Per quanto riguarda lo sfruttamento della risorsa, da questo vengono attinte risorse per il fabbisogno idropotabile dei Comuni di Siena, Sovicille, Monteriggioni, Asciano, Casole d'Elsa, Castelnuovo Berardenga, Chiusdino, Colle di Val d'Elsa, Monticiano tabella 24 per un totale di circa 11,7 10^6 m^3/anno, valore decisamente inferiore alla potenzialità (risorsa idrica o dinamica) di questo corpo idrico sotterraneo stimata in ca. 21 · $10^6 m^3$/anno.

COMUNE	CENTRI URBANI PRINCIPALI	STIMA DEGLI ABITANTI SERVITI	ACQUA IMMESSA IN RETE AATO6 (l/s)
ASCIANO		2156	7.5
CASOLE D'ELSA	PIEVESCOLA	231	1.1
CASTELNUOVO BERARDENGA		742	2.8
CHIUSDINO	FROSINI	57	0.4
	PIAN DI FECCIA	50	
COLLE DI VAL D'ELSA		13246	86.0
MONTERIGGIONI		7877	33.0
MONTICIANO	CERBAIA	19	0.9
	LAMA	135	
	PALAZZO	26	
	SAN LORENZO A MERSE	130	
SIENA		36633	200.0
SOVICILLE		8346	39.0
TOTALE		69647	370.7

Tabella 24: Stima dell'acqua immessa in rete ai fini idropotabili relativa all'acquifero carbonatico della Montagnola Senese. Gli abitanti di Siena sono i 2/3 del censimento ISTAT 2001 perché circa 1/3 dell'acqua consumata proviene dall'acquifero del Monte Amiata

7.4 Utilizzo sostenibile della risorsa e sua variabilità temporale

Se ragioniamo in termini di uso razionale/sostenibile della risorsa, sulla base del valore medio annuo stimato ($21 \cdot 10^6 m^3$) è possibile ricavare come dall'acquifero possa essere mediamente emunta una portata complessiva di circa 0,67 m^3/s senza che il sistema idrogeologico ne risulti sensibilmente alterato nel suo naturale equilibrio. Questo in termini di situazione media, ma lo sfruttamento della risorsa è ovviamente legato a tali valori medi solo a livello pianificatorio/previsionale di medio lungo termine, ma deve, di volta in volta (o anno dopo anno) confrontarsi con la reale risorsa frutto della sua naturale variabilità temporale legata a quella climatica.

Nel caso in esame (tabella 25), la capacità previsionale del valore medio, legata al Coefficiente di variazione CV ed alla deviazione standard SQM delle relative serie temporali che come tutti i parametri statistici idroclimatici assumono valori piuttosto elevati), porta a determinare una bassa capacità previsionale.

Infatti nel 66% dei valori futuri la risorsa annua risulterà compresa tra il valore medio stimato +/- SQM, mentre nel 99% dei casi il range si allarga a media +/- 3SQM.

Risulta evidente che i range (soprattutto quello corrispondente alla probabilità del 99%) siano troppo ampi per consentire corrette azioni pianificatorie di tipo previsionale nell'uso 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.

È quindi importante prevedere fin da subito l'implementazione del sistema di monitoraggio delle stazioni pluvio-termometriche e delle misure piezometriche in continuo ad oggi sicuramente incompleto, ai fini di poter predisporre corrette ed affidabili analisi previsionali.

		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	
	Media	257.3	0.9	231.57	91.6	21.2	672.6	10^6 l	10^6 m^3
Valore medio	CV	0.41						11690.2	11.7
	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		

Tabella 25: Variabilità statistica dei valori della risorsa idrica rinnovabile (It), in relazione all'intera area di alimentazione dell'acquifero della Montagnola Senese (A.I. 67-06)

In figura 90 e tabella 26 (Migliorini et al. 2012) è illustrata tale analisi relativa all'eccedenza idrica riferibile all'acquifero esaminato che definisce un suo trend negativo pari ca. -1,1 mm/anno.

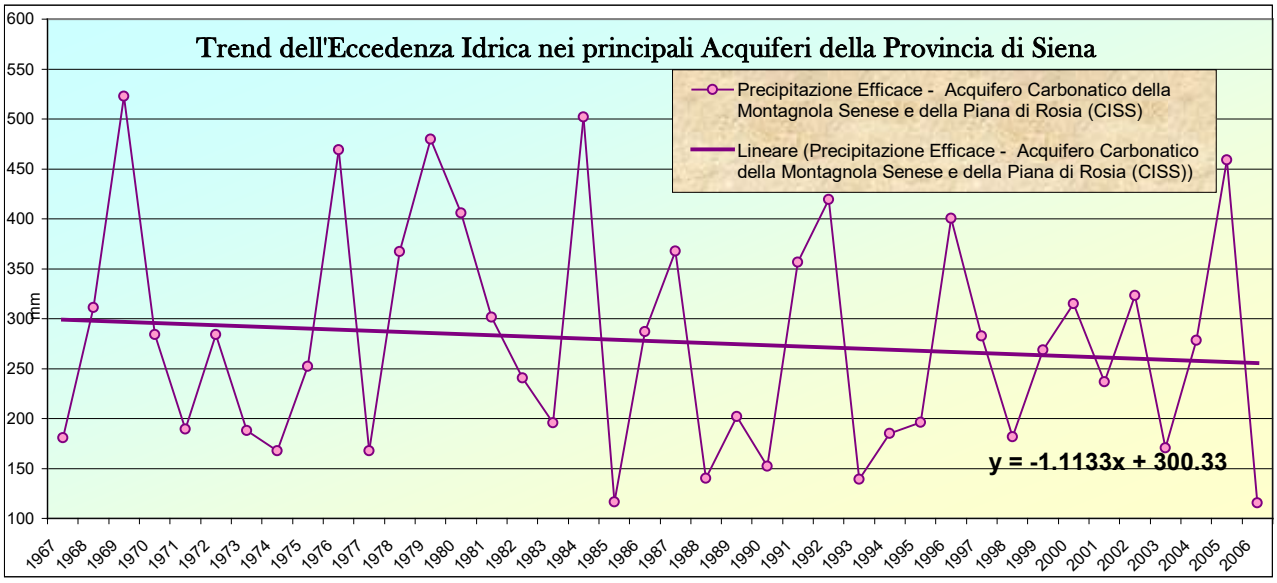


Figura 90: Trend dell'Eccedenza Idrica (1967-2006) relativa all'Acquifero della Montagnola Senese

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**

Tabella 26: Stima previsionale delle Piogge Efficaci 2007-2026 relativamente all'intera area di alimentazione dell'acquifero carbonatico della Montagnola Senese (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)

Allo stato attuale 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 alle previsioni future.

Inoltre si può notare che rispetto ad una risorsa media annua valutata indirettamente in circa $21 \bullet 10^6$ m^3/anno, i relativi consumi calcolati in circa $11,7 \bullet 10^6$ m^3/anno risultino, abbondantemente da essa sostenibili; si potrebbe anche dedurre che in questo acquifero vi siano ancora mediamente circa $9,5 \bullet 10^6$ m^3/anno teoricamente utilizzabili. Tale volume è praticamente dello stesso ordine di grandezza della risorsa residua rinnovabile valutata in circa $8,1 \bullet 10^6$ m^3/anno attraverso l'analisi dell'escursione dei livelli piezometrici nel periodo di osservazione considerato.

8 - Modello concettuale dell'acquifero

La sintesi di uno studio idrogeologico confluisce nella rappresentazione schematica di un modello concettuale dell'acquifero che riassume tutte le sue caratteristiche principali riscontrate nello studio.

In particolare (AA.VV. ISPRA – 157/2017), nel modello concettuale devono essere identificate, con una rappresentazione alla scala spaziale adeguata al corpo idrico o all'acquifero, l'area di ricarica dell'acquifero, le direzioni di deflusso sotterraneo, i punti di recapito delle acque, le interazioni tra le acque superficiali e quelle sotterranee, le pressioni antropiche esistenti.

Esso costituisce, laddove siano disponibili adeguate conoscenze, la base per la definizione del modello numerico, alimentato e migliorabile nel tempo attraverso i dati raccolti dalla rete di monitoraggio quantitativo. Il modello concettuale è indispensabile per procedere all'identificazione dei corpi idrici sotterranei, alla definizione del programma di monitoraggio e all'interpretazione dei dati derivanti da questo (D.L. 30/09).

Per l'acquifero della Montagnola Senese il modello concettuale di figura 91, riprende sostanzialmente quello proposto da Migliorini et al., 2012 con alcune modifiche ai suoi limiti. Questa schematizzazione ha rappresentato, a sua volta, la base di partenza della modellazione numerica dell'acquifero illustrata nei cap.9-10. Lo schema del modello concettuale della Montagnola Senese rappresenta una sintesi delle informazioni dirette ed indirette dell'intero studio idrogeologico realizzato e che possono essere riassunte come di seguito descritto:

1. L'acquifero è costituito dalle formazioni carbonatiche del Calcare Cavernoso e della Breccia di Grotti; la sua estensione, affiorante e non, è pari a circa 166,3 Km^2 dei quali 142,5 Km^2 con falda permanente, possiede un'area di alimentazione pari a circa 91,6 Km^2 ed è caratterizzato 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.;
2. Mediamente l'intero complesso permeabile risulta avere uno spessore di circa 170-180 m, di cui circa 148 m saturi. Il volume totale dell'acquifero risulta circa $29 \cdot 10^9$ m^3 che, a fronte di una porosità efficace stimata dell'8%, individua una capacità di immagazzinamento totale di circa $2{,}3 \cdot 10^9$ m^3. Facendo invece riferimento alla superficie dell'acquifero con presenza di falda permanente, nei periodi monitorati, il volume d'acqua mediamente in essa immagazzinato è valutabile in circa $1{,}6 \cdot 10^9$ m^3;
3. L'analisi delle caratteristiche dinamiche e geometriche hanno consentito di individuare due limiti geologico-idrogeologici, 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 senza falda permanente. Il secondo limite, presente nel sottosuolo nel settore Sud-Est, coincide con la chiusura dell'acquifero e lungo di esso non si prevedono perdite idriche significative;

4. 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 individuato uno spartiacque idrogeologico con andamento Est-Ovest;
5. La ricarica idrica media dell'acquifero che rappresenta la risorsa mediamente rinnovabile, è imputabile quasi esclusivamente all'infiltrazione meteorica e risulta essere pari a circa $21 \cdot 10^6$ m^3/anno. I consumi antropici (prevalentemente emungimenti da pozzi per fini idropotabili) sono stati quantificati all'incirca pari a $11{,}7 \cdot 10^6$ m^3/anno;
6. Relativamente alle entrate ed uscite dal sistema, l'analisi complessiva della geometria e della dinamica dell'acquifero della Montagnola Senese fa presupporre ed ipotizzare due limiti con trasferimento di flussi idrici in uscita ed entrata dal sistema. In particolare, in uscita si ipotizza quello in zona Abbadia Isola orientato verso nord-nord-ovest, invece per quello in entrata si ipotizza un flusso in località Badesse. La quantificazione dei relativi volumi sarà stimata attraverso la modellazione numerica;
7. L'idrochimica dell'acquifero della Montagnola Senese, nei suoi caratteri principali, consente di affermare che le acque in esso ospitate presentano caratteristiche che le classificano, per la quasi totalità, in bicarbonato-alcalino-terrose; eccezioni di scarso rilievo si registrano ai limiti dell'acquifero ed in particolare in corrispondenza di elementi tettonici che, probabilmente, contribuiscono alla risalita di fluidi profondi che alterano le caratteristiche chimico-fisiche dell'acqua di falda.

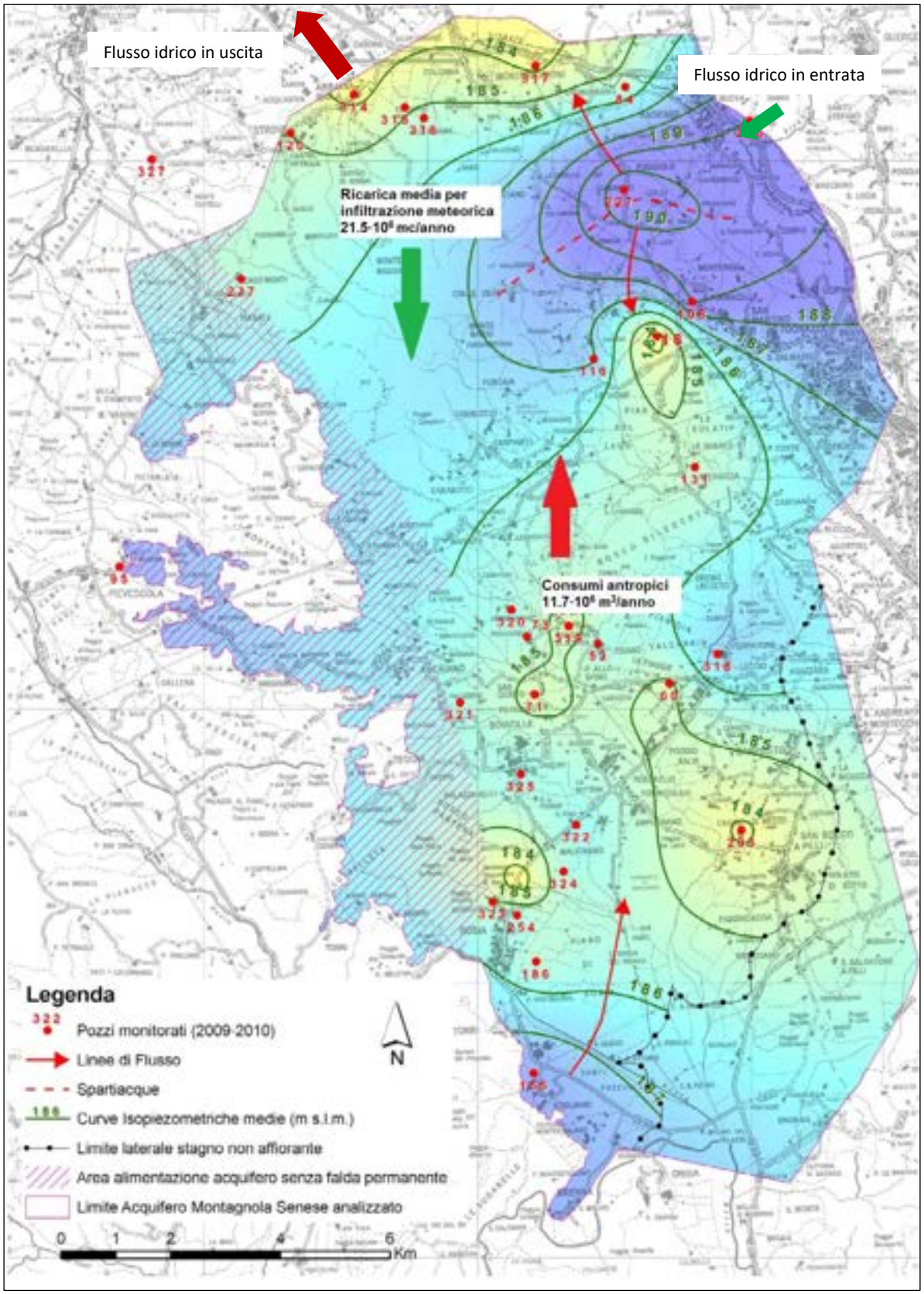


Figura 91: Modello concettuale dell'acquifero (Migliorini et al. 2012, con modifiche)

9 - Aspetti teorici della modellizzazione numerica degli acquiferi

9.1 Generalità

Un modello può essere definito come una rappresentazione semplificata della realtà appositamente creata per studiare gli effetti dei complessi meccanismi che hanno luogo nel sistema stesso e la loro evoluzione nello spazio e nel tempo (figura 92); nel caso di un modello idrogeologico quello che vogliamo rappresentare sono i flussi idrici sotterranei.

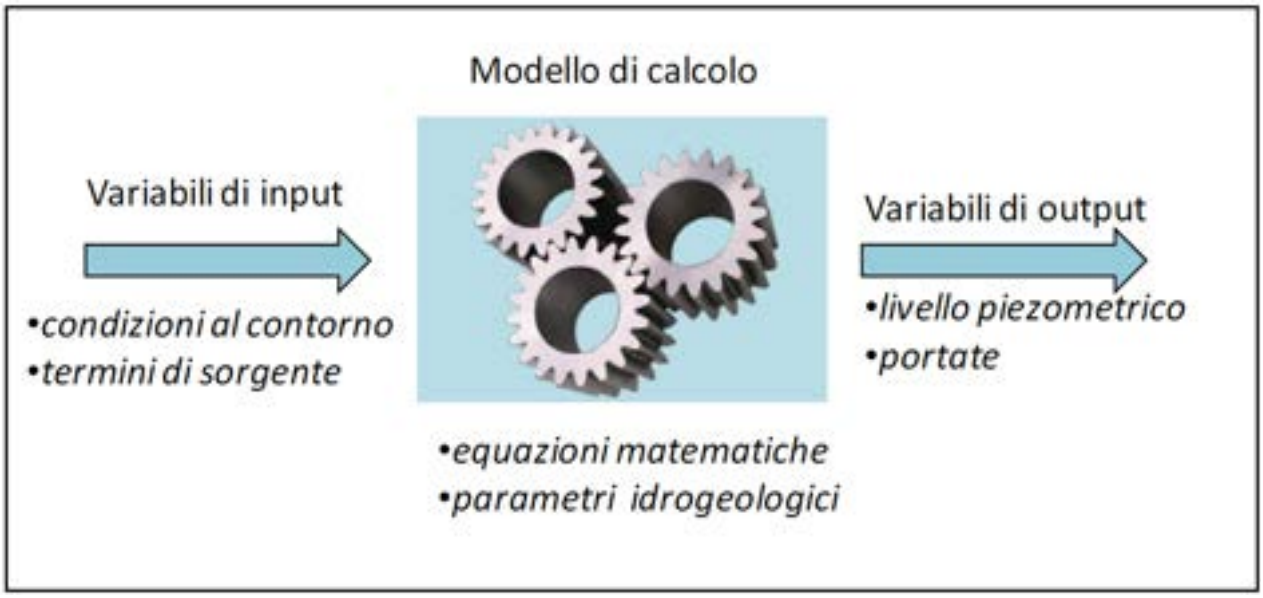


Figura 92: Schematizzazione di un sistema sottoposto ad una sollecitazione esterna (input) restituisce una risposta (output) dipendente dal comportamento del sistema espresso tramite funzioni di trasferimento (modello di calcolo) che ne rappresentano i processi interni (AA.VV., ISPRA - 193/2021)

Ovviamente il livello di dettaglio di questa schematizzazione è influenzato dalle conoscenze che si hanno della struttura e del comportamento del sistema nei suoi vari aspetti, ma anche dalla tipologia delle problematiche e degli scopi per cui il modello viene utilizzato.

I principali modelli di analisi e simulazione del flusso hanno come obiettivo la realizzazione di scenari predittivi del comportamento dei sistemi acquiferi reali, una volta formulato il modello concettuale. Questo, come detto, rappresenta una semplificazione dei più complessi sistemi reali e può definirsi statico in quanto si basa su una situazione osservata in un certo momento, mentre la formazione degli scenari predittivi deve basarsi su modelli dinamici manipolabili. Tali scenari possono essere utili in molte applicazioni dell'idrogeologia, in particolare per i problemi di dispersione degli inquinanti, di studio dell'impatto di opere superficiali e sotterranee, di opere di captazione, di studio dell'evoluzione quantitativa delle risorse idriche. Va comunque detto che qualsiasi tipo di modello per essere in grado di restituire dei risultati affidabili ed operativi necessita di molti dati e di grande precisione. I modelli idrogeologici possono essere suddivisi in tre grandi categorie: **modelli a scala** (riproduzioni fisiche a scala ridotta della situazione naturale che si intende studiare e simulare, si basano sulle stesse leggi fisiche); **modelli analoghi** (si basano sulla somiglianza delle leggi fisiche che governano il moto dell'acqua attraverso un mezzo poroso con quelle che regolano il moto degli elettroni

all'interno di una massa conduttrice); **modelli matematici** (si adattano ad ogni situazione, si basano sulla risoluzione di equazioni che governano il flusso e il trasporto dei soluti).

Tralasciando i primi due, l'analisi si soffermerà sui modelli matematici. Un modello matematico di simulazione si basa su equazioni differenziali le cui soluzioni possono essere analitiche (che studiano realtà estremamente semplificate mediante assunzioni quali quelle dell'isotropia ed omogeneità del mezzo poroso che troviamo nella legge di Darcy (Darcy, 1856) o numeriche (utilizzate a condizioni iniziali o al contorno complesse o dove il sistema non può venir considerato isotropo nelle sue proprietà; in questi modelli le equazioni di base vengono risolte con metodo numerico iterativo sia che si adotti il metodo degli elementi finiti che quello delle differenze finite). Negli ultimi anni si sono aggiunti i modelli stocastici, basati su strumenti di tipo probabilistico-statistico in grado di comporre uno schema evolutivo di un sistema che si modifica in condizioni non deterministiche.

9.2 Il processo di modellizzazione

Il processo di modellizzazione si articola in una successione di fasi e operazioni (Kiraly, 1994 - figura 93) la cui conoscenza è necessaria al fine di riuscire a valutare in maniera oggettiva sia l'utilità dei modelli stessi sia il significato reale dei risultati simulati.

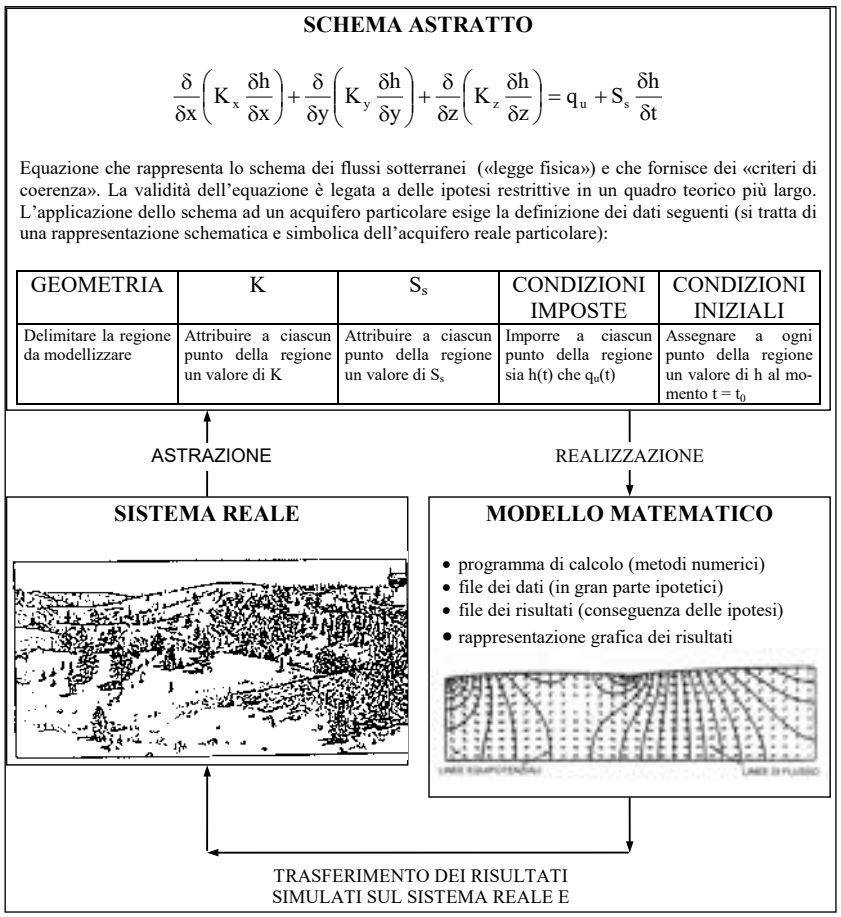


Figura 93: Relazioni tra sistema reale, schema astratto e modello matematico in condizioni non stazionarie: K = conducibilità idraulica (LT-1); h = carico piezometrico (L); qu = portata della ricarica o dell'emungimento, per unità di volume dell'acquifero (T-1); Ss = coefficiente di immagazzinamento, per unità di spessore dell'acquifero (L-1); t = tempo (T); da Kiraly, 1994 modificato

Le tappe fondamentali per la realizzazione di un modello sono tre: rappresentazione schematica e simbolica del sistema reale, modello matematico di calcolo e trasferimento dei risultati simulati sul sistema reale.

- La prima tappa consiste nel definire una rappresentazione schematica e simbolica del sistema reale; quest'ultimo deve essere: semplificato, ovvero le relazioni quantitative tra gli elementi del sistema sono generalmente espresse sotto forma di equazioni differenziali in grado di rimpiazzare solo in parte i processi che si sviluppano nel sistema reale; perfezionabile, a seconda delle condizioni iniziali, efficace o meno, ovvero uno schema non è di per se né buono, né cattivo, dipendendo dal particolare sistema e dal problema che si intende risolvere.
- La seconda tappa corrisponde all'utilizzazione di un programma di calcolo capace di eseguire le operazioni matematiche definite nello schema e attribuire valori numerici alle variabili e ai parametri necessari al suo funzionamento; tutto ciò rappresenta il modello matematico di simulazione vera e propria.
- La terza tappa, infine, si identifica con il trasferimento dei risultati ottenuti sul sistema reale. Ovviamente i casi di un'estrema corrispondenza tra realtà e modello sono assai limitati se non impossibili data l'estrema complessità e variabilità dei sistemi reali e dei parametri che li definiscono.

Come detto, la finalità dei modelli è la riproduzione del comportamento e dei processi interni che caratterizzano un sistema acquifero reale in modo da poterne prevedere le risposte in differenti situazioni di sollecitazione sia naturali che antropiche. Nel processo di costruzione di un modello matematico di simulazione di un acquifero reale si individuano due linee di attività (figure 94 e 95) che rappresentano l'una lo sviluppo delle fasi caratteristiche, l'altra le operazioni necessarie. Queste si estrinsecano teoricamente come di seguito riportato.

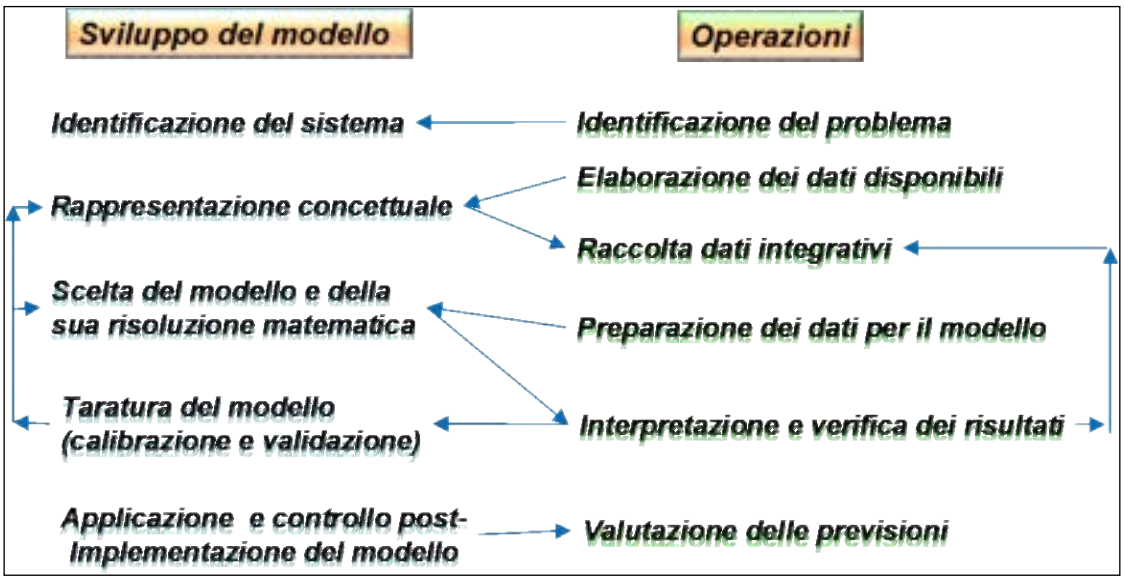


Figura 94: Fasi di costruzione di un modello matematico di simulazione (Salleolini, 2004 modificato)

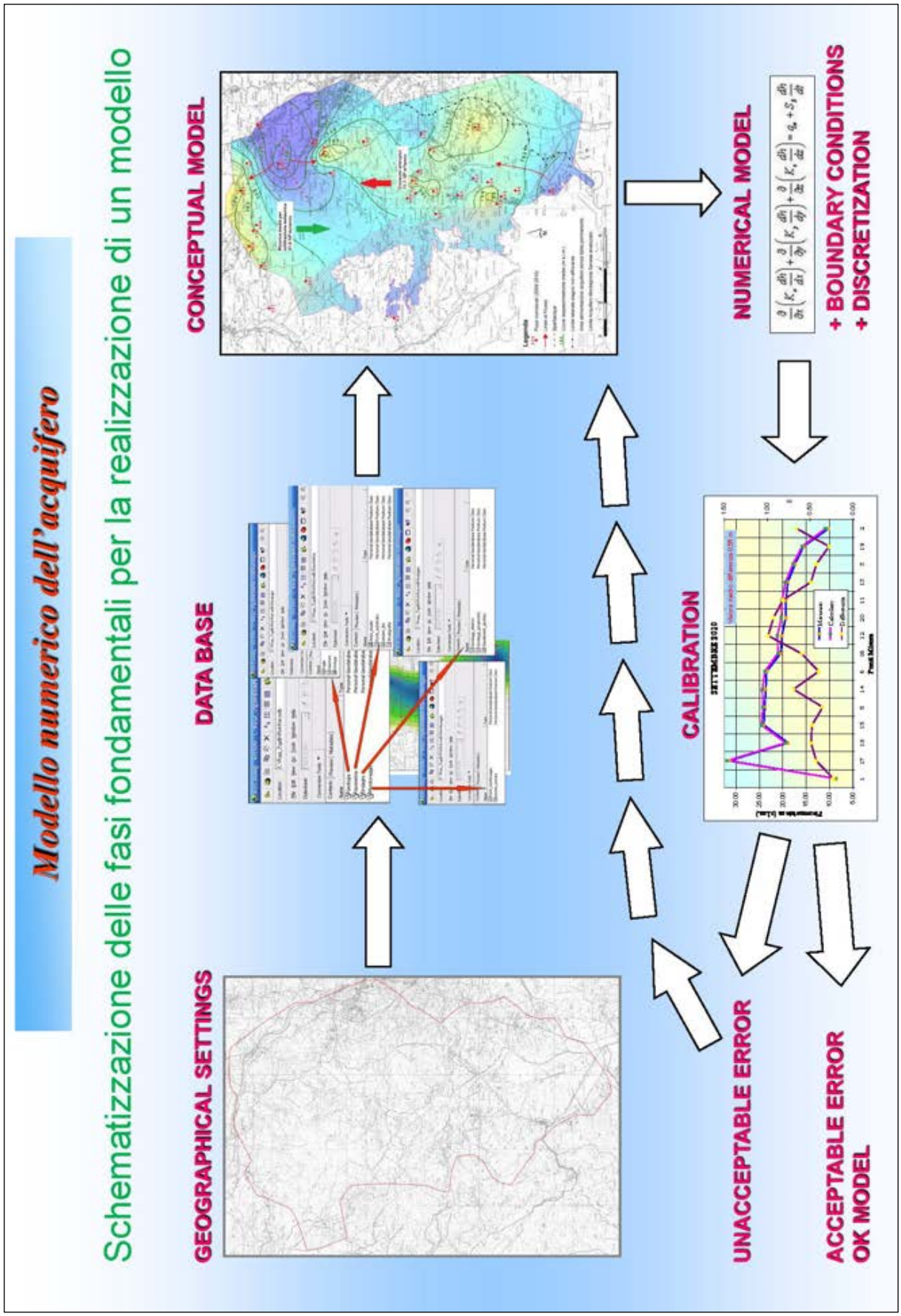


Figura 95: Schematizzazione delle fasi di realizzazione di un modello

9.3 Sviluppo del modello

9.3.1 Identificazione del sistema

In questa fase viene definita la realtà da studiare nei suoi limiti spaziali, nelle interrelazioni tra le varie componenti, nei meccanismi di base e nella sua articolazione temporale; quindi nel caso di un acquifero sarà necessario definire la sua struttura geologica, la sua idrodinamica e geochimica, l'alimentazione, l'immagazzinamento, il deflusso sotterraneo e la qualità dell'acqua in esso contenuta.

Nel nostro caso di studio, questo step è stato affrontato durante le fasi preliminari della realizzazione del modello concettuale, per i dettagli consultare i capitoli 2, 3, 4 e 5.

9.3.2 Rappresentazione concettuale

In questa fase, l'obiettivo è quello della realizzazione di un modello concettuale tale da rappresentare una semplificazione del mondo reale in misura sufficiente per essere trattata da un modello matematico.

Operativamente vengono definiti i limiti dell'area da modellizzare e le condizioni idrodinamiche lungo di essi, il bilancio di massa del sistema, lo schema di flusso e le caratteristiche idrauliche interne sia verticali che orizzontali. Questa fase di lavoro è stata affrontata nel capitolo 8 e i risultati ottenuti sono consultabili nello schema di sintesi di figura 92 e 95.

9.3.3 Scelta del modello e della sua risoluzione matematica

Come accennato, i modelli matematici possono ammettere soluzioni analitiche tramite funzioni i cui parametri caratterizzanti il mezzo sono costanti nello spazio e nel tempo, o soluzioni numeriche che consentono di affrontare mezzi eterogenei ed anisotropi risolvendo complessi sistemi di equazioni e con la possibilità di operare con condizioni al contorno non omogenee e variabili nel tempo.

Le soluzioni numeriche si differenziano per il tipo di approccio usato nella discretizzazione delle equazioni differenziali che vengono utilizzate per determinare sia il campo di flusso che la distribuzione delle concentrazioni di soluto. Gli approcci più comuni sono quelli alle differenze finite, FDM (Milne-Thomson, 1933; Boole, 1980) e agli elementi finiti, FEM (Zienkiewicz, 1971; Schwarz & Witheman, 1988; Strang & Fix, 1973; Reddy, 1984; Norrie & De Vries, 1973) (figura 96).

In entrambi i casi, il dominio viene discretizzato nello spazio (e anche nel tempo in caso di simulazioni transitorie) con una rete costituita da punti nodali che consentono di sostituire le equazioni differenziali, che governano il modello, con una serie di equazioni algebriche applicate a ciascun nodo.

Nel metodo a differenze finite i nodi sono localizzati all'interno della cella o all'intersezione della maglia e i diversi operatori (ad esempio, il gradiente) sono approssimati da semplici differenze ortogonali tra i nodi adiacenti.

Nel metodo agli elementi finiti è il concetto di elemento (la sub-area delimitata dalle linee che connettono i punti nodali) a diventare essenziale poiché l'approssimazione degli operatori differenziali è analitica e riguarda quantità integrali a scala di elemento.

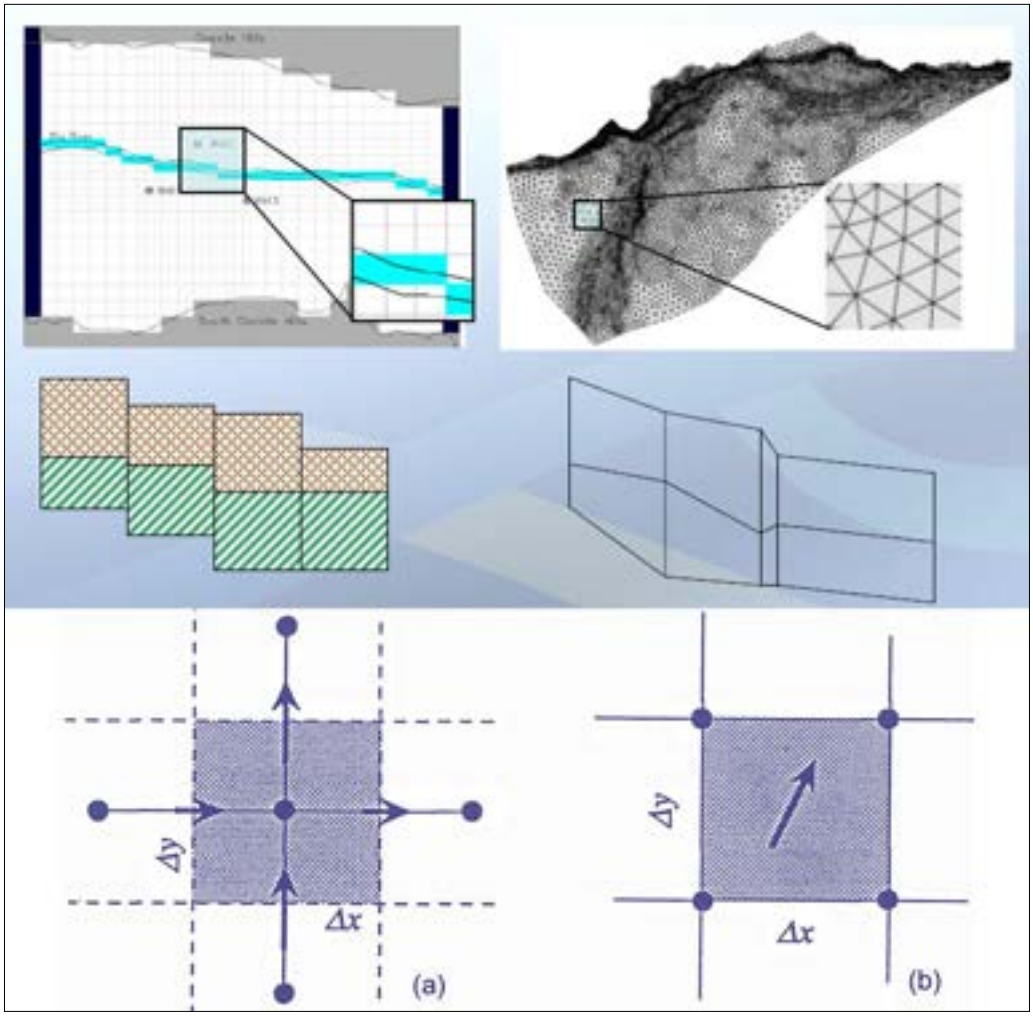


Figura 96: Discretizzazione bidimensionale di un sistema acquifero: a) metodo FDM con tipica cella di calcolo avente un nodo centrale di volume d'influenza ΔxΔy; b) metodo FEM con volume ΔxΔy di un elemento quadrato finito e gradiente continuo (Perrochet, 1994)

Il metodo alle differenze finite discretizza in intervalli lo spazio e il tempo mediante il tracciamento, nel dominio modellizzato, di una griglia di celle rettangolari con maglia (di dimensione variabile o costante) Δx e Δy nelle direzioni x e y (figura 97).

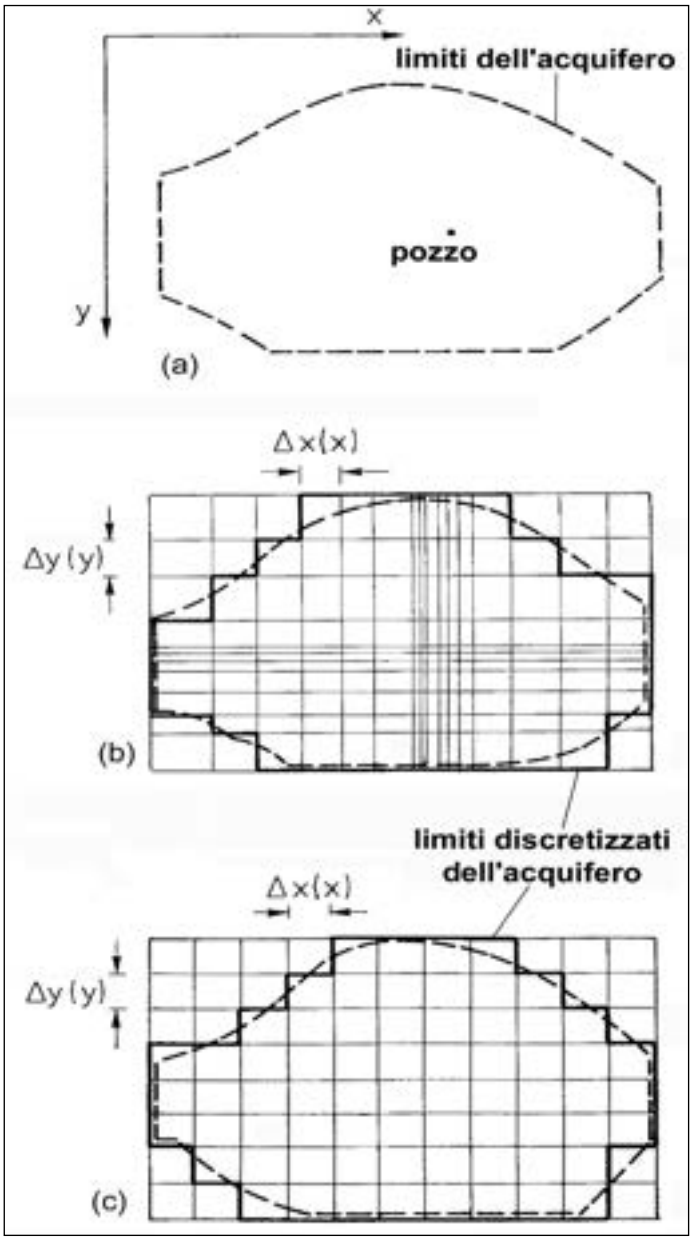


Figura 97: Schema di discretizzazione mediante griglie del dominio modellizzato (a) con il metodo alle differenze finite, secondo una maglia rettangolare di dimensioni variabili (b) o costanti (c); Salleolini, 2004

Il centro della cella viene chiamato nodo e ad esso viene associato un indice (i,j) per indicarne la posizione; i nodi delle celle limitrofe sono definite con gli indici (i+1) e (j+1) o con (i-1) e (j-1), a seconda dell'orientamento del sistema. Il limite tra due celle si colloca a ½ della distanza internodale (figura 98).

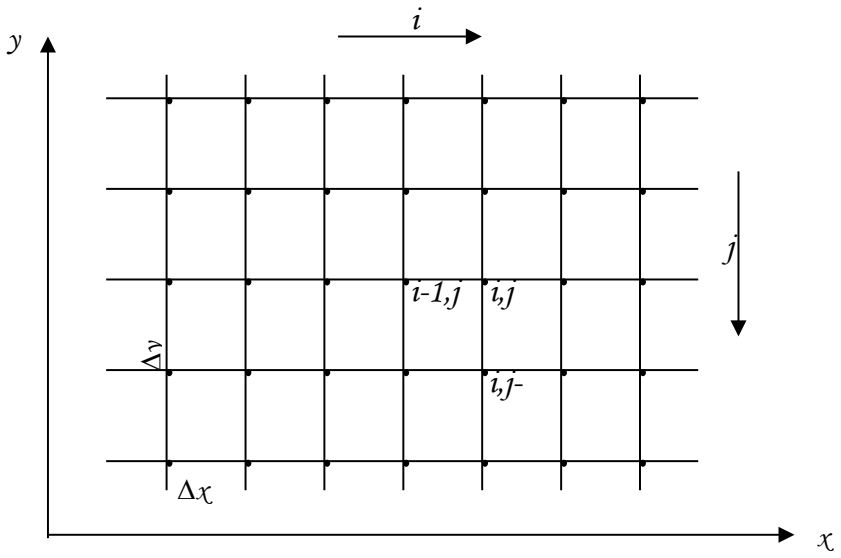


Figura 98: Griglia di un modello a differenze finite che mostra la convenzione usata per la numerazione degli indici (Wang & Anderson, 1982, modificato)

Per il calcolo del gradiente spaziale, il differenziale parziale di una variabile è espresso dalla semplice differenza tra il valore di nodi contigui; tramite l'approssimazione alle differenze finite, il valore sul nodo in questione viene algebricamente collegato ai due nodi contigui (caso monodimensionale) ed ai corrispondenti quattro o sei nodi (casi bi- o tridimensionali). Con spaziature non uniformi, la media aritmetica viene sostituita da un altro fattore peso.

I modelli basati su questo metodo sono «semplici» da comprendere e programmare, molto adatti per affrontare problemi di flusso a livello regionale mono-, bi- e tridimensionali; la presenza di eterogeneità viene gestita con qualche problema, la griglia deve essere adeguatamente progettata e le anisotropie devono essere dirette parallelamente al sistema di riferimento. Il metodo agli elementi finiti consente anch'esso di approssimare funzioni continue mediante un modello discreto, che consiste in una serie di valori della funzione in punti prestabiliti definiti come nodi e posizionabili in corrispondenza dei reali limiti fisici (figura 99).

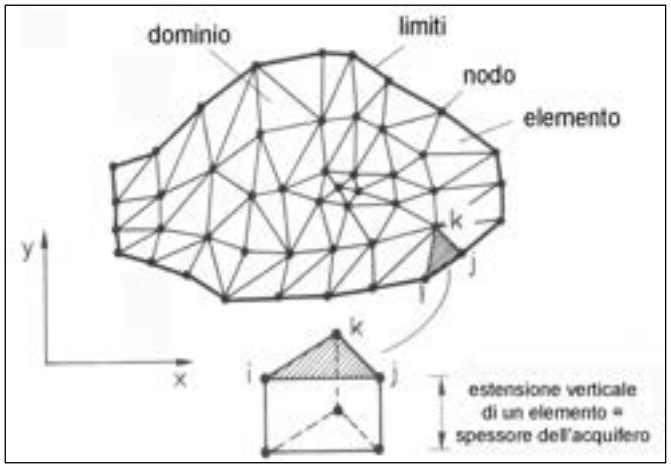


Figura 99: Schema della rete di discretizzazione del dominio modellizzato; Salleolini, 2004

Il dominio modellizzato viene suddiviso in sottodomini, detti appunto elementi finiti, che possono avere geometria varia (in genere triangolare); in tal modo, in ogni elemento il flusso è fornito in termini di carico idraulico ai nodi dove il sistema di equazioni descrive il flusso in modo continuo ad ogni nodo.

Il sistema di equazioni (lineari) ottenuto con il metodo agli elementi finiti è quindi simile a quello ottenuto con le differenze finite, tuttavia il modo di derivare e sviluppare le equazioni introduce certe differenze; la principale è data dalla diversa capacità di rappresentare gli operatori differenziali. Il FEM consente, quindi, una maggiore accuratezza e flessibilità nella rappresentazione di limiti, grandezze tensoriali e punti singolari rispetto alla griglia a maglie quadrate o rettangolari del FDM, rendendolo in genere molto potente nelle applicazioni relative alle acque sotterranee (soprattutto negli acquiferi contenuti nelle rocce fessurate o nelle zone caratterizzate dalla presenza di numerosi pozzi in emungimento).

Le equazioni differenziali, le cui variabili indipendenti sono le tre dimensioni (x, y, z) ed il tempo (t), applicate in entrambi i metodi, consentono di rappresentare il flusso attraverso un mezzo qualsiasi dotato di porosità secondo le leggi della fisica. Le equazioni descrittive del flusso sotterraneo nelle diverse situazioni sono state definite tenendo conto della legge di continuità (legge di conservazione della massa), delle leggi della termodinamica e applicando la legge di Darcy (equazione del moto dell'acqua sotterranea).

Nei mezzi porosi, l'applicazione del principio di meccanica fondamentale di conservazione della quantità di movimento porta alla seguente legge dinamica del flusso:

$$\vec{q} = -\frac{k}{\mu}(\nabla p + \rho g \nabla z)$$

dove:

$\vec{q}$: intensità di flusso o velocità apparente macroscopica del fluido (vettore) [m/s]

k : permeabilità intrinseca del mezzo poroso (tensore) [m^2]

ρ, μ : massa volumica ('densità') [Kg/m^3] e viscosità dinamica del fluido [kg/m/s]

p : pressione o energia per unità di volume del fluido [N/m^2], [J/m^3]

g : accelerazione di gravità [m/s^2]

z : coordinata cartesiana verticale [m]

s : coordinata curvilinea della traiettoria o linea di corrente [m]

∇ : operatore gradiente, vettore costituito dalle derivate parziali $\partial / \partial x$, $\partial / \partial y$ e $\partial / \partial z$ [1/m]

Il modello utilizzato in questo studio è un modello numerico ad elementi finiti e le verifiche sono state realizzate in regime permanente.

La soluzione numerica utilizzata all'interno di questo lavoro è stata quella di un approccio agli elementi finiti (FEM), in particolare, come vedremo in dettaglio nei capitoli seguenti, il dominio modellizzato è stato suddiviso in sottodomini, elementi finiti, con una geometria triangolare.

Condizioni iniziali e ai limiti

Abbiamo già detto che per ottenere la soluzione di un'equazione alle derivate parziali occorre definire le condizioni iniziali e ai limiti del dominio nel caso di simulazioni transitorie, solo le condizioni ai limiti nel caso di simulazioni non transitorie. Queste condizioni di flusso sono fondamentali nella soluzione del processo: senza una loro corretta identificazione ed espressione in termini numerici, o analitici nel caso di soluzioni analitiche, un dato problema non può essere risolto.

Le **condizioni iniziali** consistono nella distribuzione del potenziale idraulico h al momento della partenza di una simulazione, ovvero la funzione h (x,y,z, t=0). Una condizione iniziale può derivare da simulazioni precedenti. Per assicurare la 'coerenza idrogeologica', una distribuzione di h ottenuta in regime non transitorio sotto specifiche condizioni ai limiti è spesso imposta come condizione iniziale. Altre condizioni iniziali semplificate che si incontrano frequentemente sono l'uniformemente secco (suzione costante nello spazio) o una situazione idrostatica (h costante nello spazio).

La scelta delle **condizioni ai limiti** del modello costituisce il primo passo nella sua costruzione, in quanto significa identificare nell'area studiata dei limiti che abbiano un determinato significato idrogeologico. Se i limiti sono mal definiti o incompleti, il problema stesso è mal definito e dunque la risposta non corretta.

La teoria modellistica individua diversi tipi di limiti che possono essere applicati sull'intero dominio del modello. I **limiti a potenziale imposto** sono identificabili con una linea equipotenziale (quindi con carico idraulico imposto) della superficie piezometrica e coincidono con discontinuità idrogeologiche o idrologiche che consentono di tenere fissi determinati livelli idrici sia in entrata che in uscita dall'acquifero; sono pertanto rappresentati da superfici di acqua libera (fiumi, laghi, mare) oppure da sorgenti e fonti sorgive che impongono alla falda un potenziale da questi definito in corrispondenza del limite stesso. Matematicamente tali situazioni sono definite condizioni al limite del primo tipo o di Dirichlet e richiedono l'assegnazione di un valore di carico idraulico (m). **I limiti a flusso imposto** coincidono con le discontinuità idrogeologiche che, in particolari condizioni idrodinamiche, consentono il passaggio di determinate portate idriche in entrata o in uscita dal sistema; ne sono esempi i passaggi laterali o verticali di facies, le faglie drenanti o tamponanti e ancora da superfici di acqua libera (fiumi, laghi, mare) che drenano e alimentano la falda, oppure da sorgenti e fonti sorgive. In caso di **limiti geologici stagni** le portate risulteranno nulle; saranno invece uscenti nei casi di sorgenti, fiumi drenanti o pozzi (definibili anche come condizioni del quarto tipo espresse come portate in ingresso o in uscita). Altri esempi di limiti a flusso imposto possono essere i contatti tra strati a diversa permeabilità, faglie o spartiacque sotterranei; è bene ricordare che nel caso di un contatto geologico la posizione del limite è fissa, mentre nel caso di uno spartiacque idrogeologico definito dalla piezometria, non è detto che lo sia, in quanto dipendente dal contesto idrogeologico di alimentazione-esaurimento. Matematicamente questi limiti sono detti condizioni ai limiti del secondo tipo o di Neumann e prevedono l'assegnazione di un valore di flusso e quindi del gradiente di carico perpendicolarmente al limite.

Esistono poi delle combinazioni di questi due tipi sviluppate per descrivere limiti di natura più complessa denominati condizioni ai limiti del terzo tipo o di Cauchy che si presentano quando l'acquifero è a contatto con un corpo idrico continuo (corso d'acqua o altro acquifero) per mezzo di uno strato semipermeabile relativamente spesso in grado di generare fenomeni di fuga imposti sia da condizioni di flusso (limite geologico semipermeabile) che di potenziale (differenza di carico idraulico). Anche la superficie piezometrica della falda libera è soggetta a due condizioni particolari di potenziale: pressione uguale alla pressione atmosferica e flusso nullo.

In genere, le condizioni ai limiti di tipo idrodinamico subiscono variazione nello spazio e nel tempo dovute alla fluttuazione dei livelli piezometrici (che possono provocare il sensibile spostamento delle linee di spartiacque sotterranei), dei livelli delle superfici di acqua libera e variazioni, naturali o indotte, delle portate in ingresso e in uscita dai limiti stessi. La conoscenza di tali variazioni è basilare per la taratura dei modelli matematici di simulazione idrodinamica in regime transitorio e, quindi, del loro impiego in campo previsionale; questo però richiede misure continue nel tempo dei livelli piezometrici e delle portate sorgive. Se si sceglie di operare in regime transitorio, le sole condizioni ai limiti non sono più sufficienti alla risoluzione dell'equazione alle derivate parziali e si rende necessario definire anche le condizioni iniziali, la qual cosa richiede la conoscenza della distribuzione del carico idraulico h al momento del lancio della simulazione, cioè la funzione $h_{(x,y,z)}$, per t=0. In questo caso, la superficie che rappresenta la distribuzione del carico idraulico al momento t=0 è in genere definita dalla distribuzione dei valori di h ottenuti in regime permanente sotto specifiche condizioni ai limiti.

Nel caso di studio, infatti, si è affrontata l'assegnazione delle condizioni ai limiti, per la simulazione del modello in regime permanente.

9.4 Taratura del modello: calibrazione e validazione

Calibrare un modello significa che, data una certa combinazione di parametri e condizioni ai limiti, il modello riproduce, con scarti accettabili, i valori di portata o di altezza piezometrica misurati in un dato punto della griglia; è ovvio che risultati ugualmente soddisfacenti possono essere ottenuti con più combinazioni dei parametri introdotti. A ciò si procede aggiustando i dati di entrata (principalmente la conducibilità idraulica) o inserendo valori fittizi di questa, perché spesso tali dati non sono ben conosciuti (scarsa disponibilità dei dati di ingresso) e possono avere un certo grado di variabilità (come nei mezzi anisotropi). Anzi, a causa della variabilità su tutto il dominio dei parametri idrodinamici richiesti (conducibilità idraulica, porosità, ecc.) e delle semplificazioni inerenti al processo di modellizzazione stesso, la calibrazione non è mai perfetta: differenze tra i risultati simulati e le osservazioni reali sussistono sempre, benché minimizzate una volta completato il processo di calibrazione. È inoltre buona norma procedere alla calibrazione prima in regime stazionario e solo in un secondo momento introdurre la variabile tempo per le simulazioni in regime transitorio.

Lo scopo della validazione è quello di dimostrare che il modello è capace di simulare certi eventi idrogeologici storici per i quali sono disponibili i dati come, per esempio: il cono di depressione indotto da una prova di portata in un pozzo o l'abbassamento della piezometria durante la stagione secca. Dopo che il modello è stato calibrato e validato esso è pronto per essere usato per fare previsioni.

Da rilevare inoltre che quando il modello viene usato come strumento di pianificazione per la gestione delle risorse idriche, esso dovrebbe essere aggiornato e migliorato mediante la raccolta continua di nuovi dati così da renderlo sempre più rispondente alle condizioni idrodinamiche naturali ed a quelle indotte dal variare dell'azione antropica su di esso.

9.5 Applicazione e controllo post-implementazione

La fase di applicazione è quella che risponde ai problemi per cui li modello è stato costruito. Dato che lo scopo principale è quello previsionale, è importante predisporre una rete di monitoraggio che permetta di verificare la coerenza delle previsioni e di fornire eventuali nuovi elementi per caratterizzare il sistema.

Il controllo post-implementazione è di grande importanza per la vita dei modelli gestionali; infatti i problemi relativi all'uso di modelli di flusso o trasporto delle acque sotterranee sorgono essenzialmente proprio in fase di controllo delle previsioni.

Di solito i dati sulla qualità delle previsioni denotano l'errata valutazione delle variabili temporali (ricarica, prelievi, ecc.) o, molto più spesso, errori nella definizione del modello concettuale. Il primo caso, pur originando una previsione sbagliata, non comporta altre incombenze oltre ad una nuova stima delle variabili temporali inserite; il secondo caso necessita invece di una revisione e di una correzione del modello concettuale, con conseguente rielaborazione del modello dalle fondamenta.

10 - Modellazione numerica del sistema acquifero della Montagnola Senese

10.1 Software utilizzato

La modellazione numerica dell'acquifero della Montagnola Senese è stata effettuata avvalendosi del software FEFLOW (Finite Element subsurface FLOW system), versione 6.1.2.7330 (figura 100), distribuito dalla società WASY Ltd di Berlino.

FEFLOW è uno dei pacchetti di programmi più specializzati nel campo della modellistica idrogeologica dei processi di flusso e di trasporto nei mezzi porosi in condizioni sature e non sature.

Adotta il metodo agli elementi finiti, il che consente una notevole flessibilità e la capacità di simulare geometrie complesse con possibilità di raffinamento della griglia di calcolo intorno a punti e/o linee singolari (punti di osservazione, pozzi in pompaggio, punti di inquinamento, linea di costa, corpi idrici superficiali etc.).

FEFLOW impiega il metodo degli elementi finiti (FEM) a due e tre dimensioni per risolvere le equazioni differenziali che descrivono processi interdipendenti come:

- i flussi delle acque sotterranee;
- il trasporto convettivo e dispersivo dei contaminanti;
- i processi di trasporto di calore nel sottosuolo.

È dotato di componenti integrati quali grafici interattivi, interfaccia GIS, strumenti di regionalizzazione dati e di visualizzazione e tecniche numeriche potenti; queste componenti assicurano un efficiente processo nel realizzare la maglia dell'elemento finito, assegnando le proprietà e le condizioni al contorno del modello, facendo funzionare la simulazione e visualizzando i risultati.

Ulteriori informazioni sul software sono disponibili sul sito internet della società WASY, dove è possibile consultare informazioni di base sul programma, scaricare documentazioni e manuali ed eseguire un tour guidato sulle funzionalità di FEFLOW (https://www.mikepoweredbydhi.com/products/feflow).

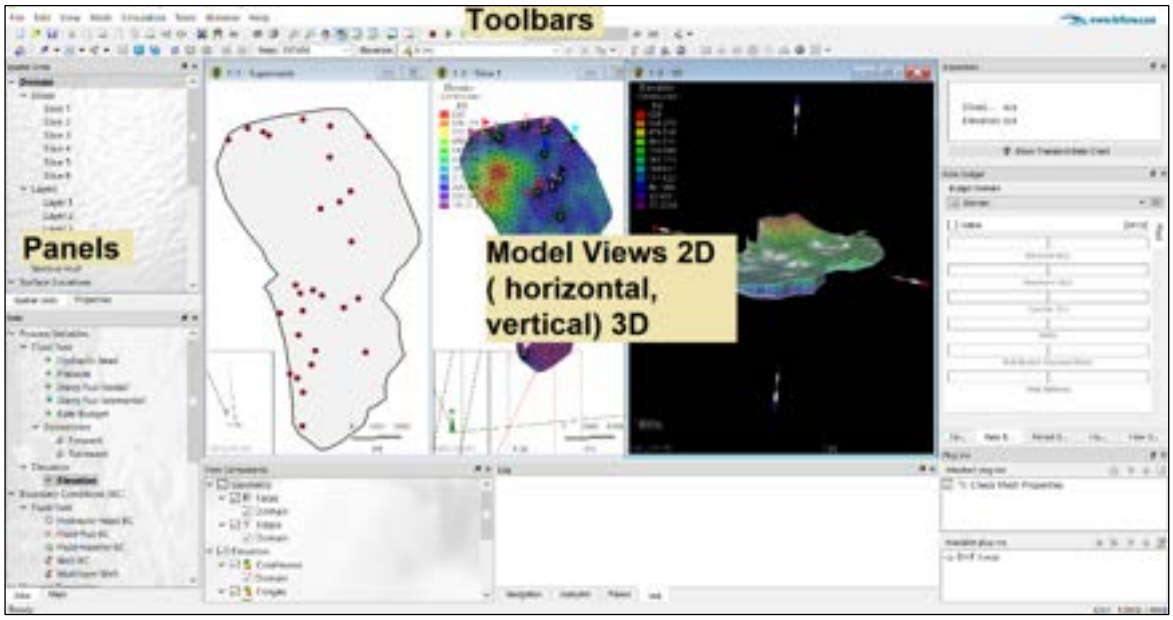


Figura 100: Interfaccia grafica di FEFLOW

La gestione dei dati geolitologici e idrogeologici è stata effettuata con l'ausilio di un sistema informativo territoriale (ArcGis 10.8), interfacciabile con FEFLOW; ciò è risultato di grande utilità nelle fasi di sviluppo del modello concettuale e lo è stato ancora di più nella costruzione del modello numerico.

10.2 Fasi fondamentali per la realizzazione del modello

Le fasi principali per la realizzazione del modello numerico 3D sono state le seguenti:

1. *Operazioni Preliminari*:
   - Definizione dei limiti dell'area da modellizzare e costruzione della "supermesh" 2D di superficie mediante digitalizzazione, inserimento di linee e punti di particolare interesse (es. pozzi in pompaggio, ecc.) come nodi fissi della maglia;
   - Generazione della maglia interna (mesh). Costruzione della maglia ad elementi finiti tramite la generazione di celle triangolari;
   - Generazione della maglia in 3D a partire da quella in 2D. Ricostruzione della geometria tridimensionale dell'acquifero, importazione delle superfici che delimitano l'acquifero (superficie topografica, superficie del tetto e superficie del substrato) ottenute per interpolazione dei dati utilizzando software (Arcgis).
   - Verifica della geometria 3D e inserimento di due layers interni per consentire una equispaziatura della maglia anche in verticale.
   - Imposizione delle condizioni ai limiti. Assegnazione delle condizioni ai limiti in base alle ipotesi fatte sul funzionamento dell'acquifero (modello concettuale).
   - Impostazione delle proprietà intrinseche dei mezzi modellizzati. Parametrizzazione del modello, ovvero assegnazione dei valori di conducibilità idraulica;
   - Definizione dei punti di controllo dei carichi idraulici.
2. *Operazioni di calcolo e controllo:*
   - Calcolo su tutti i nodi della maglia 3D dei carichi idraulici;
   - Calibrazione e validazione dei risultati mediante confronto dei valori calcolati dei potenziali idraulici con i valori misurati in campagna.
3. *Analisi dei Risultati e considerazioni:*
   - Presentazione dei risultati sotto forma di linee equipotenziali, e di vettori che indicano la direzione e il verso del flusso idrico.

10.2.1 Definizione dell'area da modellizzare e creazione della Supermesh

Partendo dalla ricostruzione del modello concettuale dell'acquifero della Montagnola Senese (vedi par. 8) è stata realizzata una rappresentazione schematica del sistema acquifero reale, creata per studiare, appunto, gli effetti dei meccanismi dinamici della falda che hanno luogo nel sistema stesso.

Nella prima fase si è proceduto fissando i confini del modello.

Dopo un'analisi dell'area, i limiti della stessa sono stati definiti principalmente dai confini propri dell'acquifero. Nella zona Ovest dell'area studiata, il limite è rappresentato dalla presenza di una faglia che per assunzione del modello concettuale delimita l'acquifero da un'area di alimentazione senza la presenza di falda permanente (fig. 91).

Sono stati importati i dati georeferenziati come: il limite dell'area di studio nonché i pozzi in pompaggio noti presenti nell'area e quelli monitorati per il rilevamento piezometrico.

Partendo dalla definizione della supermesh (figura 101), contenente, nel nostro caso, punti e poligoni è stato poi possibile costruire la maglia del modello: ogni vertice degli elementi inseriti diventa un nodo della maglia ad elementi finiti; a questi, in fase di generazione della maglia potranno essere aggiunti nuovi nodi secondo le necessità di calcolo.

Il prodotto finale è una maglia georeferenziata che delimita la zona in studio, per l'acquifero della Montagnola Senese è stato deciso di realizzare un'unica maglia per l'intera area.

Figura 101: Delimitazione della zona modellizzata; l'area in azzurro evidenzia la zona studiata (supermesh); i pallini in colore rosso rappresentano i pozzi in pompaggio e monitorati

10.2.2 Costruzione della maglia agli elementi finiti 2d e 3d

Una volta ottenuta la supermesh, il passo successivo è quello di discretizzare l'interno del dominio mediante la generazione di un reticolo di nodi (saranno i punti dove poi il software andrà a calcolare la variabile sconosciuta). La griglia di discretizzazione costituisce l'intelaiatura del modello, la spaziatura che rappresenta uno degli aspetti critici per la definizione della griglia, deve riflettere le variazioni spaziali dei parametri. Le dimensioni generali della griglia sono comunque in relazione anche alla disponibilità di memoria del calcolatore, che di conseguenza condizionano la scelta del modello.

Il software dispone di quattro algoritmi diversi per generare la griglia (Figura 102):

- Transport mapping: l'unico algoritmo di generazione di mesh per elementi quadrangolari in FEFLOW. La maglia che si ottiene contiene elementi molto regolari e può avere un tempo di calcolo minore. La flessibilità geometrica è molto limitata e linee e punti non sono considerati;
- Advancing front: l'algoritmo inizia con una suddivisione iniziale del limite del poligono secondo il numero di elementi definiti per il poligono. È un algoritmo veloce, il risultato è una maglia di elementi finiti con elementi molto regolari (angoli vicino a 60°). Non considera linee e punti, e non fornisce funzionalità per il raffittimento lungo i bordi del poligono;
- Triangle: è estremamente veloce e in grado di gestire geometrie molto complesse, è stato sviluppato da Jonathan Richard Shewchuk presso l'Università della California a Berkeley. I triangoli generati possono contenere elementi con angoli leggermente superiori a 90°;
- Gridbuilder: è un efficiente strumento per creare maglie complesse, supporta la linea e il punto. È stato sviluppato da Rob McLaren presso l'Università di Waterloo in Ontario, Canada. Produce maglie regolari con una transizione graduale tra le aree a maglie fini e grossolani.

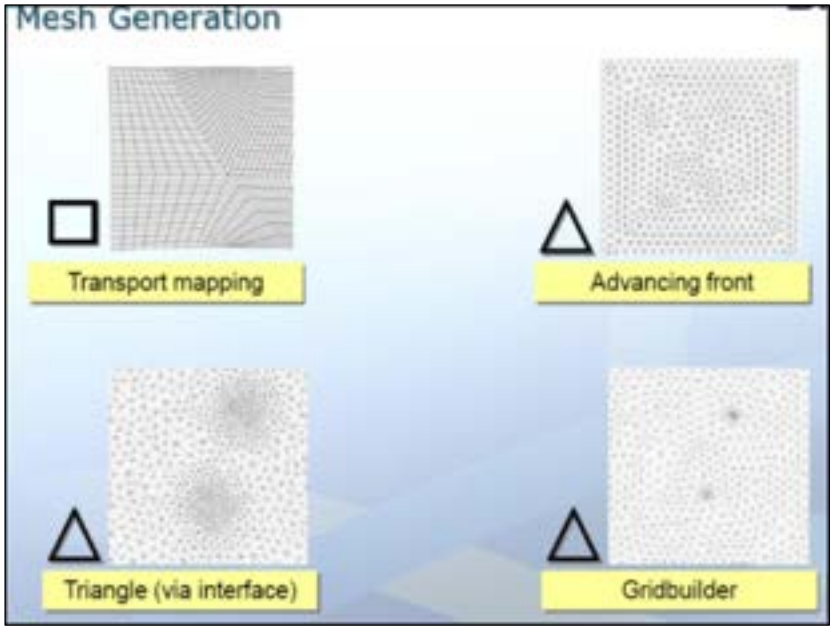


Figura 102: Algoritmi generatori della griglia (Diersch, 1988)

Tra questi si è scelto, accedendo al comando "mesh generator", il Triangle (figura 103). Questo metodo offre la possibilità di definire variazioni locali di densità della maglia in un modo molto intuitivo, infatti gli è stato imposto un raffinamento nei punti di pompaggio e in quelli monitorati.

In particolare, in corrispondenza dei pozzi in pompaggio ed in quelli monitorati sono stati inseriti dei punti fissi che obbligano la maglia ad avere un nodo in corrispondenza di quel particolare punto; in essi si è scelto di effettuare un raffinamento maggiore, allo scopo di far calcolare, in quei nodi, il valore della variabile, che sarà poi confrontato con miglior precisione, con le misure reali. Eseguite queste scelte, è stata generata una maglia in 2D i cui risultati sono visibili in figura 104 e figura 105.

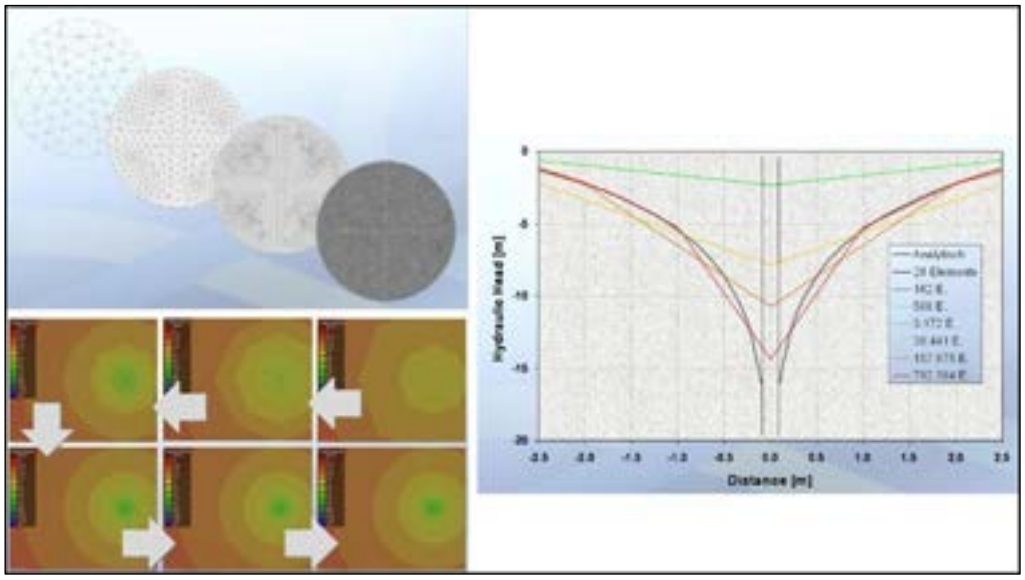


Figura 103: Esempio di una maglia creata con l'algoritmo triangle con una maggiore densità nei punti (es. pozzi in pompaggio) dove è importante limitare l'effetto di discretizzazione per ottenere una maggiore precisione nelle elaborazioni (Diersch, 1988)

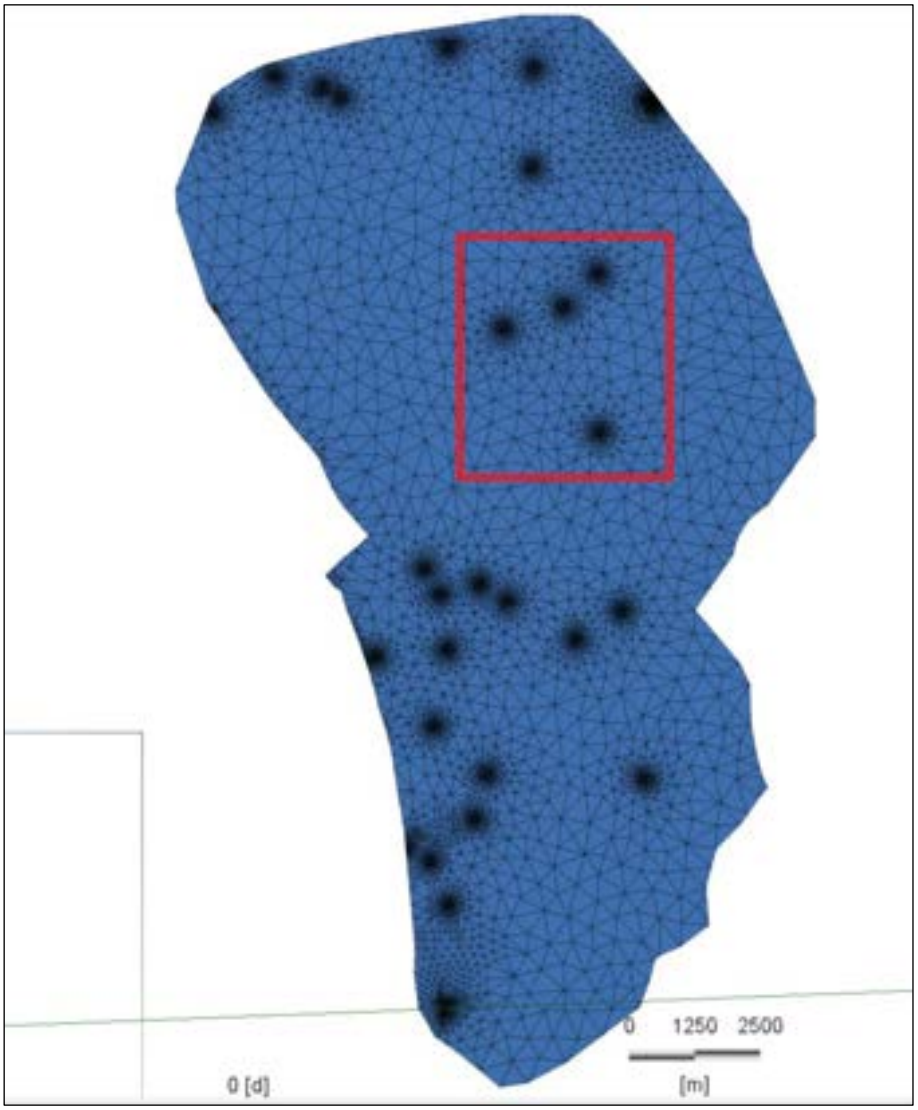


Figura 104: Maglia 2D generata in automatico dal programma FEFLOW

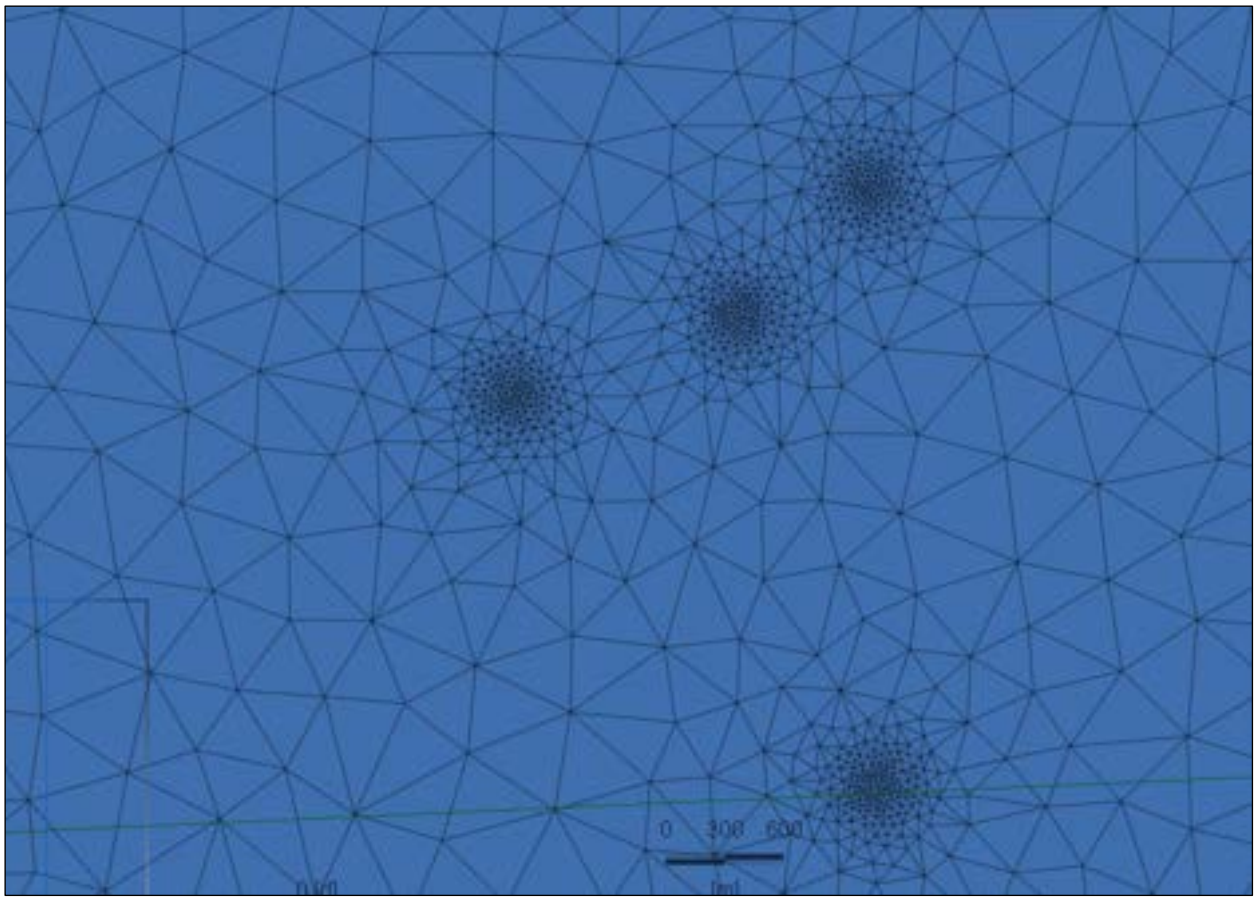
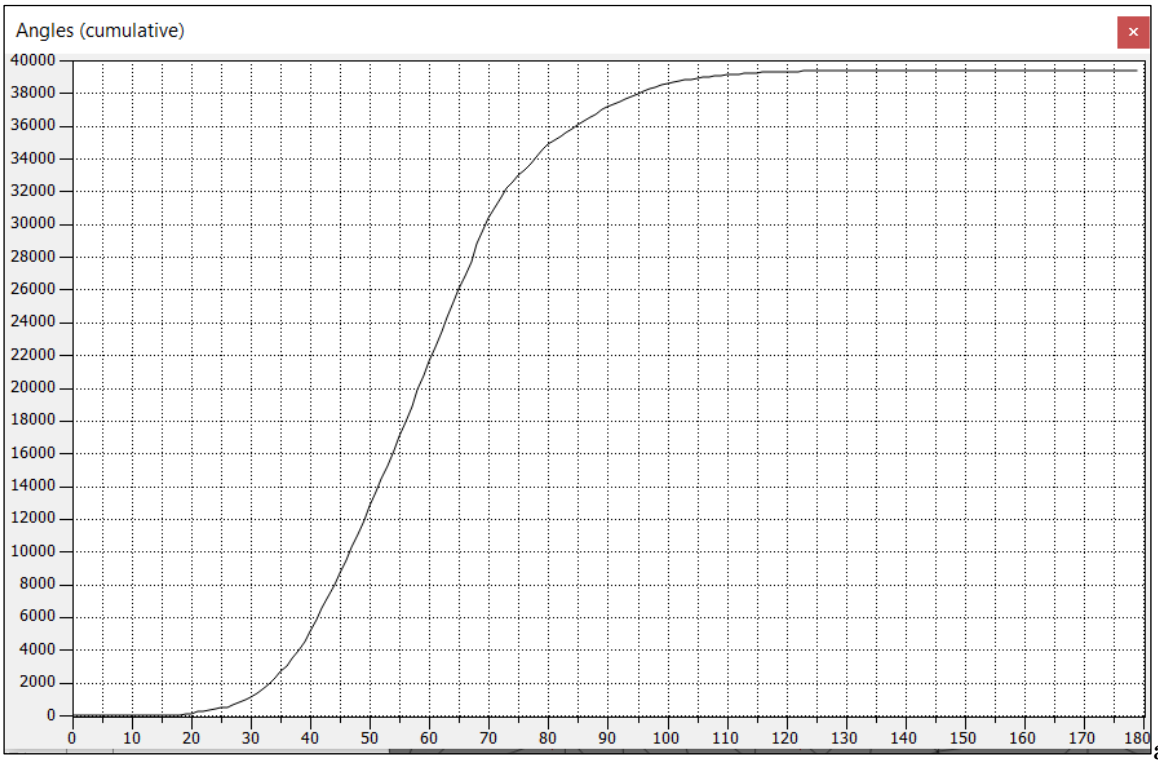
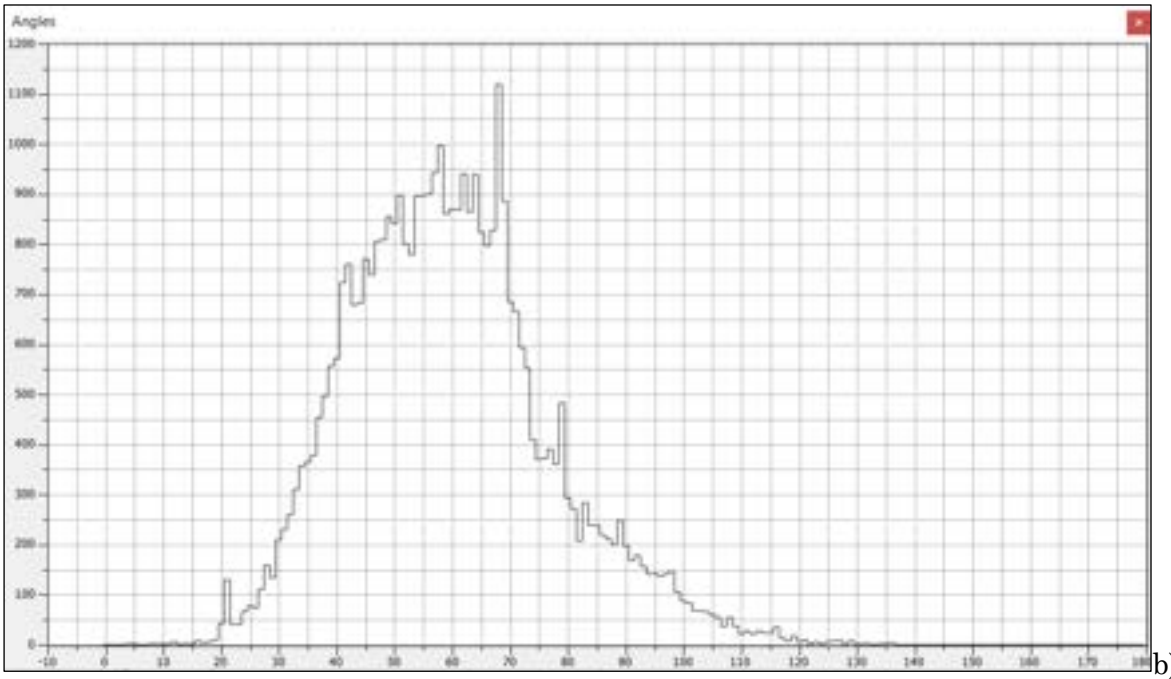


Figura 105: Zoom della maglia 2D generata dal programma FEFLOW, dell'area evidenziata in fig. 104 dove è possibile apprezzare la maggior discretizzazione in corrispondenza dei pozzi

Per verificare la congruenza della maglia generata è necessario controllare il numero dei triangoli ottusi creati, infatti è necessario evitare la generazione di tali elementi perché possono dare luogo ad imprecisioni nei calcoli, nel nostro caso, figura 106, dalla curva cumulativa degli angoli si evince che la percentuale degli angoli ottusi (> di 90°) è circa pari al 17,8%, mentre la percentuale di angoli >120° e pari allo 0,4% e quindi accettabile (Delaunay, 1934).



a)



b)

Figura 106: Verifica della generazione di elementi triangolari con angolo ottuso: a) curva cumulata con i valori degli angoli generati dal software, b) curva del numero degli angoli con relativo valore

La tappa successiva è stata quella di trasformare la maglia 2D in un oggetto tridimensionale. Per il passaggio alle 3 dimensioni sono stati utilizzati, al fine di stabilire gli spessori dell'acquifero, i risultati ottenuti dalla costruzione delle sezioni semplificate nella realizzazione del modello concettuale.

Una volta preparate le differenti superfici strutturali sotto forma di grid di dati georeferenziati, quali ad esempio superficie topografica, superficie del tetto o del substrato dell'acquifero, è stato sufficiente

importarli nel programma sotto forma di shapefiles. Ognuno di questi file, importato direttamente in FEFLOW, viene restituito con un modello tridimensionale della geometria dell'acquifero, assegnando ad ogni nodo della maglia un'altezza z attraverso un'interpolazione ordinaria dei valori introdotti con il metodo inverso della distanza Akima lineare (questo metodo si basa sul calcolo dei coefficienti di polinomi di quinto grado di due variabili per ogni triangolo della maglia; Akima, 1978). Quando due superfici si intersecano, FEFLOW propone di correggere automaticamente le altezze dei nodi al fine di lasciare una distanza minima tra loro. Questa funzionalità è molto utile perché consente di evitare grossolani errori di geometria, anche se rende impossibile simulare strati che vanno a chiudersi. Anche se non è stato applicato in questo caso, perché non necessario, solitamente si ricorre ad uno stratagemma: lo strato che scompare viene prolungato fino ai limiti del modello riducendo, però, il suo spessore a pochi centimetri ed assegnandogli, in quelle aree, i parametri idrodinamici dello strato che invece è realmente presente.

In definitiva, per ottenere la maglia in 3D è stata sovrapposta più volte la maglia ottenuta in 2D; questa è formata da elementi triangolari che, introducendo la terza dimensione, sono diventati dei prismi a base triangolare, dove l'altezza è appunto lo spessore dello strato.

Il risultato (vedi figure 107, 108 e 109) è un sistema costituito da sei superfici (Slice) e di conseguenza da cinque strati (Layer).

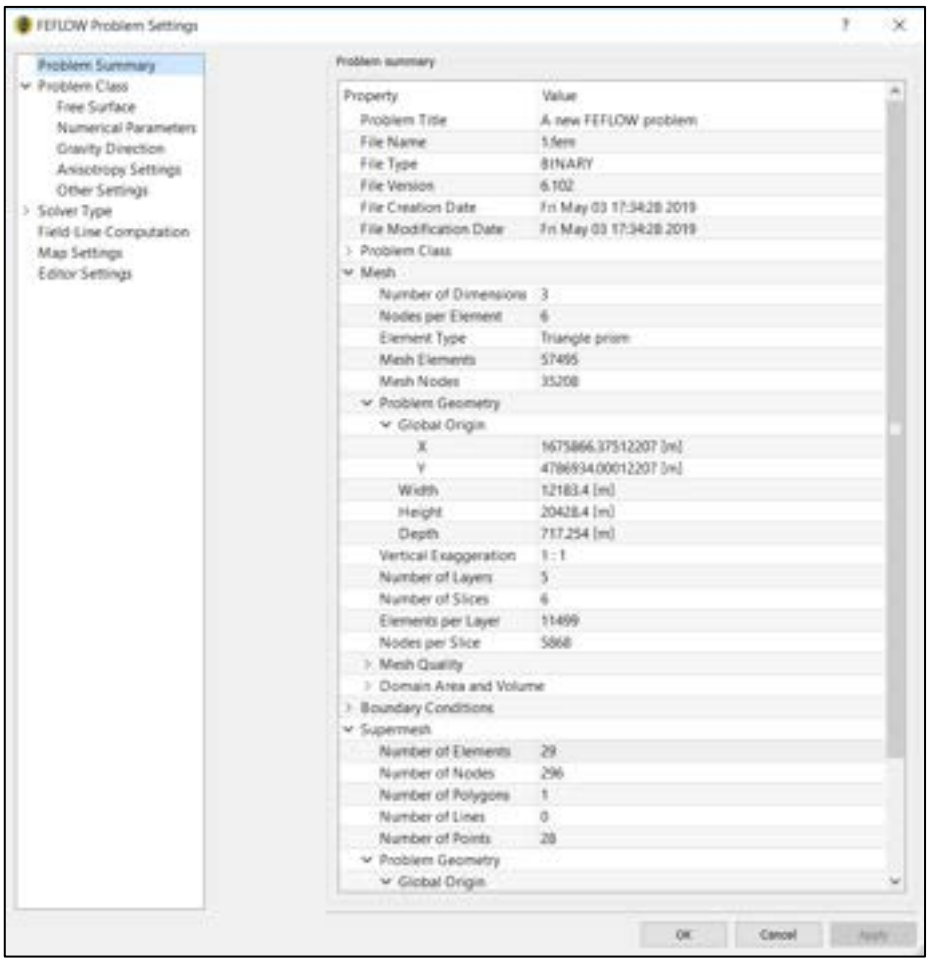


Figura 107: Dati tecnici della maglia creata

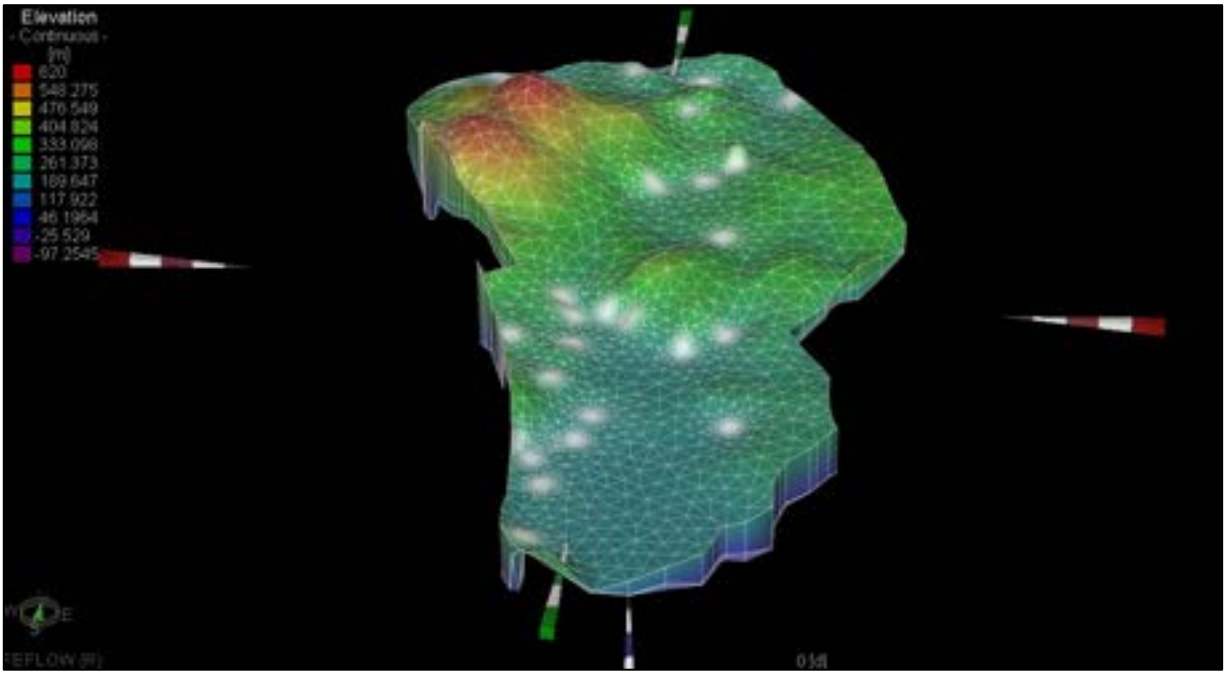


Figura 108: Maglia in tre dimensioni con vista da Sud generata dal software

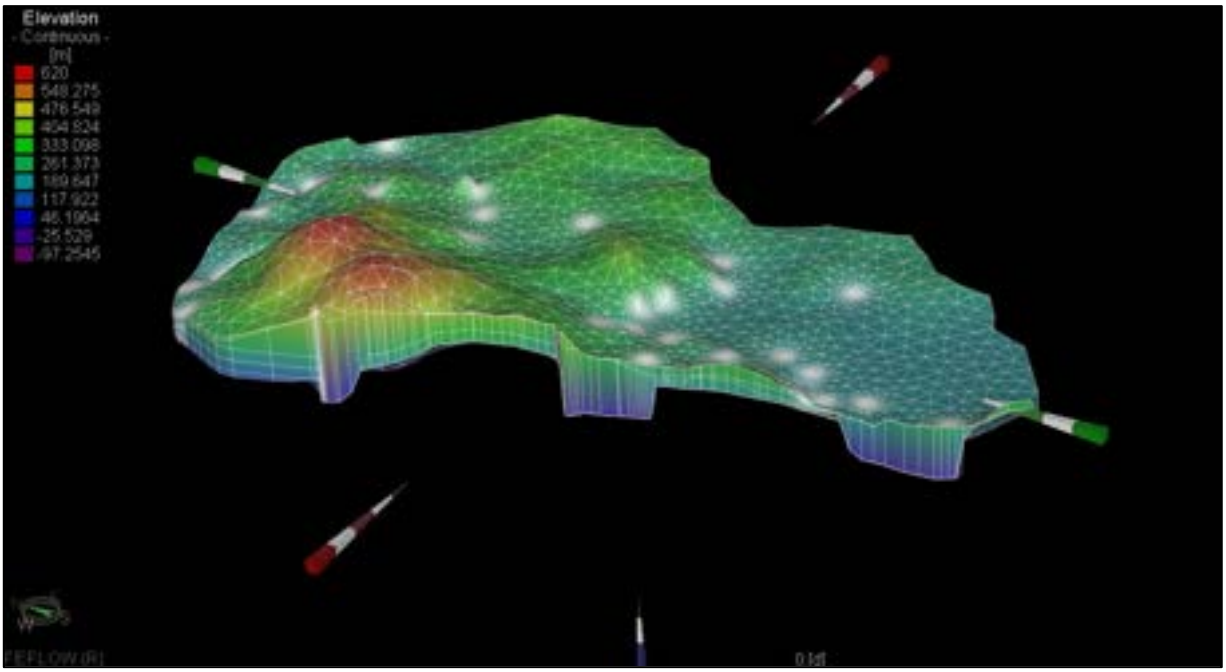


Figura 109: Maglia in tre dimensioni con vista da Sud-Ovest generata dal software

Delle sei superfici inserite, quattro fanno riferimento a superfici strutturali corrispondenti a: tetto dell'acquifero, base dell'acquifero, superficie topografia e superficie piezometrica. Al fine di raffinare la griglia in senso verticale sono stati inseriti altri 2 strati "fittizi", il primo ad una profondità corrispondente alla metà della distanza tra la superficie del tetto dell'acquifero e la superficie piezometrica e il secondo corrispondente alla metà della distanza tra quest'ultima e la base dell'acquifero. Entrambi gli strati non indicano variazioni idrogeologiche, ma servono ad omogeneizzare lo spessore degli strati dell'acquifero.

10.2.3 Definizione delle impostazioni del modello numerico in regime permanente

Per modellare l'acquifero in regime permanente, lo step successivo alla definizione della geometria dell'acquifero è, come già detto, l'impostazione delle condizioni e dei parametri necessari alla definizione del modello numerico ai fini della rispondenza al modello concettuale.

FEFLOW permette di fare le seguenti impostazioni:

- Problem Settings;
- Boundary Conditions;
- Material Properties;
- Reference Data.

10.2.3.1 Problem Settings

L'acquifero della Montagnola Senese, come descritto in precedenza, è un acquifero complesso dove variano sia il tipo di permeabilità che le condizioni di confinamento della falda. Infatti si possono individuare nelle formazioni della Breccia di Grotti/Calcare Cavernoso tre tipi di permeabilità riconducibili a tre diverse equazioni di flusso indicate in fig. 110.

Conducibilità Idraulica	Dimensioni	Tempi di residenza	Equazioni di flusso	Distribuzione spaziale
Matrice	da µm a mm	Lunghi	Legge di Darcy, flusso laminare	Continua
Frattura	Da 10 µm a 10 mm	Intermedi	Leggi di tipo cubico	Locale
Condotti	> 10 mm	Brevi	Legge di Darcy-Weisbach, flusso turbolento	Locale

Figura 110: Schematizzazione di un acquifero fratturato e/o carsico in termini di conducibilità idraulica ed equazioni di flusso associate (da Ghasemizadeh et al., 2012)

Nel caso in esame, trattandosi del primo tentativo di modellazione numerica dell'acquifero della Montagnola Senese, si è scelto di semplificare tale parametro e quindi di utilizzare una sola tipologia di permeabilità considerando esclusivamente il flusso attraverso la porosità del mezzo che comunque rappresenta quello prevalente nell'acquifero in istudio.

Il software Feflow, richiede nella schermata di settaggio alcuni dati specifici inerenti alle caratteristiche dell'acquifero, dove si è specificato che il flusso oggetto di studio non trasporta elementi in soluzione e che non trasporta calore, inoltre è stato indicato che il modello sarà realizzato in regime permanente.

Nelle impostazioni del modello dell'acquifero oggetto di studio si è ipotizzato una falda di tipo freatico, cioè libera, settando il primo slice come "phreatic" (superficie a falda libera) e l'ultimo slice come superficie fissa, essendo il limite inferiore del sistema.

Per ottenere simulazioni più realistiche, si è scelto di consentire alla superficie libera di scendere al di sotto del substrato, nel caso in cui il modello dovesse simulare un eventuale essiccamento locale dell'acquifero.

Per quanto riguarda gli altri slice, essi sono stati lasciati "dependent" in modo che il software possa calcolare la piezometria in automatico (figura 111).

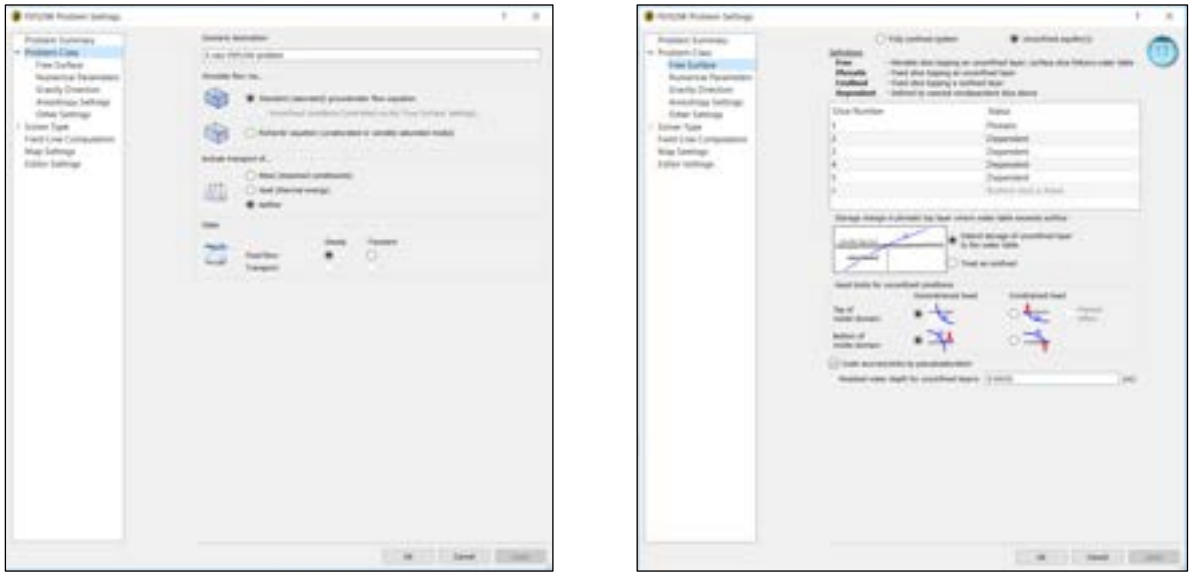


Figura 111: Finestra di settaggio del software delle tipologie di acquifero

10.2.3.2 Boundary Condition

Le condizioni ai limiti (boundary conditions) rappresentano dei valori conosciuti e/o stimati su porzioni dei limiti del dominio in studio. In termini di flusso delle acque sotterranee significa nel nostro caso specificare, in termini numerici: o il carico idraulico o gli scambi idrici o gli emungimenti/iniezioni di acqua.

Le condizioni ai limiti, che derivano da quanto ipotizzato nel modello concettuale, vengono attribuite inserendo nei nodi opportuni della maglia alcune delle condizioni che FEFLOW permette di assegnare ovvero (figura 112*Figura*):

- Condizioni di carico idraulico (di primo tipo o di Dirichlet) o a potenziale imposto;
- Condizioni ai limiti di flusso (di secondo tipo o di Neumann);
- Condizioni ai limiti di scambio idrico o di transfer (di terzo tipo o di Cauchy);
- Condizioni ai limiti di emungimento/ iniezione (di quarto tipo) - Well.

Sign	Boundary condition	Geometry	Unit
	Hydraulic-head BC 1st kind / Dirichlet BC -> fixed hydraulic head	node	m
	Fluid-flux BC 2nd kind / Neumann BC -> in/outflux	line (2D) area (3D)	m³/d m/d
	Fluid-transfer BC 3rd kind / Leakage / Cauchy BC -> ground-/surfacewater interaction	line (2D) area (3D)	m
	Well BC 4th kind -> nodal extraction/injection	node	m³/d

Figura 112: schematizzazione delle condizioni ai limiti da inserire nel software FEFLOW (Diersch, 1988)

Per quanto riguarda le condizioni del primo tipo (Barazzuoli et al., 2013 e Migliorini, 2019), i limiti a potenziale imposto sono quelli dove le acque di falda poste ai limiti del sistema hanno un carico idraulico conosciuto e/o stimato (figura 113).

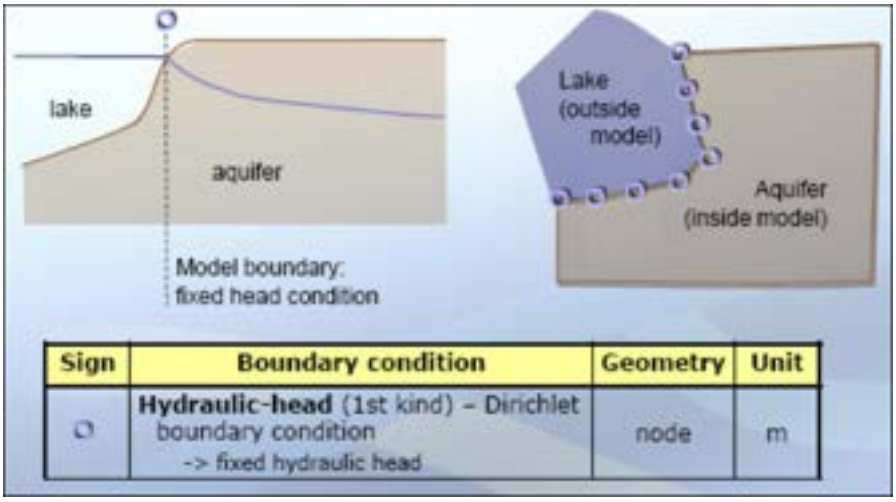


Figura 113: Esempio di condizione di potenziale imposto (Diersch, 1988)

Nel nostro caso corrispondono in parte al limite Nord, al limite Nord-Est dove si suppone essere presente un carico idraulico maggiore e ad una parte del limite Sud-Ovest dell'area modellizzata come mostrato in figura 114. I valori di carico idraulico che sono stati attribuiti sono rispettivamente pari a 189 m nella zona Nord-Est, 188.5 m nella zona Sud-Ovest e 183.5 m nel limite Nord/Nord-Ovest (figura 115).

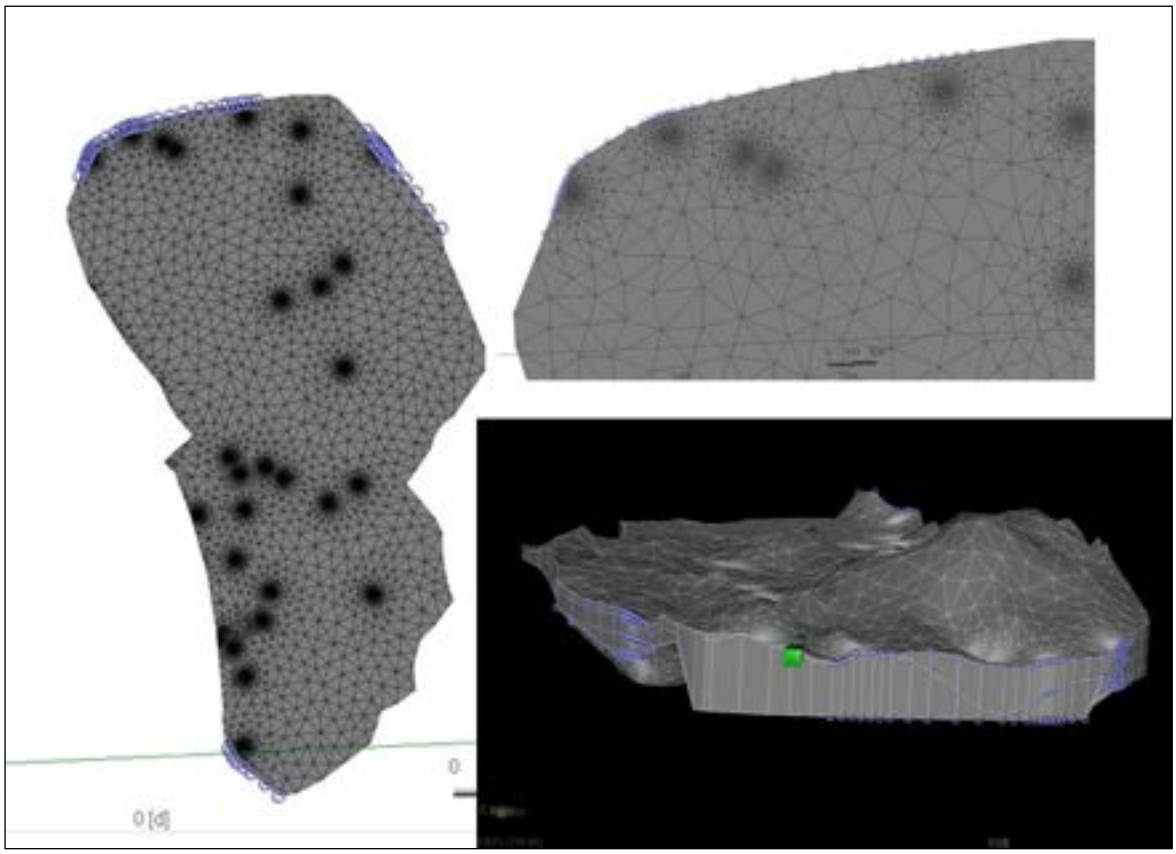


Figura 114: Condizioni ai limiti di potenziale imposto al modello: sono stati imposti sui limiti nord, sud-ovest e nord-est come mostrano i cerchietti viola

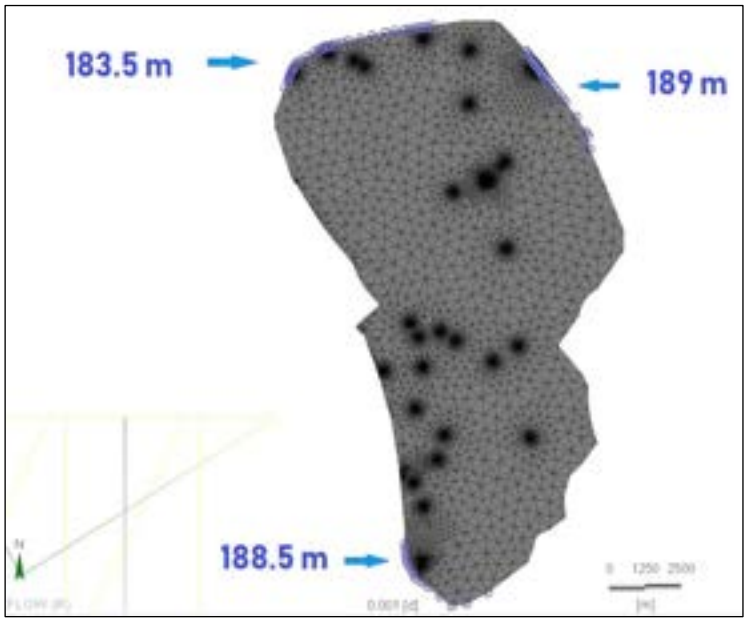


Figura 115: Valori di carico idraulico impostati nei limiti indicati dai cerchietti viola

I valori imposti per il modello di flusso in regime stazionario sono il risultato del valore piezometrico medio misurato durante il periodo 2009-2010. In tabella 27, sono riportate le misure delle piezometrie medie dei pozzi presenti nell'area di studio.

Codice pozzo	Livello Misurato (m s.l.m.)
53	185,76
60	184,82
71	184,65
73	185,57
84	185,3
108	189,09
116	187,12
120	185,01
131	185,07
166	187,96
186	185,28
227	190,91
254	185,77
293	183,84
314	183,69
315	184,84
316	185,34
317	183,81
318	187,05
319	184,5
320	185,67
321	185,62
322	186
323	185,09
324	185,67
325	185,89
326	189,02

Tabella 27: Piezometria media dei pozzi presenti nella zona di studio

Per quanto riguarda le condizioni del secondo tipo, esse permettono di definire gli scambi di acqua tra l'acquifero modellato e l'esterno (figura 116).

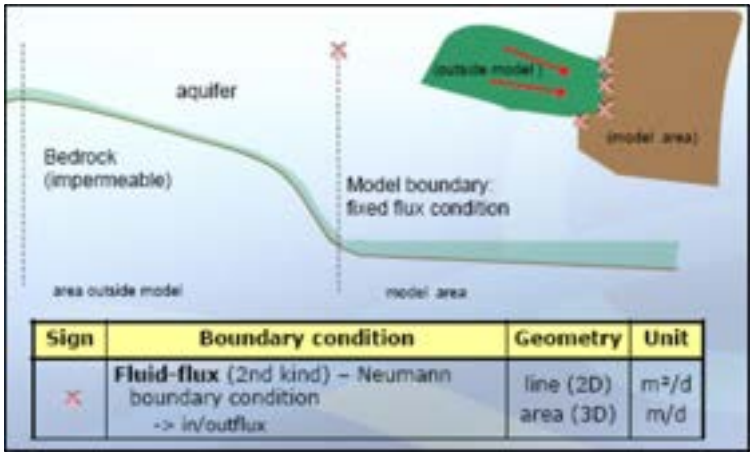


Figura 116: Esempio di condizione di flusso imposto (Diersch, 1988)

Nel caso dell'acquifero della Montagnola Senese le conoscenze attuali non identificano la presenza delle *condizioni ai limiti di flusso imposto* che, quindi, non sono state inserite.

La condizione del terzo tipo (figura 117) definisce un carico idraulico di riferimento e serve per modellare il fiume, in combinazione a una drenanza (transfer rate nelle material properties) intesa come scambio idrico tra fiume e falda e viceversa. FEFLOW è un modello numerico di acque sotterranee e non può prevedere la modellizzazione delle acque superficiali che vengono quindi trattate come un limite imposto caratterizzato da un top (quota del pelo libero dell'acqua) ed un bottom (quota del letto del fiume).

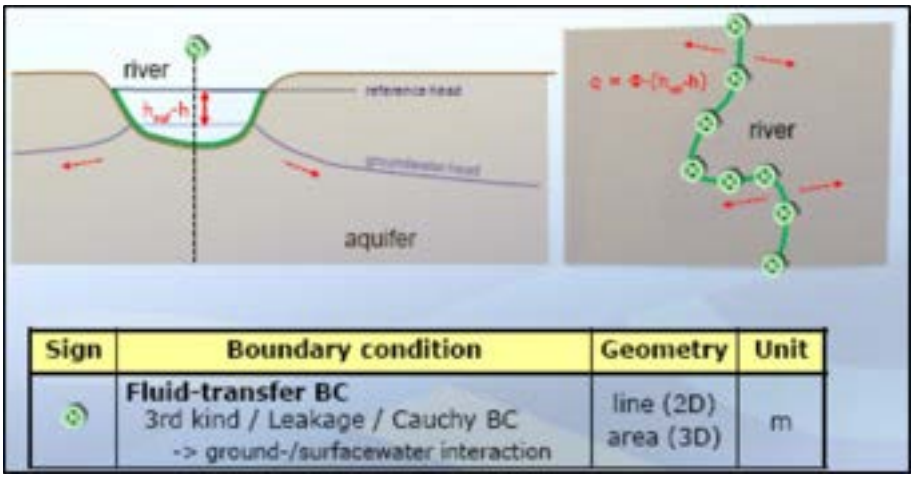


Figura 117: Esempio di condizione del terzo tipo (Diersch, 1988)

Nel caso dell'acquifero oggetto di studio non vi sono situazioni significative di scambio idrico tra fiume e falda e viceversa, pertanto questa condizione non è stata applicata.

La condizione del quarto tipo descrive l'iniezione o l'estrazione di acqua da un singolo nodo del modello (figura 118).

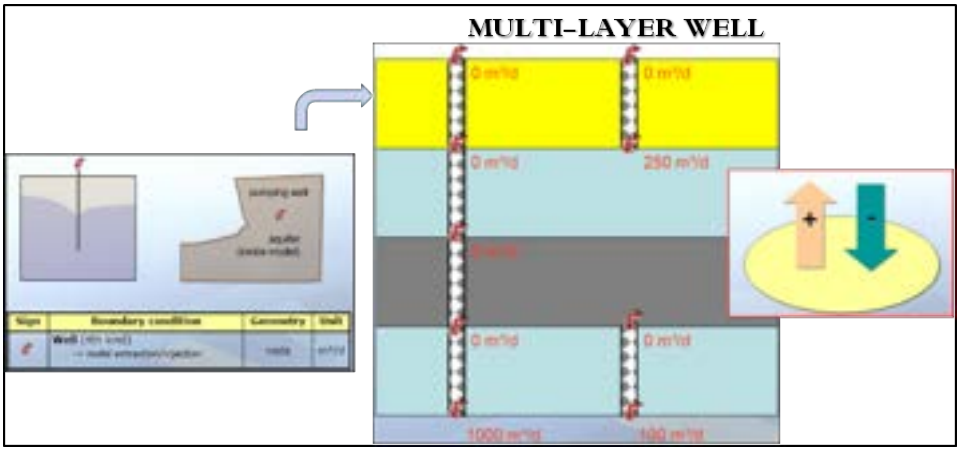


Figura 118: Esempio di condizione del quarto tipo (Diersch, 1988)

Nel nostro caso, come illustrato in figura 119, sono stati inseriti i pompaggi che avvengono nei 5 pozzi che risultano essere i più importanti e influenti della nostra zona, in quanto in pressoché continuo emungimento dato che sono anche utilizzati a scopo idropotabile. Quattro di questi sono concentrati nel Piano di Rosia e uno a Pian del Lago e da essi si estraggono complessivamente circa $10 \cdot 10^6$ mc/anno che rappresentano la quasi totalità di quanto emunto per scopi idropotabili da questo acquifero (circa $12 \cdot 10^6$ mc/anno).

Dato che il software prevede l'inserimento degli emungimenti con valori di mc/giorno, a questi pozzi è stato inizialmente assegnato un identico valore di 5500 mc/g poi corretto, in fase di calibrazione, a 4.000 mc/giorno, per ciascuno dei quattro pozzi del Piano di Rosia ed a circa 11.000 mc/giorno al pozzo di Pian del Lago. Tali valori risultano altresì in accordo con quanto riportato in proposito nel lavoro di Migliorini et al., 2012.

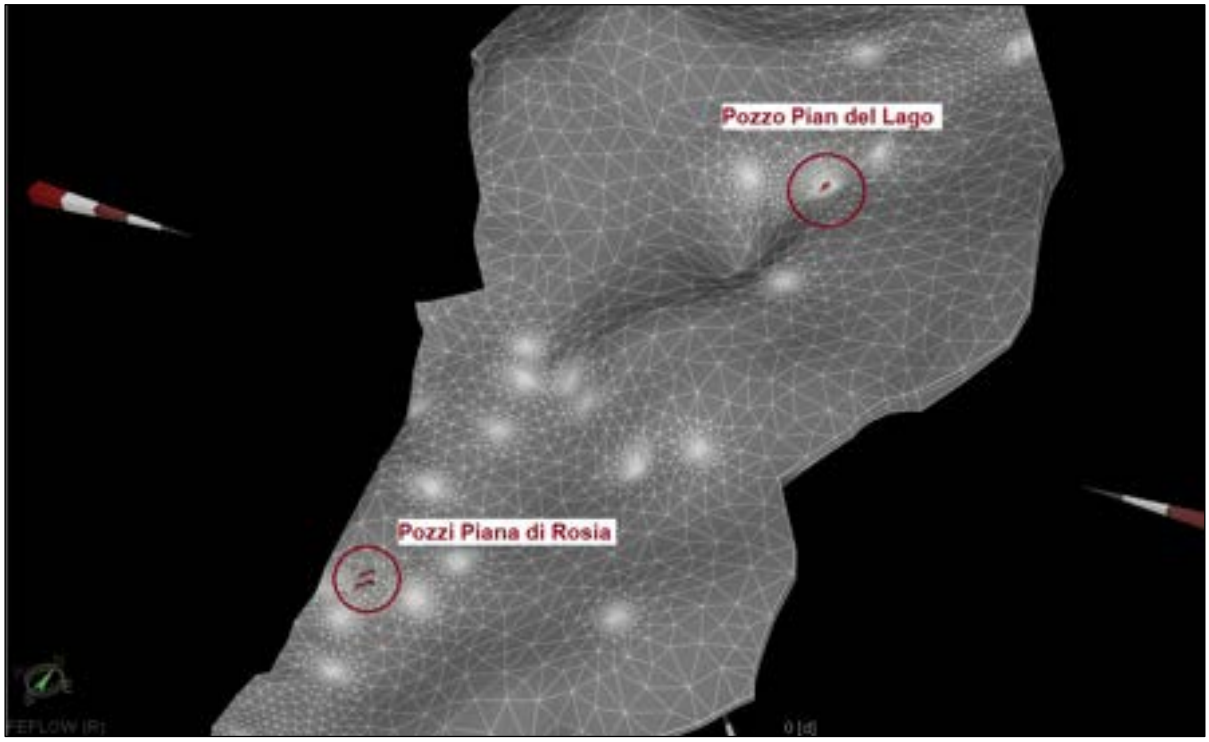


Figura 119: punti di estrazione di acqua inseriti nel modello evidenziati dai cerchi di colore rosso

10.2.3.3 Material Properties

Tra le proprietà dei materiali sono state inserite:

- Conducibilità idraulica;
- Infiltrazione.

Per quanto riguarda i valori di Conducibilità Idraulica (Kx e Ky), questi sono stati attribuiti partendo dalle caratteristiche litologiche dei materiali che costituiscono l'acquifero e facendo anche riferimento ai valori di Trasmissività ottenuti dalle prove di emungimento contenute in Capacci et al., 2018 e in altri lavori (vedi tab. 11), avendo comunque l'accortezza di definire valori di Conducibilità Idraulica diversi per l'ambiente saturo rispetto al non saturo. A tutti gli slice appartenenti all'ambiente non saturo sono stati attribuiti valori di Kx e Ky pari a $5 \cdot 10^{-5}$ m/s mentre per quelli appartenenti all'ambiente saturo il valore di Kx e Ky è pari a $5 \cdot 10^{-4}$ m/s. La Kz (permeabilità verticale) è stata assegnata di un ordine di grandezza inferiore alla Kx e Ky, sempre in riferimento ai valori che esse assumono in ambiente saturo o in ambiente non saturo, come usualmente si usa fare nelle modellazioni numeriche in mancanza di dati diretti (tabella 28).

Ambiente	Slice	Kxx (m/s)	Kyy (m/s)	Kzz (m/s)
Non Saturo	1	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$
	2	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$
	3	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Saturo	4	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$
	5	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$
	6	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$

Tabella 28: Valori di conducibilità idraulica assegnati

In una prima fase è stato assegnato un valore omogeneo di Conducibilità idraulica, uguale per tutta l'area oggetto di studio dove affiora la roccia serbatoio (tabella 28), successivamente vedremo che in fase di calibrazione (par. 10.3) è stato necessario differenziare tale parametro considerando a tal fine aspetti geologici ed idrogeologici di maggior dettaglio.

In merito all'infiltrazione, una volta individuata l'area di ricarica dell'acquifero, ad essa è stato assegnato un valore di infiltrazione medio pari a circa $6{,}33 \cdot 10^{-4}$ m/g che è stato poi inserito nel modello. Tale valore è stato ottenuto, attraverso opportune conversioni, prendendo come riferimento il valore di medio della risorsa idrica rinnovabile (It, circa 231 mm/anno) rapportato alla totalità della superficie dell'acquifero pari a circa 166,3 km^2 (par. 7.1).

La ripartizione areale dell'infiltrazione giornaliera è riferita all'area di ricarica dell'acquifero che coincide con le aree affioranti del Calcare Cavernoso/Breccia di Grotti, così come rappresentata in figura 120.

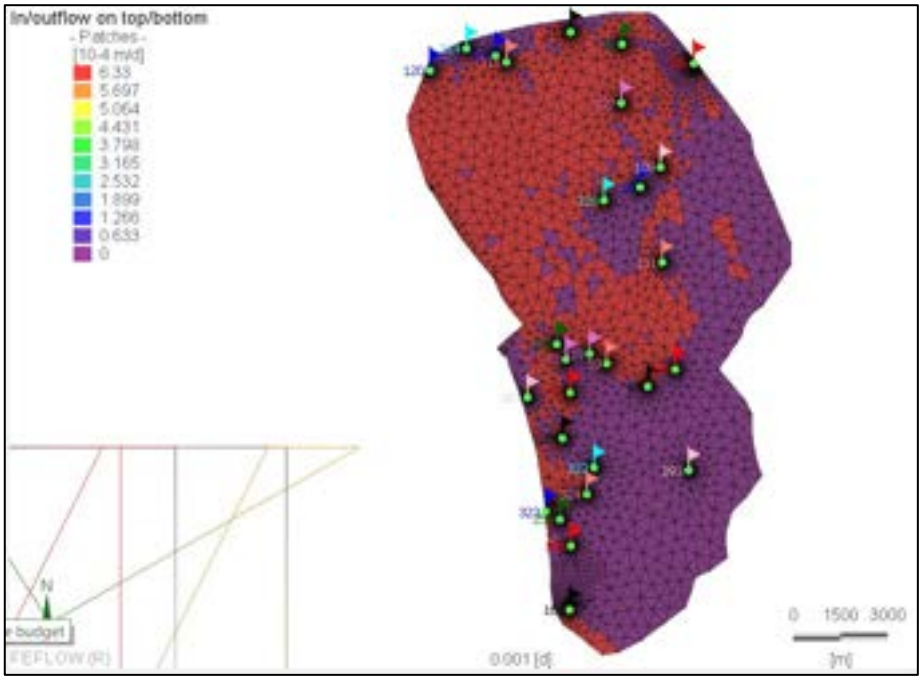


Figura 120: Infiltrazione giornaliera dell'area in studio

10.2.3.4 Referens Data

Una delle fasi "chiave" della modellazione è quella dei controlli; infatti il programma consente di effettuare, con riferimento ad una serie di punti (control points) definiti dall'operatore, i controlli su alcuni parametri calcolati dal modello; nel nostro caso i parametri di riferimento sono rappresentati dai livelli piezometrici dei pozzi che ricadono all'interno dell'area di studio. Questi punti vengono inseriti sui nodi corrispondenti ai pozzi usati per le misurazioni (figura 121), in modo da poter confrontare i risultati del modello con le misure effettive rilevate durante la campagna piezometrica eseguita nel 2009-2010.

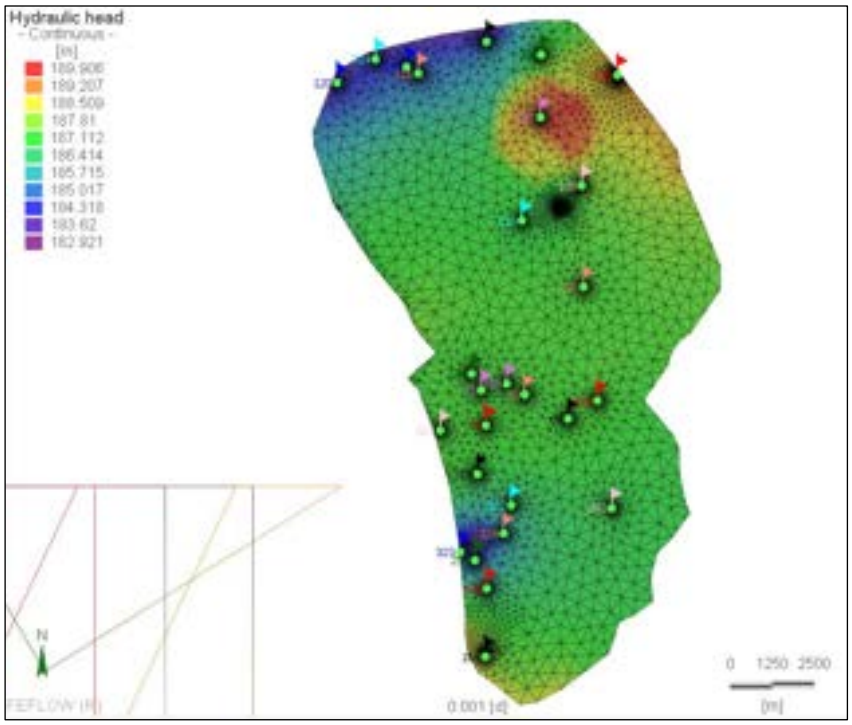


Figura 121: Punti di controllo e relativo codice del pozzo

10.3 Simulazione, calibrazione del modello numerico in regime permanente

Dopo aver assegnato le impostazioni a tutti i parametri richiesti dal modello, si passa alla fase che in assoluto richiede più tempo nell'ambito di un progetto di modellizzazione e cioè la calibrazione.

Si devono infatti adeguare e variare i parametri di ingresso in particolare quelli più incerti, in modo tale da avere la migliore corrispondenza tra i valori simulati dal software e quelli misurati in campagna. Si procede per tentativi assegnando manualmente, tramite la finestra di FEFLOW che permette di editare gli attributi del problema, i valori dei parametri stimati, come la conducibilità idraulica e gli emungimenti; nel caso della simulazione, si osserva quanto questi siano vicini ai valori misurati nei Control Points.

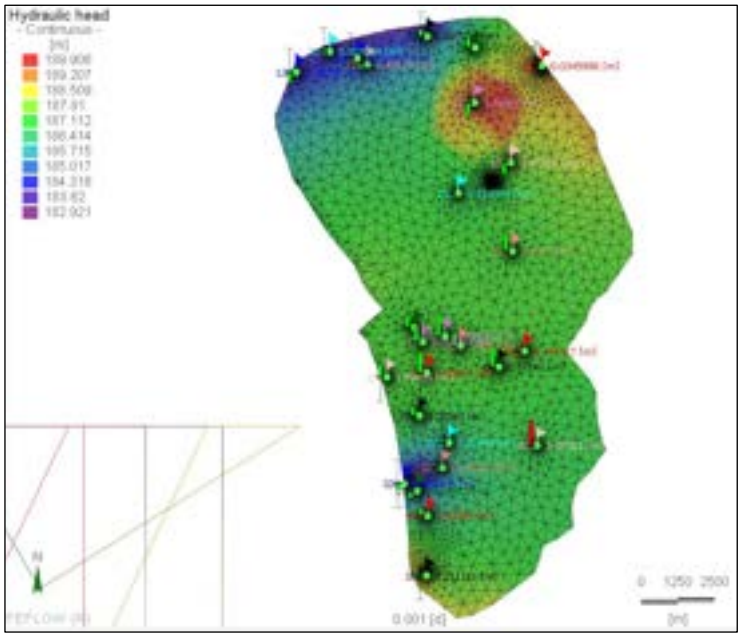


Figura 122: Punti di controllo e relativa differenza rispetto al valore misurato

Codice pozzo	Livello Misurato (m s.l.m.)	Livello da Modello (m s.l.m.)	Differenza tra livello da modello e livello misurato (m)
53	185,76	187,23	1,47
60	184,82	187,20	2,38
71	184,65	187,21	2,56
73	185,57	187,23	1,66
84	185,30	187,10	1,80
108	189,09	187,63	-1,46
116	187,12	187,01	-0,11
120	185,01	183,75	-1,26
131	185,07	187,27	2,20
166	187,96	188,17	0,21
186	185,28	186,28	1,00
227	190,91	189,36	-1,55
254	185,77	184,85	-0,92
293	183,84	186,87	3,03
314	183,69	184,00	0,31
315	184,84	184,61	-0,23
316	185,34	184,84	-0,50
317	183,81	184,71	0,90
318	187,05	187,19	0,14
319	184,50	187,24	2,74
320	185,67	187,26	1,59
321	185,62	187,22	1,60
322	186,00	186,27	0,27
323	185,09	184,42	-0,67
324	185,67	185,52	-0,15
325	185,89	186,92	1,03
326	189,02	188,99	-0,03

Tabella 29: Dati piezometrici misurati e dati piezometrici ottenuti dal modello con relative differenze, le righe evidenziate in verde corrispondono ai punti in cui l'errore ottenuto dalla differenza tra valori misurati è minore dell'intervallo di confidenza (± 3 m), mentre quello evidenziato in rosso rappresenta il punto in cui l'errore è maggiore di tale intervallo

È stato scelto come riferimento, un intervallo di confidenza di ±3 m, in quanto rappresenta all'incirca la metà della differenza tra il valore di piezometria massimo e quello minimo che risulta essere pari a circa 6 m, al quale riferire la differenza tra valori misurati e modellati. Il software consente di visualizzare direttamente tali differenze riferite ai Control Points (figura 122), così come riportate in tabella 29.

Nel nostro caso la calibrazione è stata realizzata in più fasi: inizialmente sono stati assegnati valori di carico idraulico, valori di conducibilità idraulica, valori dei pompaggi e valori dell'infiltrazione meteorica, tutti provenienti dal modello concettuale dell'acquifero.

Abbiamo poi constatato che i risultati ottenuti in questa prima fase si discostavano un po' troppo dai valori delle piezometrie medie misurate nei pozzi (Control Points). Dopo vari tentativi si è scelto di modificare il parametro Conducibilità Idraulica K, effettuando più simulazioni dove tale parametro è stato fatto variare sia quantitativamente che spazialmente.

Tali ipotesi hanno tenuto conto, in prima analisi, dei valori di trasmissività e conducibilità idraulica ricavati dalle prove di emungimento descritte nel par. 5.3.

In seconda analisi sono state considerate le diverse caratteristiche del Calcare Cavernoso/Breccia di Grotti emerse dall'analisi geologico-geomorfologica dell'area di studio (figura 3) dove si è osservato una diffusa presenza di aree interessate da fenomeni carsici ad esclusione di una porzione posta a Nord-Est, alla quale si è scelto di assegnare valori di Conducibilità Idraulica inferiori (tabella 30) rispetto al resto dell'acquifero (tabella 28).

Ambiente	Slice	Kxx (m/s)	Kyy (m/s)	Kzz (m/s)
Non Saturo	1	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-7}$
	2	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-7}$
	3	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-7}$
Saturo	4	$7 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$
	5	$7 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$
	6	$7 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$

Tabella 30: Valori di Conducibilità idraulica porzione Nord-Est

Non avendo raggiunto ancora un "best fit" tra i dati calcolati dal modello e quelli misurati, dopo un'attenta analisi della distribuzione dell'errore, siamo riusciti ad individuare una seconda area (che presentava una maggiore differenza tra i dati misurati e i dati calcolati) a cui è stato necessario assegnare un valore di Conducibilità Idraulica maggiore rispetto a quello attribuito inizialmente nella prima fase. I valori attribuiti a tale area sono riportati in Tabella 31. Le aree soggette a tali variazioni sono rappresentate in figura 123 e in figura 124 di seguito riportate.

Ambiente	Slice	Kxx (m/s)	Kyy (m/s)	Kzz (m/s)
Non Saturo	1	$7{\cdot}10^{-4}$	$7{\cdot}10^{-4}$	$7{\cdot}10^{-5}$
	2	$7{\cdot}10^{-4}$	$7{\cdot}10^{-4}$	$7{\cdot}10^{-5}$
	3	$7{\cdot}10^{-4}$	$7{\cdot}10^{-4}$	$7{\cdot}10^{-5}$
Saturo	4	$7{\cdot}10^{-3}$	$7{\cdot}10^{-3}$	$7{\cdot}10^{-4}$
	5	$7{\cdot}10^{-3}$	$7{\cdot}10^{-3}$	$7{\cdot}10^{-4}$
	6	$7{\cdot}10^{-3}$	$7{\cdot}10^{-3}$	$7{\cdot}10^{-4}$

Tabella 31: Valori di Conducibilità Idraulica nella zona centrale

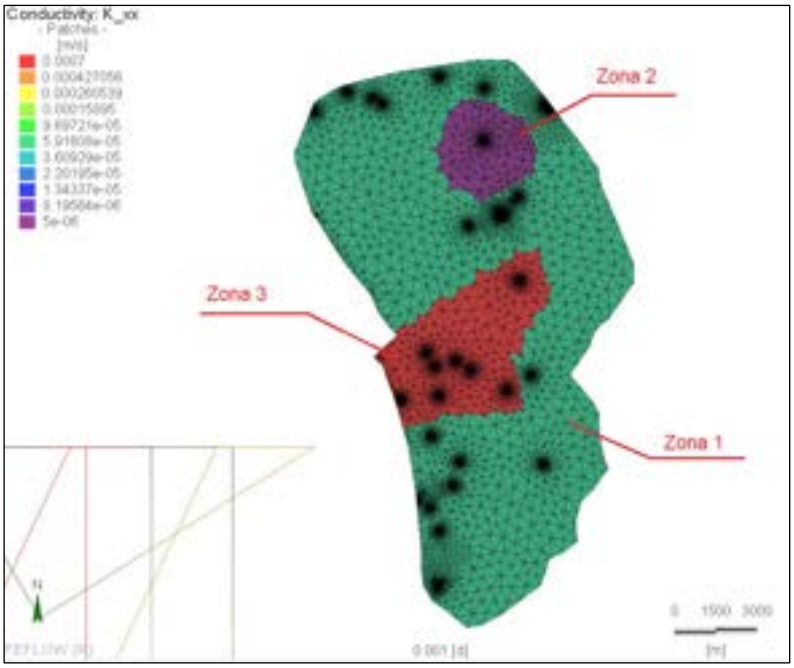


Figura 123: Distribuzione della Conducibilità Idraulica (Kxx) nell'ambiente non saturo (Zona 1 K= $5{\cdot}10^{-5}$ m/s; Zona 2 K= $5{\cdot}10^{-6}$ m/s; Zona 3 K= $7{\cdot}10^{-4}$ m/s)

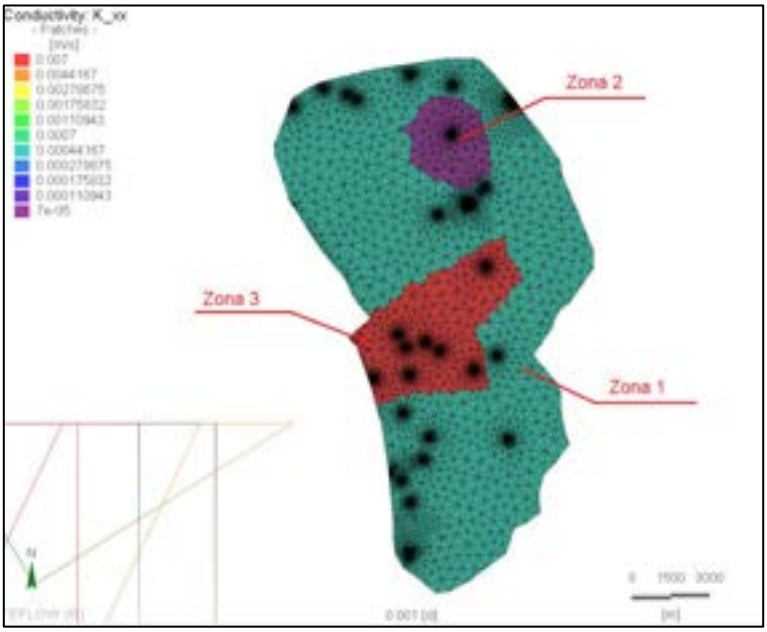


Figura 124: Distribuzione della Conducibilità Idraulica (Kxx) nell'ambiente saturo (Zona 1 K= $5{\cdot}10^{-4}$ m/s; Zona 2 K= $7{\cdot}10^{-5}$ m/s; Zona 3 K=$7{\cdot}10^{-3}$ m/s)

Nonostante queste modifiche, rimanevano tuttavia sostanziali differenze tra valori misurati e i valori modellati nelle aree dove erano presenti i pozzi ad uso idropotabile. Per ovviare a ciò è stato necessario ripartire diversamente i quantitativi dei pompaggi nei pozzi dell'acquedotto, alla fine dalla fase di calibrazione abbiamo assegnato valori di prelievi pari al 15% del totale a ciascuno dei pozzi ubicati nel Piano di Rosia, e valori pari al 40% del totale nel pozzo di Pian del Lago.

A conclusione della fase di calibrazione, dopo i numerosi tentativi e modifiche dei dati in ingresso si è scelto di attribuire ai vari parametri del modello i seguenti valori:

- valore di infiltrazione meteorica pari a $6{,}33 \cdot 10^{-4}$ m/g attribuita esclusivamente all'area di alimentazione dell'acquifero (affioramento della Breccia di Grotti/Calcare Cavernoso);
- valori di carico idraulico pari a 188,5 m nel limite Sud/Sud-Ovest, 189 m nella porzione Nord-Est e 183,5 m nella parte Nord/Nord-Ovest;
- volumi dei pompaggi risultano essere in totale pari a 27.000 m^3/g, di cui 16.000 m^3 distribuiti omogeneamente tra i 4 pozzi del Piano di Rosia (4.000 m^3 per ogni pozzo) mentre i restanti 11.000 m^3 sono stati assegnati al pozzo di Pian del Lago;
- Per quanto riguarda la Conducibilità Idraulica si ha la presenza di una zonizzazione così distribuita:
  - zona Nord-Est caratterizzata da valori di conducibilità idraulica più bassi, con valori di Kxx e Kyy = $7 \cdot 10^{-5}$ m/s e Kzz= $7 \cdot 10^{-6}$ m/s nell'ambiente saturo, e valori Kxx e Kyy = $5 \cdot 10^{-6}$ m/s e Kzz= $5 \cdot 10^{-7}$ m/s nell'ambiente non saturo;
  - zona centrale caratterizzata da valori di conducibilità idraulica più alti, con valori di Kxx e Kyy = $7 \cdot 10^{-3}$ m/s e Kzz=$7 \cdot 10^{-4}$ m/s nell'ambiente saturo, e valori Kxx e Kyy=$7 \cdot 10^{-4}$ m/s e Kzz=$7 \cdot 10^{-5}$ m/s nell'ambiente non saturo;
  - La restante zona invece è caratterizzata da valori di Kxx e Kyy = $5 \cdot 10^{-4}$ m/s e Kzz= $5 \cdot 10^{-5}$ m/s nell'ambiente saturo, e valori Kxx e Kyy=$5 \cdot 10^{-5}$ m/s e Kzz=$5 \cdot 10^{-6}$ m/s nell'ambiente non saturo.

Al termine di tale operazione di calibrazione si è riscontrato un errore accettabile per i punti di verifica dove erano stati misurati i livelli della falda come evidenziato in tabella 29.

I valori ottenuti con le simulazioni predette, eseguite in regime permanente, sono stati messi a confronto con quelli reali misurati nei Control Points così come rappresentato in figura 125 e figura 126.

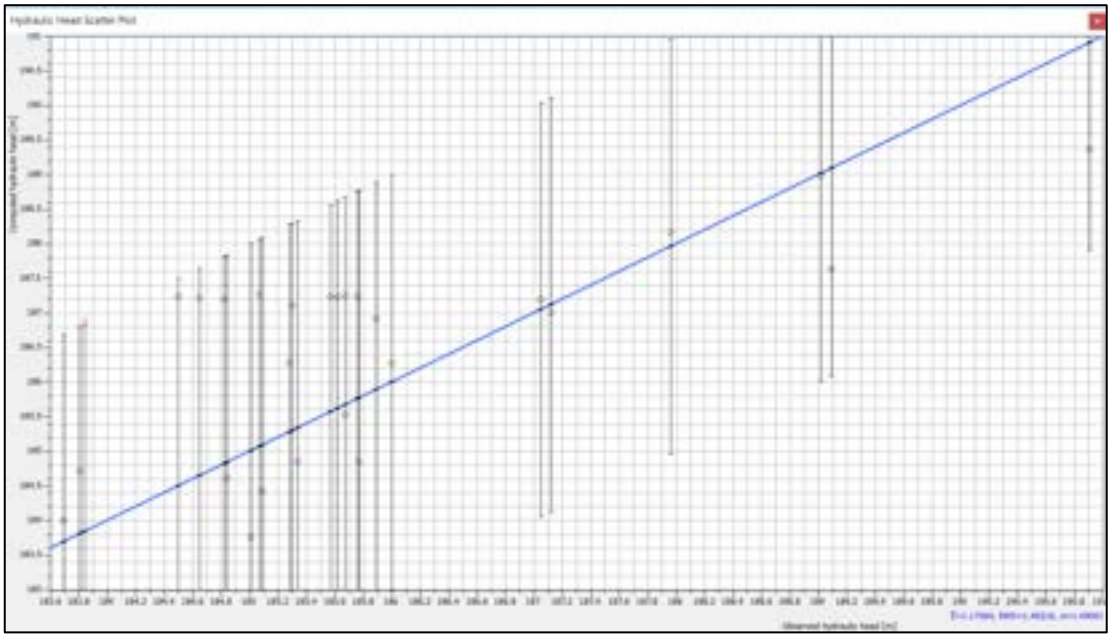


Figura 125: Confronto tra valori simulati dal modello e quelli misurati in campagna, il grafico di confronto viene fornito direttamente dal software FeFlow. In rosso è riportato il pozzo il cui valore di piezometria calcolata si discosta più di 3 m da quello reale

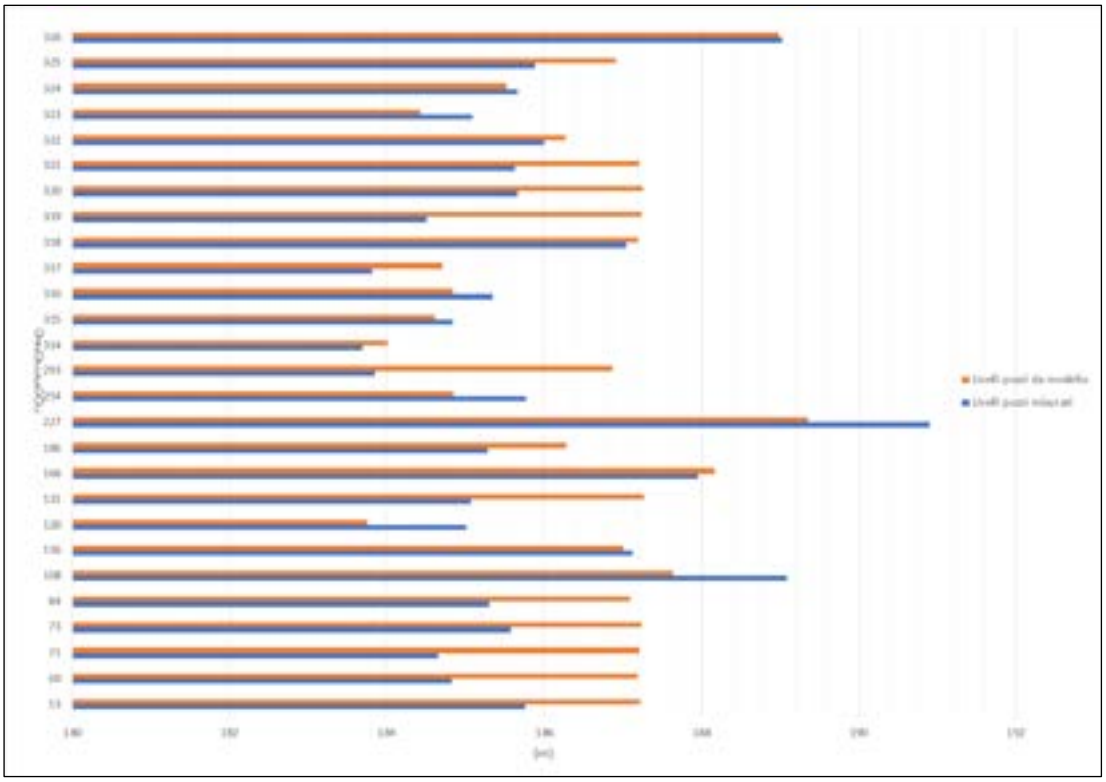


Figura 126: confronto tra i valori calcolati dal modello e misurati in campagna nei punti di monitoraggio

Si è inoltre confrontato le superfici piezometriche misurate e calcolate come illustrato in fig. 126bis, Il confronto tra le curve piezometriche medie derivanti dai livelli statici misurati durante la campagna di misura 2009-2010 (figura a) e le curve piezometriche ottenute dalla modellazione numerica (figura b), denota valori abbastanza simili dei livelli misurati a partire dal piano campagna nell'area indagata. Analizzando le direzioni di flusso assunte dalle acque sotterranee nei due casi analizzati, è evidente in entrambi i casi la presenza di

uno spartiacque localizzato a nord ovest della città di Siena, da cui si originano due linee di flusso una in direzione SE-NO ed una in direzione N-S. Inoltre, è presente in entrambi i casi esaminati una linea di flusso principale al limite sud dell'acquifero studiato, con direzione S-N.

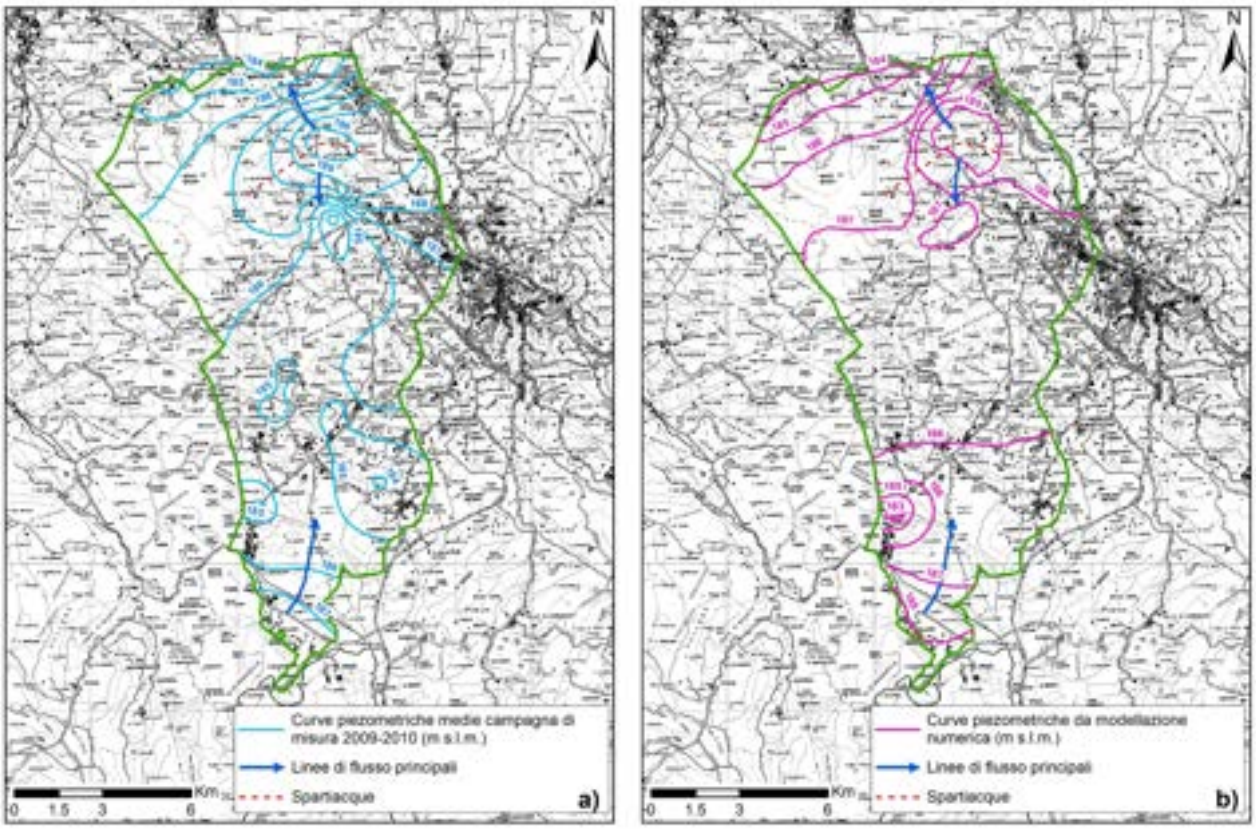


Figura 126bis: confronto tra la superficie piezometrica a) misurata e b) calcolata

Analizzando i residui di calibrazione presenti in tabella 29 è stato possibile valutare la qualità della calibrazione tenendo conto che è stato escluso il pozzo 293 che rappresenta il punto di controllo con il residuo peggiore di poco superiore ai 3 m.

La media dei residui di calibrazione (R, calibration Residual) è pari a 0.67 m. Se invece calcoliamo la media dei residui di calibrazione in valore assoluto (ARM, Absolute Residual Mean) otteniamo uno scarto pari a 1.22 m. È stato poi calcolato L'RMSE (Root Mean Square Error) che è risultato essere pari a 1.46, ed il coefficiente di Asimmetria $\sigma = 1.49$ che individua una maggioranza di residui positivi simulati rispetto ai livelli misurati, entrambi i coefficienti sono stati calcolati dal software e sono indicati nella figura 125 (angolo in basso a destra). È stato inoltre calcolato l'NRMSE (Root Mean Squared Error Normalized), si ottiene un valore pari a circa il 19% superiore al limite del 10% ritenuto ottimale.

Si è poi realizzato il grafico Valori osservati con Valori simulati ottenendo i risultati indicati in figura 127. Da questa emerge un coefficiente di correlazione pari a 0.7 e un coefficiente angolare pari a circa 35°.

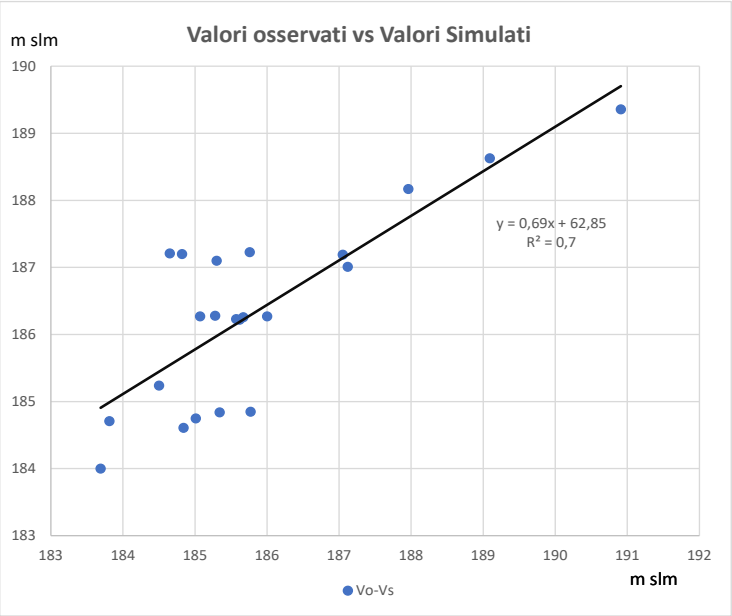


Figura 127: Diagramma Valori osservati e Valori simulati con retta di correlazione

Osservando gli esiti della calibrazione, si può ritenere di aver raggiunto un grado di precisione accettabile ma non ottimale in quanto si nota che tra i 185-186 m slm la piezometria di alcuni pozzi si discosta dalla retta di correlazione. Riferendosi all'area occupata dall'acquifero in studio, pari a circa 142,5 Km^2, l'errore delle piezometrie nei punti monitorati ottenuto con il modello porta ad una differenza in termini di volume di circa $2{,}83 \cdot 10^6$ m^3, ovvero lo 0,2 % del volume totale d'acqua immagazzinato nell'acquifero.

Alcuni test statistici utilizzati evidenziano una modellazione che necessita ancora di qualche approfondimento della calibrazione in regime permanente e che necessiterà di maggiori conoscenze e precisione nel futuro modello in regime transitorio. Questo spiega anche perché non si sia effettuata la modellazione in regime transitorio o non si siano effettuati scenari di sfruttamento o di inquinamento dell'acquifero. Si vuole quindi specificare che il modello realizzato è solo un primo approccio alla modellistica e che solo attraverso un progetto più approfondito e con il solo scopo della modellazione numerica, attraverso l'inserimento anche delle condizioni in regime transitorio, si potranno ottenere le migliori rispondenze con la realtà.

10.4 Risultati del modello numerico in regime permanente

Qui di seguito si forniscono alcune elaborazioni e valutazioni dei risultati ottenuti dalla simulazione numerica in regime permanente. L'obbiettivo principale è stato quello di simulare l'andamento generale del sistema, curando soprattutto la similitudine tra la piezometria simulata e quella reale.

La figura 128 mostra la superficie piezometrica ottenuta dalla modellazione in regime permanente e si nota come il flusso idrico si muova, in linea generale, dalla zona Sud verso la zona Nord dove sono concentrate la maggior parte delle uscite. Localmente sono presenti, nelle porzioni Nord-Est e Sud-Ovest, delle aree in cui

la piezometria subisce delle variazioni rispetto al normale andamento. Tali variazioni sono dovute o a forti emungimenti, oppure alle diverse caratteristiche di permeabilità dei terreni. È stato possibile realizzare uno zoom dell'andamento della piezometria nelle zone interessate da queste variazioni. Nell'area a Nord-Est (figura 129a) si riscontra la presenza di un alto piezometrico dovuto, probabilmente, ad una minore Conducibilità Idraulica che caratterizza localmente l'acquifero.

Nella seconda zona (figura 129b) viene ingrandita l'area soggetta a forti pompaggi posta a Sud-Ovest della zona di studio; qui si nota come la superficie piezometrica venga localmente perturbata dagli emungimenti per uso idropotabile nel campo pozzi del "Luco".

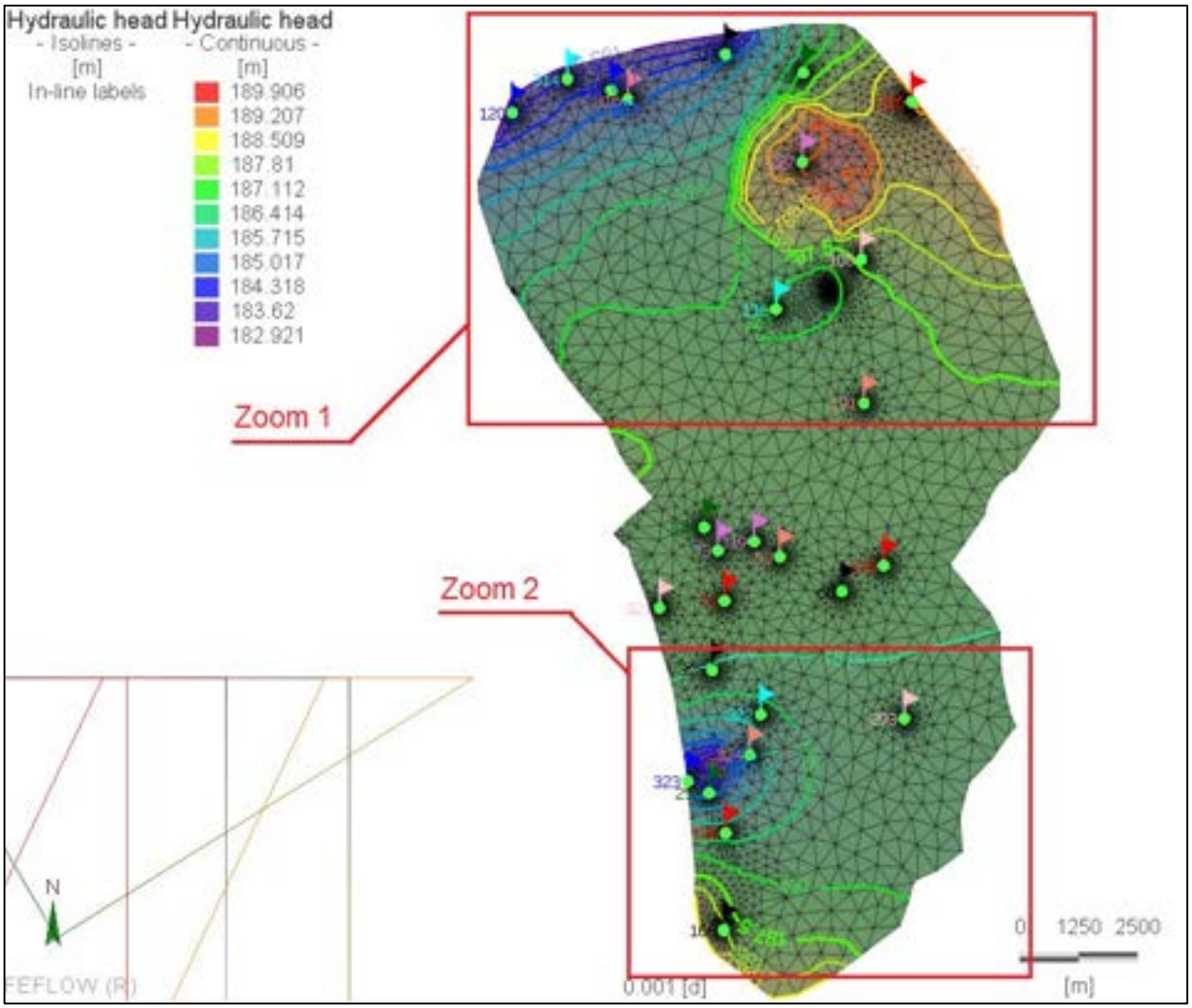


Figura 128: Piezometria del periodo analizzato con punti di controllo

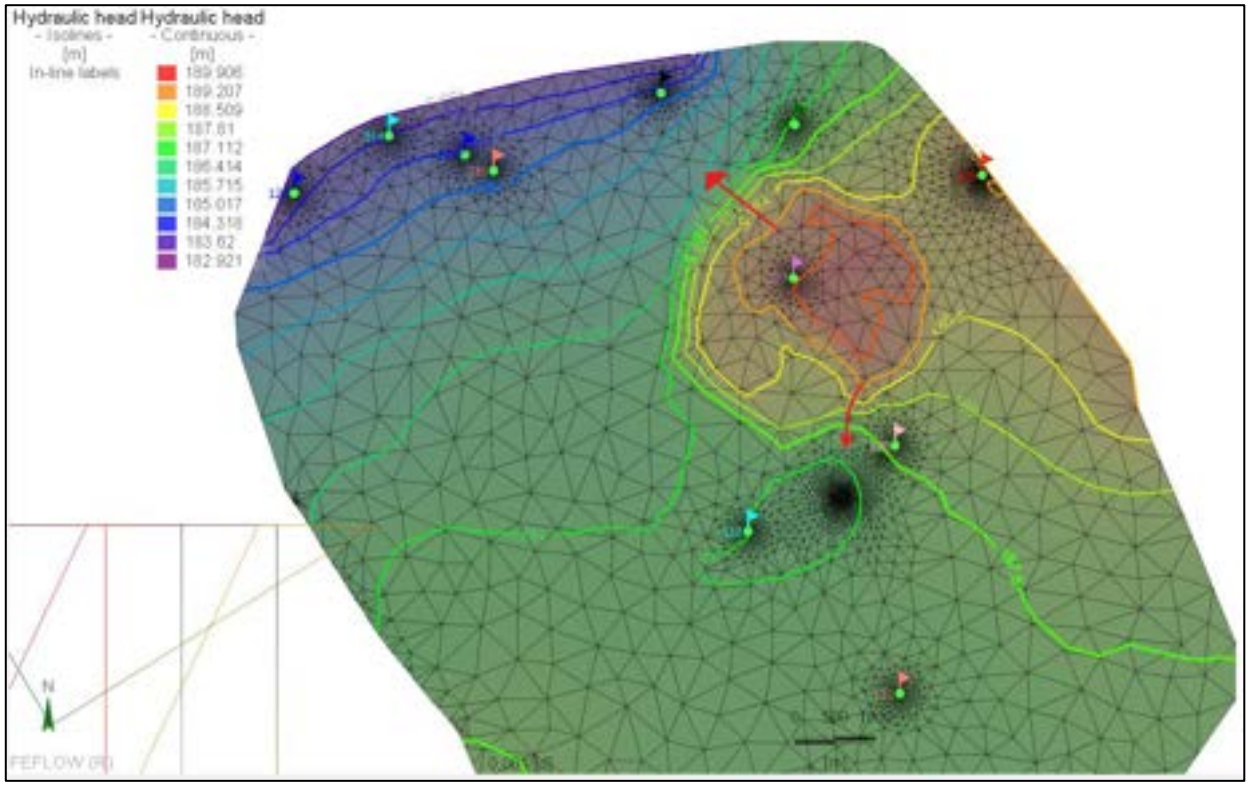


Figura 129a: Dettaglio della piezometria nella porzione Nord dell'acquifero dove si osserva un alto piezometrico (Zoom 1)

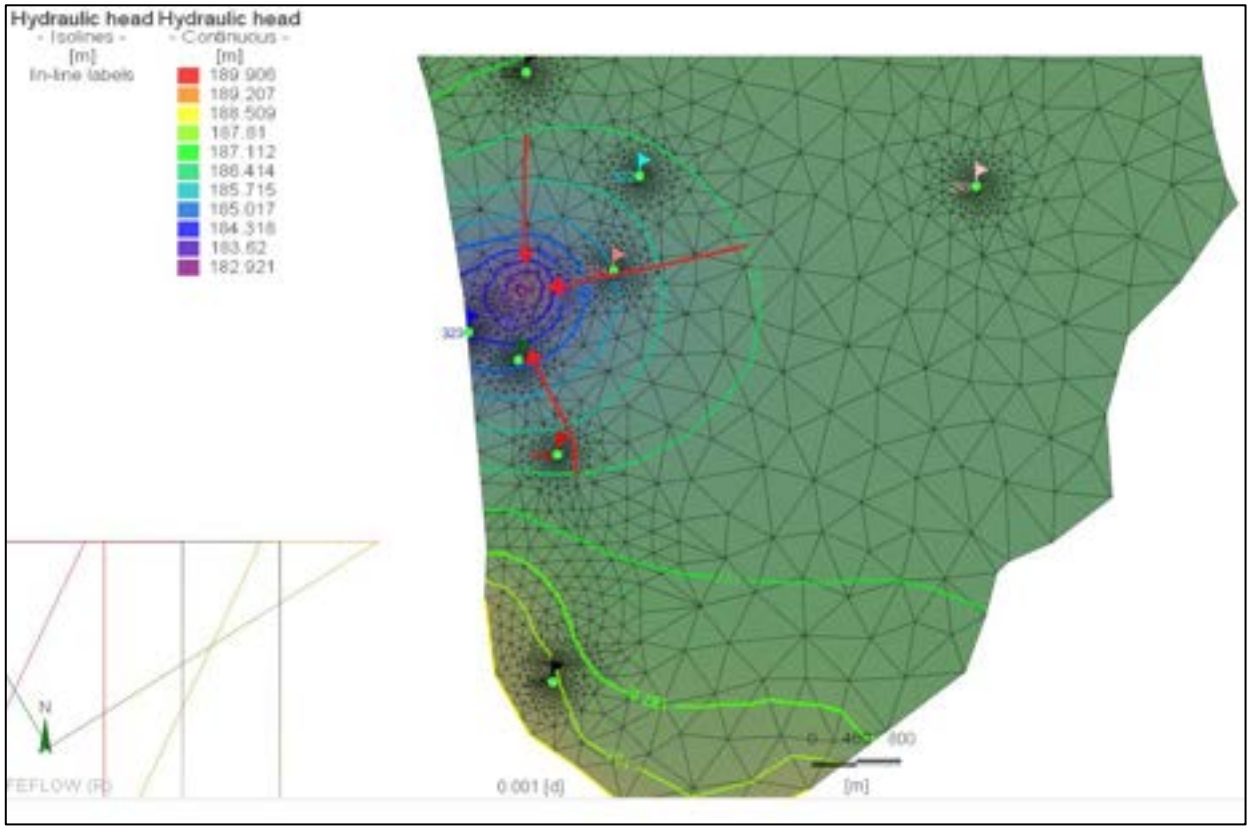


Figura 129b: Dettaglio della piezometria nell'area di Rosia soggetta a forti emungimenti dei pozzi dell'acquedotto del Fiora (Zoom 2)

10.4.1 Bilancio idrico (regime permanente)

Il programma FEFLOW ha la possibilità di calcolare il bilancio idrico della zona studiata. Infatti, attraverso l'uso del modulo "Budget Analyzer" si può valutare le quantità di masse di fluido che entrano (o escono) dall'intero dominio del modello, da una sua porzione o dai suoi limiti.

Dall'analisi dei risultati del bilancio globale dell'acquifero in regime permanente (figura 130) si nota come la somma dei volumi d'acqua in entrata (63.259 mc/giorno, in verde) sia data da:

- un volume medio di circa 19.806 mc/giorno dovuto al carico idraulico (Condizione del primo tipo o di Dirichlet);
- un volume medio di circa 43.453 mc/giorno dovuti all'infiltrazione diretta per precipitazioni meteoriche.

Per contro, il totale dei volumi d'acqua in uscita (63.259 mc/giorno, in rosso) è dato da:

- un volume medio di circa 36.259 mc/giorno dovuto al carico idraulico (Condizione del primo tipo o di Dirichlet);
- un volume medio di circa 27.000 mc/giorno dovuto agli emungimenti dei pozzi (Condizione del quarto tipo).

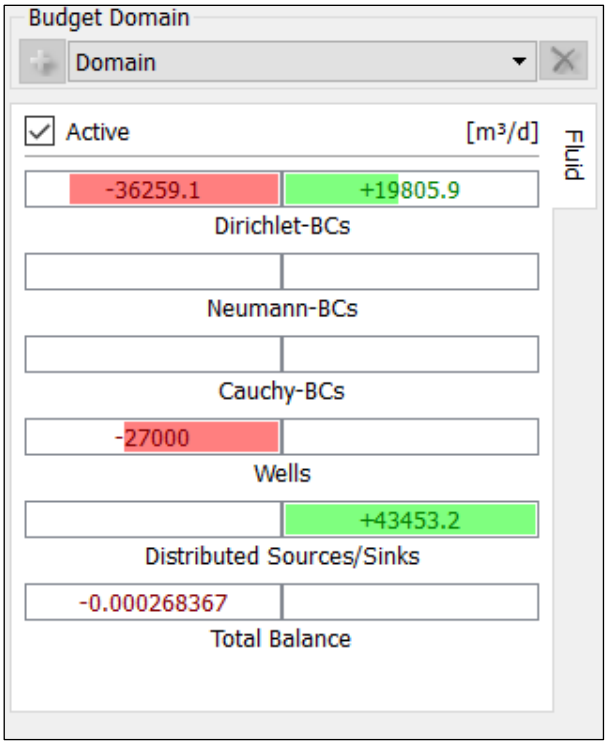


Figura 130: Bilancio globale dell'acquifero

Analizzando i volumi d'acqua in gioco nella simulazione riportati in tabella 32, si può dedurre quanto segue:

- i volumi di acqua in entrata e in uscita dal sistema su base giornaliera sono pari a circa 63.259 mc;
- i volumi estratti dai pompaggi dei pozzi nell'area modellata sono pari a circa 27.000 mc/giorno;
- buona rispondenza tra modello numerico e modello concettuale.

VOLUMI D'ACQUA-MODELLAZIONE NUMERICA REGIME PERMANENTE		
CONDIZIONE AL CONTORNO	ENTRATE (mc/giorno)	USCITE (mc/giorno)
1° TIPO (Carico Idraulico)	19805,9	36259,1
4°TIPO (Emungimenti)	-	27000,0
INFILTRAZIONE	43453,2	-
TOTALE	63259,1	63259,1
SALDO	0,0003	

Tabella 32: Volumi d'acqua giornalieri calcolati dal software FEFLOW sull'intero dominio

In particolare, i volumi d'acqua in gioco mettono in evidenza che l'apporto idrico delle precipitazioni svolge un'importanza fondamentale, per l'acquifero in studio, in quanto permette di bilanciare e mantenere in equilibrio tutto il sistema.

Grazie al software FEFLOW è anche possibile osservare le principali direzioni del flusso idrico all'interno dell'acquifero (figura 131), infatti, vengono messi in evidenza, grazie a delle frecce rosse con dimensioni variabili, i flussi d'acqua più rilevanti in ingresso o in uscita dall'acquifero, espressi secondo la legge di Darcy.

Come è possibile vedere in figura 132, e come evidenziato anche dal bilancio locale ottenuto, le uscite, esclusi i 27.000 mc/giorno dovuti agli emungimenti, sono principalmente concentrate al limite Nord/Nord-Ovest dell'acquifero (vedi figura 133).

In figura 134 invece, è possibile vedere come nella porzione Nord-Est dell'area di studio si abbiano invece flussi in entrata e si può ipotizzare che essi siano dovuti in parte anche alla risalita di acque di circolazione profonda legate alla presenza delle strutture tettoniche presenti in questa zona.

La depressione piezometrica nel Piano di Rosia (figura 135) è invece legata alla presenza di importanti emungimenti dei pozzi acquedottistici che inducono direzioni di flusso convergenti verso le zone di pompaggio.

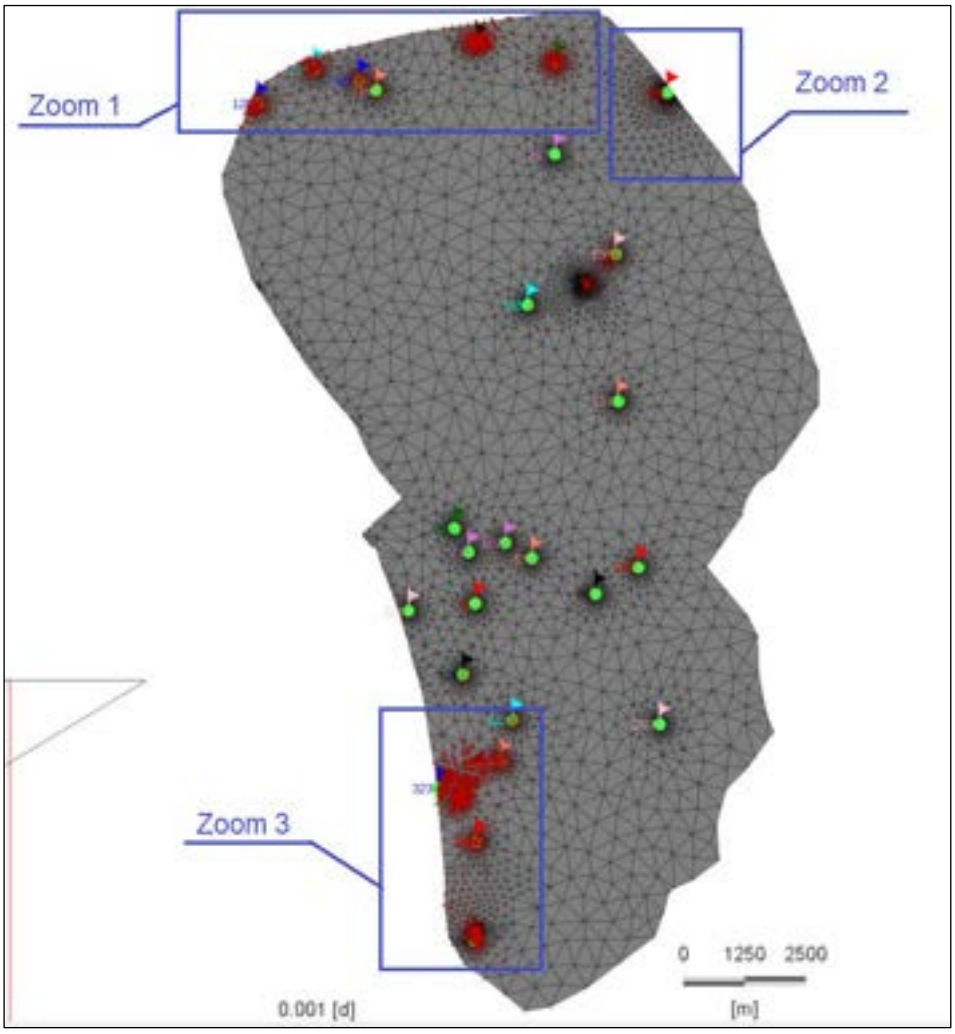


Figura 131: Flussi idrici principali all'interno dell'area di studio

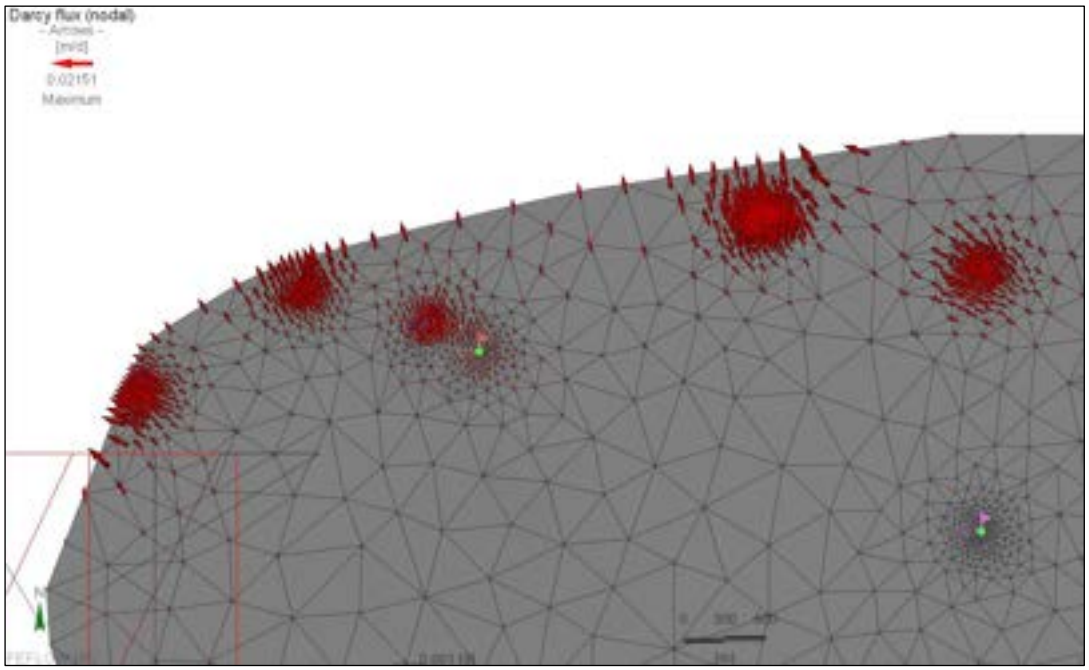


Figura 132: Flussi idrici in uscita al limite della porzione Nord/Nord-Ovest (zoom 1)

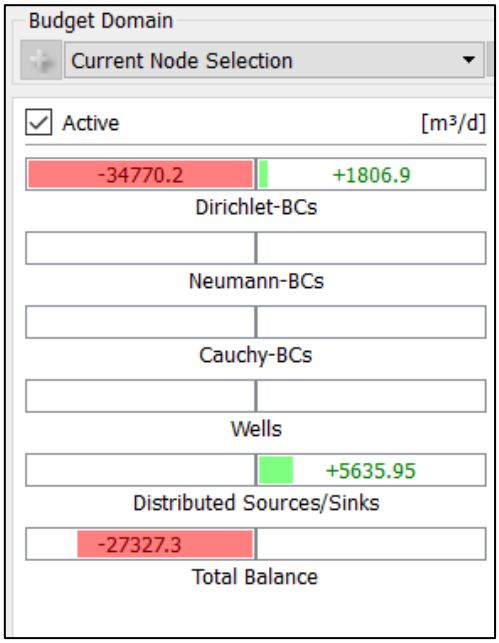


Figura 133: Bilancio dell'acquifero in corrispondenza della zona Nord/Nord-Ovest (zoom 1)

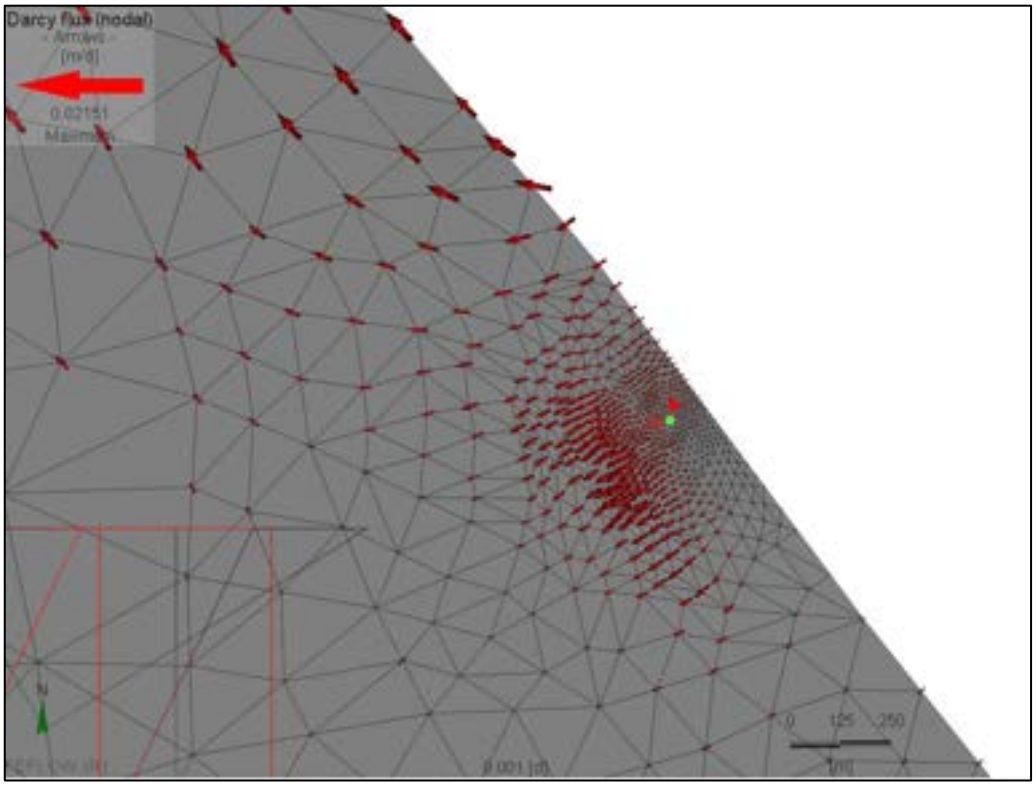


Figura 134: Flussi idrici nella porzione Nord-Est (zoom 2)

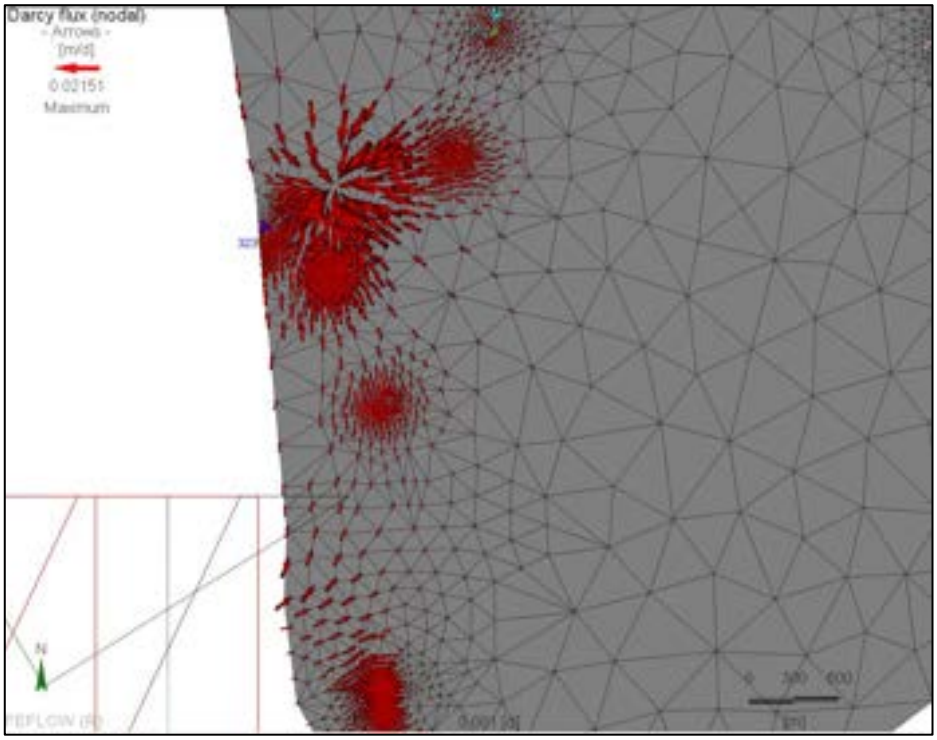


Figura 135: Flussi idrici nel Piano di Rosia, zona interessata da importanti emungimenti (zoom 3)

10.5 Considerazioni sul modello di flusso realizzato

L'analisi dei flussi in entrata ed in uscita dal modello consente di affermare che vi è una buona corrispondenza tra la modellazione numerica e le ipotesi fatte nel modello concettuale sui limiti dell'acquifero. Infatti, le uscite naturali dei flussi idrici dalla falda sono quasi esclusivamente concentrate nella zona posta a nord (zoom1 di figura 132). A conferma di questa ipotesi in quell'area è presente un reticolo idrico piuttosto sviluppato e due laghi profondi: Lago di Sant'Antonio al Bosco e Lago Scuro.

Un riferimento di questo aspetto viene fatto all'interno de "*Le sorgenti del Luco*" di Giovanni Betti, 1962:

Paolo Marcaccini nello studio (I fenomeni carsici in Toscana), a pag. 230, così ne parla:

« …. due regolarissime doline presso la chiesetta di S. Antonio al Bosco, che contengono graziosi laghetti permanenti descritti dal Del Zanna e dal Principi. Il lago chiaro, o di S. Antonio, è il maggiore e il suo contorno è quasi circolare… Il Lago Scuro, più piccolo possiede sponde ripide da ogni lato…

… C'è da domandarsi se queste cavità carsiche nel travertino siano originate da dissoluzione del travertino stesso o piuttosto siano da attribuirsi al carsismo della roccia sottostante, la quale è probabilmente il calcare cavernoso…»

Inoltre anche Lotti B. nelle «Nuove osservazioni sulla geologia della Montagnola Senese» Roma, 1888, alle pag. 20-22 afferma:

…..Il travertino occupa le regione depressa, leggermente ondulata del Casone, a nord della Montagnola e presso S. Antonio al Bosco presenta due curiose cavità crateriformi; a sezione quasi esattamente circolari, ripiene di acqua.

Il fenomeno… è evidentemente analogo a quello delle doline del Carso che ha pure un riscontro in certe depressioni crateriformi del calcare cavernoso del massetano…
Forse un'origine analoga dovrebbero ripeterla i due bacini palustri di Toiano e di Pian del Lago… i quali come le accennate depressioni del massetano trovansi interamente nel calcare cavernoso….

Invece, i flussi in entrata, concentrati nell'area a Nord-Est (zoom 2 di figura 134), trovano corrispondenza nella zona di Badesse e della ex-miniera di Santa Barbara dove è stata rilevata la presenza di un alto piezometrico e dalla presenza di un limite tettonico che potrebbe portare alla risalita di acque profonde come testimoniano i dati idrochimici rilevati in quella zona.
In base a quanto detto in precedenza e grazie alle impostazioni delle condizioni ai limiti (carico idraulico e pompaggi) e alle caratteristiche dei materiali (infiltrazione e conducibilità idraulica) assegnate, l'errore medio ottenuto in corrispondenza dei Control Points (differenza tra i valori simulati e i valori misurati) è da ritenersi accettabile; a questo consegue l'esistenza di una discreta corrispondenza tra il modello numerico e il modello concettuale.
Si può quindi concludere che, dopo la fase di calibrazione, è stato ottenuto un modello numerico in regime permanente che rappresenta in maniera realistica il comportamento idrodinamico del sistema acquifero della Montagnola Senese.
Il modello realizzato non ha però preso in esame il moto in regime transitorio, passaggio sicuramente fondamentale per ottenere un prodotto completo ed affidabile, per ipotizzare scenari relativamente a nuovi emungimenti, possibili inquinamenti o comunque previsioni future in merito ai vari aspetti idrogeologici, come posizionamento di nuovi pozzi per scopi acquedottistici o per meglio valutare le condizioni ai limiti durante i massimi e i minimi piezometrici.

11 - La vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento: introduzione al metodo S.I.P.S.

Insieme alle valutazioni delle risorse idriche di un territorio di area vasta, (Barazzuoli et al., 2020) è sempre importante valutarne la loro Vulnerabilità all'inquinamento.

Il metodo S.I.P.S. (Barazzuoli et al., 2010) è nato dalla necessità di formulare una nuova metodologia parametrica semplificata per la rappresentazione cartografica della Vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento, quando la valutazione della vulnerabilità viene effettuata per grandi aree, con una non uniformità della distribuzione di dati idrogeologici. Queste condizioni possono anche verificarsi per acquiferi molto estesi come in quello esaminato.

Per questo scopo sono state prese in considerazione due metodologie già note in letteratura: quella della Zonazione per aree omogenee metodo base CNR-GNDCI (Civita, 1987, 1990, 1994) e quella parametrica SINTACS (Civita & De Maio, 1997, 2006).

La scelta operativa circa l'adozione di una delle anzidette metodologie dipende, ovviamente, dalla tipologia dei dati a disposizione e dalla scala di realizzazione.

Nella fattispecie, trovandoci di fronte al problema di redigere una nuova carta della vulnerabilità di area vasta per il piano territoriale di coordinamento della Provincia di Siena e considerando che:

1- Il sistema di zonazione per aree omogenee (CNR-GNDCI), pur presentando un ampio campo di applicazioni e essendo utilizzabile quando le informazioni sono scarse e disperse sul territorio e per denominatori di scala medio-grandi non offre le necessarie garanzie di accuratezza;

2- Il sistema strettamente parametrico (SINTACS) può essere utilizzato per elevate densità e buona precisione di dati a disposizione soprattutto idrodinamici, cosa non frequente per aree vaste o per un acquifero di grandi dimensioni.

Ciò premesso, e considerata la non uniformità della distribuzione di dati idrogeologici riguardanti l'acquifero della Montagnola Senese, si è deciso di utilizzare questa nuova metodologia semiparametrica (S.I.P.S.) sperimentata e individuata come idonea (Barazzuoli et al., 2010) per lo studio degli acquiferi ricadenti nella provincia di Siena. Questo nuovo criterio utilizza indici di tipo morfologico, litologico, strutturale ed idrogeologico, determinabili in modo quantitativo, qualitativo e/o relativo sull'intero territorio. Le informazioni necessarie alla sua applicazione riguardano, oltre alle modalità di circolazione idrica all'interno dei litotipi e la loro permeabilità, il tipo di copertura superficiale, la soggiacenza della falda, la capacità di infiltrazione e l'acclività della superficie topografica; il tutto su base formazionale, avendo quindi come punto di partenza una Carta Geologica di buon dettaglio (figura 10).

11.1 Il metodo S.I.P.S.

È necessario premettere che la trattazione relativa alla valutazione della vulnerabilità intrinseca di un acquifero, dovrebbe essere effettuata caso per caso tenendo conto delle caratteristiche fisiche e chimiche di ogni singolo inquinante presente, del tipo di fonte, dei quantitativi, dei modi e dei tempi di sversamento.

Sarebbe scientificamente ineccepibile e realizzabile per aree limitate, delle quali si vuole valutare il potenziale di inquinamento di un centro di pericolo, ma un tale intento non ha alcuna praticità quando la valutazione della vulnerabilità viene effettuata per grandi aree, come un acquifero. Per questa ragione è stato messo a punto un sistema di elaborazione generalizzato dei dati di base disponibili riguardanti l'acquifero della Montagnola Senese.

Il S.I.P.S. si ispira alla metodologia SINTACS e a questa si accosta per la scelta sia dei parametri, semplificandoli, che dei punteggi per le varie grandezze che entrano in gioco.

In un territorio di "area vasta" difficilmente si possiedono le conoscenze dettagliate dei caratteri idrodinamici come quelle che usualmente si hanno per un piccolo acquifero, mentre alcuni parametri sono facilmente presunti con sufficiente dettaglio anche in aree più ampie e che quindi possono utilizzarsi, singolarmente e in maniera oggettiva, conferendogli un proprio peso nella valutazione della vulnerabilità intrinseca.

Agendo in tal senso si è giunti a definire questo metodo parametrico semplificato, identificato con l'acronimo S.I.P.S. dalle iniziali dei quattro parametri presi in considerazione per valutare la vulnerabilità intrinseca del primo acquifero: Soggiacenza, Infiltrazione, Permeabilità e acclività della Superficie topografica (Tabella 33).

In particolare il parametro permeabilità (P) del metodo ricomprende 4 dei parametri del SINTACS, vale a dire: Non saturo, Conducibilità idraulica, Acquifero e Copertura del suolo, in quanto tutti prevalentemente condizionati dalla permeabilità.

SIPS
PARAMETRI E PUNTEGGI

SOGGIACENZA	
CLASSE	PUNTEGGIO
S<=10	8
10<S<=50	4
S>50	1

INFILTRAZIONE	
CLASSE	PUNTEGGIO
I<=100	3
100<I<=250	7
250<I<=375	8
I>375	6

PERMEABILITA'	
CLASSE	PUNTEGGIO
1	40
2a	32
2b	24
3a	14
3b	8
4	4

ACCLIVITA'	
CLASSE	PUNTEGGIO
P<=5%	9
5%<P<=12%	7
12%<P<=25%	4
P>25%	1

Tabella 33: Parametri, Classi di valori e relativi punteggi del sistema semiparametrico S.I.P.S.

Così come previsto dal metodo SINTACS (Civita & De Maio, 1997), al quale il S.I.P.S. si ispira, a ciascun parametro, suddiviso per intervalli di valore e/o tipologie dichiarate, viene attribuito un punteggio, in funzione dell'importanza che esso assume nella valutazione complessiva finale della vulnerabilità.

Come si osserva in Tabella 33 sia le classi che i punteggi ad esse assegnati sono frutto di un'elaborazione del metodo SINTACS ad eccezione del parametro permeabilità, del quale, in seguito, parleremo più in dettaglio.

I punteggi così ottenuti per ciascun parametro vengono infine moltiplicati per stringhe di pesi correlati a situazioni ambientali e/o antropiche, che descrivono la situazione di impatto. In particolare, il sistema S.I.P.S. prevede, a differenza del metodo SINTACS, solo due situazioni ambientali distinguibili su base formazionale-idrogeologica, a cui si attribuisce un diverso peso: situazione in cui la permeabilità della formazione affiorante è Molto Elevata (classe 1) e situazioni dove la permeabilità della formazione affiorante è gradualmente decrescente, vale a dire ricadente nelle classi di permeabilità 2a, 2b, 3a, 3b e 4 (Tabelle 34 e 35).

IMPATTI		
	PERMEABILITA' = a classe 2a, 2b, 3a, 3b, 4	PERMEABILITA' = a classe 1
S	5	2
I	4	4
P	15	15
S	2	5

Tabella 34: Stringhe di pesi moltiplicatori adottate per gli impatti del metodo S.I.P.S

Permeabilità Classe 1	➔	grado molto elevato
Permeabilità Classe 2a	➔	grado elevato
Permeabilità Classe 2b	➔	grado buono
Permeabilità Classe 3a	➔	grado medio
Permeabilità Classe 3b	➔	grado basso
Permeabilità Classe 4	➔	grado molto basso

Tabella 35a: Classi e Gradi di Permeabilità

Sigla Geologia	Descrizione Litologica	Permeabilità
ACN	Argille lignitifere	4
APA	Argille a Palombini	4
bn	Depositi alluvionali recenti	2b
bnb	Depositi alluvionali terrazzati	2b
CCA	Calcare Cavernoso	1
CLF	Metacalcari Selciferi	2a
e2a	Depositi lacustri	4
f1b	Travertini e calcari continentali	1
FAA	Argille Azzurre	4
GRE	Grezzoni	1
MAA	Marmi	2a
MES	Breccia di Grotti	1
PLI	Sabbie e arenarie	3a
PRN	Serpentiniti	3b
SSR	Scisti Sericitici	4
VEU	Formazione di Verruca	2b
VIL	Depositi continentali villafranchiani	3a
VIN	Formazione di Vinca	2b

Tabella 35b: Formazioni geologiche della Montagnola Senese e Classi di Permeabilità

Le classi di permeabilità sopra citate si riferiscono a valutazioni di permeabilità relativa dei terreni affioranti, quindi sono valutazioni di permeabilità attribuite sostanzialmente su base formazionale. La scelta di due situazioni ambientali è guidata dal fatto che si vogliono tutelare gli acquiferi strategici ricadenti nella classe di permeabilità 1; essendo un'analisi di area vasta, non sempre è possibile dettagliare l'uso antropico del territorio, invece è conosciuta geograficamente la delimitazione degli acquiferi significativi e strategici o comunque utilizzati anche per l'uso potabile (CIS Regione Toscana, DGRT n. 939/2009).

Operativamente, ed in modo analogo a quanto previsto per il metodo SINTACS, il metodo S.I.P.S. prevede la sovrapposizione delle quattro carte di input, relative ai quattro parametri sopra elencati.

Ogni dato di input è suddiviso in classi. A ciascun tematismo viene assegnato un peso e a ciascuna classe un punteggio. La carta risultante è data dalla somma algebrica, su dati raster, dei quattro prodotti (punteggio x peso) che per ciascun tematismo sono stati attribuiti a quella particolare area.

11.2 Come funziona il S.I.P.S. (Teoria in sintesi)

11.2.1 Soggiacenza

Si definisce Soggiacenza (S), nel caso di acquiferi a falda libera, la profondità della superficie piezometrica misurata rispetto al piano campagna. Tale parametro è importante in quanto, dal suo valore assoluto e dalle caratteristiche idrogeologiche dell'insaturo, dipende il Tempo di Transito (Time Of Travel, T.O.T.) di un qualsiasi inquinante fluido o idroportato prima di raggiungere la falda.

La valutazione di questo parametro avviene con l'individuazione delle seguenti classi di permeabilità con i relativi pesi:

- Classi di permeabilità e relativi pesi per aree con dati piezometrici noti e falda libera;
- Classi di profondità "teoriche" e pesi in funzione litologica laddove non si hanno dati piezometrici;
- Peso = 0 per zone a falda confinata con coperture impermeabili consistenti (di spessore significativo).

Il punteggio S.I.P.S. relativo al parametro S diminuirà perciò all'aumentare della Soggiacenza, come succedeva per il metodo SINTACS, cioè con l'aumentare dello spessore dell'insaturo, assumendo valori compresi tra 8 e 1, come illustrato in Tabella 33. Inoltre nelle zone confinate al parametro S si assegna un punteggio pari a 0. Per questo parametro si è scelto di ridurre le classi a 3, individuando altrettanti range di profondità della superficie piezometrica del primo acquifero rispetto al piano campagna: ≤10m, >10≤50m, >50m.

11.2.2 Infiltrazione efficace

Questo parametro (I) assume una notevole importanza nella valutazione della vulnerabilità poiché da esso dipende, in gran parte, il trascinamento di un inquinante in falda, sebbene esso regoli anche la sua diluizione.

Il parametro è stato calcolato sulla base della pioggia efficace (Water Surplus, Ws) e delle condizioni idrogeologiche superficiali, espresse attraverso il Coefficiente di Infiltrazione Potenziale (c.i.p.) determinato in base alla litologia affiorante ed alla permeabilità relativa della stessa (Barazzuoli et al., 1993).

Come previsto anche nel metodo SINTACS, a seconda del valore assoluto (in mm/anno) del parametro, si assegna il relativo punteggio (Tabella 33); in questo metodo si è scelto di individuare 4 classi di infiltrazione.

La valutazione di questo parametro avviene con l'individuazione delle seguenti classi di infiltrazione con i relativi pesi:

- Classi di infiltrazione e relativi pesi inerenti aree in affioramento con formazioni idrogeologiche permeabili alimentanti l'acquifero;
- Peso = 0 per zone con acquifero subaffiorante oppure con coperture di formazioni idrogeologiche impermeabili di spessore sensibile.

Una volta definito il c.i.p., viene calcolata l'Infiltrazione efficace secondo la seguente relazione:

$$I\ (mm/a) = Ws \times c.i.p.$$

11.2.3 Permeabilità

Questa proprietà fa riferimento alla facilità di movimento di un fluido attraverso i vuoti interconnessi della matrice solida.

Questo parametro rappresenta il fulcro del metodo ed in esso vanno a confluire anche gli altri 4 parametri già presenti nel SINTACS (non saturo, acquifero, conducibilità idraulica e copertura del suolo). Il punteggio della Permeabilità è attribuito facendo riferimento ai 4 parametri, semplificando i range di valori e riconducendoli a tipologie di terreni o suoli corrispondenti ad una specifica classe di permeabilità.

Questo parametro assume in questo metodo un peso preponderante rispetto agli altri (Soggiacenza, Infiltrazione e acclività della Superficie topografica). Una volta assegnata la classe di permeabilità viene assegnato il relativo punteggio secondo lo schema riportato in Tabella 36, dove si intuisce il motivo per cui i punteggi di questo parametro siano più alti rispetto agli altri tre.

NON SATURO	
CLASSE	PUNTEGGIO
1	10
2a	8
2b	6
3a	3
3b	2
4	1

ACQUIFERO	
CLASSE	PUNTEGGIO
1	10
2a	8
2b	6
3a	3
3b	2
4	1

CONDUCIBILITA' IDRAULICA	
CLASSE	PUNTEGGIO
1	10
2a	8
2b	6
3a	3
3b	1
4	1

COPERTURA SUOLO	
CLASSE	PUNTEGGIO
1	10
2a	8
2b	6
3a	5
3b	3
4	1

PERMEABILITA'	
CLASSE	PUNTEGGIO
1	40
2a	32
2b	24
3a	14
3b	8
4	4

Tabella 36: Diagramma per la valutazione del parametro Permeabilità e punteggio S.I.P.S.

11.2.4 Acclività della Superficie topografica

Da tale parametro (S) dipende il ruscellamento che si produce a parità di precipitazione e, di conseguenza, la velocità di spostamento dell'acqua (e, quindi, di un inquinante fluido o idroveicolato) sulla superficie prima di infiltrarsi.

Il principio che il metodo S.I.P.S. segue, è quello di attribuire un punteggio elevato a pendenze molto blande, che corrispondono a parti di territorio in cui l'acqua ed un eventuale inquinante ristagnano, favorendone l'infiltrazione.

Le classi di pendenza scelte per la discretizzazione di tale parametro ai fini dell'applicazione del metodo SIPS sono quattro ed i relativi pesi sono riportati in Tabella 33.

11.2.5 Valutazione della Vulnerabilità intrinseca S.I.P.S.

Il metodo S.I.P.S., è stato concepito per poter moltiplicare i punteggi ottenuti con delle stringhe di pesi preimpostate, che contemplano le possibili situazioni di impatto dell'area studiata (tabella 34). Tali pesi servono per esaltare l'importanza di alcuni dei 4 parametri rispetto agli altri, lasciando all'analista ampi spazi decisionali, purché sia rispettata la seguente relazione:

$$\sum_{i=1}^{4} = W_i = \text{costante} = 76$$

dove:

W_i è il peso relativo della stringa (scenario di impatto) scelta.

L'indice di Vulnerabilità Intrinseca (ISIPS) si ottiene, per ogni scenario di impatto, attraverso la seguente relazione:

$$ISIPS = \sum_{i=1}^{4} P_i \times W_i$$

dove:

P_i rappresenta il punteggio di ciascuno dei 4 parametri considerati dal metodo;

W_i è il peso relativo della stringa (scenario di impatto) scelta.

Da tale relazione si ottengono dei valori numerici che rappresentano la vulnerabilità intrinseca del territorio in studio. Tali valori possono variare da un minimo di 76 ad un massimo di 707.

Gli intervalli di valori sono definiti dai cosiddetti punteggi grezzi, che rappresentano l'Indice S.I.P.S. (ISGR). Per semplicità di lettura, i punteggi grezzi vengono poi normalizzati, cioè vengono espressi in percentuale (Tabella 37), attraverso la seguente trasformazione:

$$ISNO = [(ISGR - ISMN)/(ISMAX - ISMN)] \times 100$$

dove:

ISNO è l'Indice normalizzato;

ISMAX e ISMN sono, i valori massimo e minimo dell'Indice grezzo, ovvero 707 e 76.

NORMALIZZAZIONE	
[(IS-76)*100]/631	
Is_{MIN}	76
Is_{MAX}	707
$Is_{MIN-IsMAX}$	631

GRADO DI VULNERABILITA'			
GRADO	PUNTEGGIO		CLASSE
Elevato	80 - 100		1
Medio alto	50 - 79		2
Medio basso	25 - 49		3
Basso	0 - 24		4

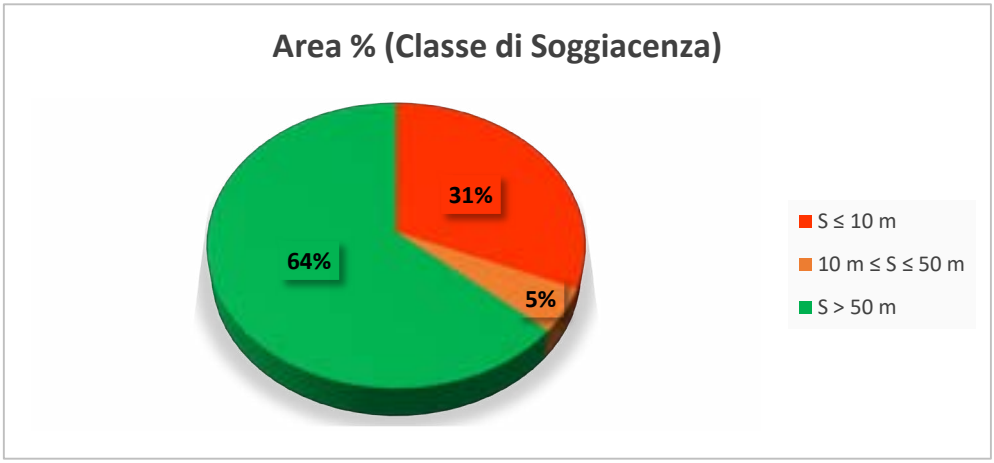
Tabella 37: Intervalli e Gradi di Vulnerabilità intrinseca (punteggi normalizzati)

11.3 Applicazione della metodologia S.I.P.S. all'acquifero della Montagnola Senese

La metodologia SIPS utilizzata con successo al territorio della Provincia di Siena, risulta applicabile anche a singoli acquiferi seppur molto estesi come l'acquifero della Montagnola Senese. In questa tesi, quindi, per la realizzazione delle quattro carte di input, previste dal metodo, si è proceduto come di seguito descritto.

La soggiacenza: per la valutazione di questo parametro ci siamo avvalsi della campagna piezometrica 2009-2010 (Migliorini et al., 2012), per le aree dove l'acquifero risultava a falda libera e/o leggermente confinato. Nelle aree non coperte da misure piezometriche dirette si è fatto ricorso alla cosiddetta, "soggiacenza teorica", prevista dal metodo, mentre in quelle dove l'acquifero risultava a falda confinata o comunque sovrastato da formazioni idrogeologiche impermeabili si è assegnato un peso = 0.

Ne sono derivate le figure 136 e 137 dove risulta la distribuzione areale delle relative classi e la loro distribuzione cartografica.



Classe di Soggiacenza	Area (Km^2)
S ≤ 10 m	56
10 m ≤ S ≤ 50 m	9
S > 50 m	114

Figura 136: Distribuzione statistica per Classe di Soggiacenza

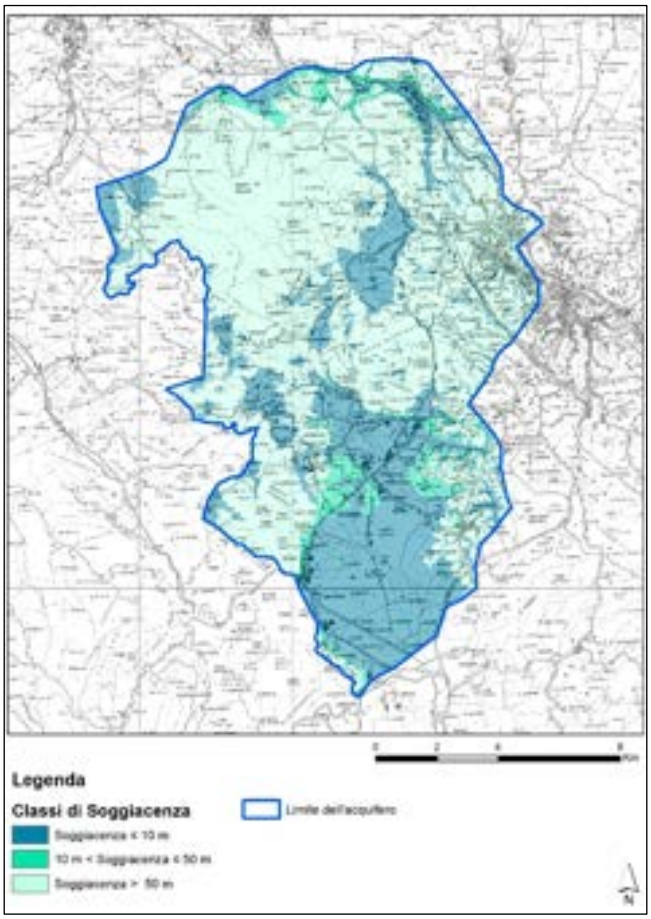


Figura 137: Carta della Soggiacenza classificata secondo il metodo S.I.P.S.

Infiltrazione: il primo passaggio è stata la valutazione della Pioggia efficace (determinata dalla differenza tra precipitazioni medie e valore dell'evapotraspirazione reale calcolato con il metodo di Thornthwaite & Mather, 1957); sono stati considerati i valori medi relativi all'Anno Idrologico medio 1967-2006, mentre per la valutazione dei coefficienti di infiltrazione potenziale (c.i.p.) così come riportato in Tabella 38, è stato assegnato un valore percentuale su base formazionale considerando il grado di permeabilità riportato di tabelle 35a e 35b.

C.I.P.	
CLASSE	PUNTEGGIO
1	0.9
2a	0.6
2b	0.4
3a	0.25
3b	0.15
4	0

Tabella 38: Correlazione tra Classe di Permeabilità della formazione affiorante e valore del Coefficiente di Infiltrazione Potenziale (CIP)

A seguire è stato calcolato il valore dell'Infiltrazione efficace riportato in figura 138 ed assegnato il rispettivo punteggio.

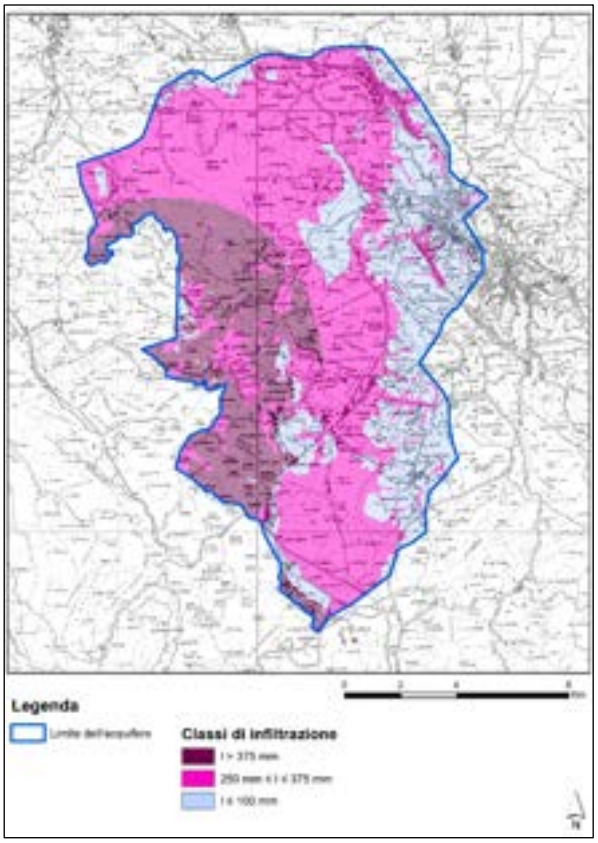
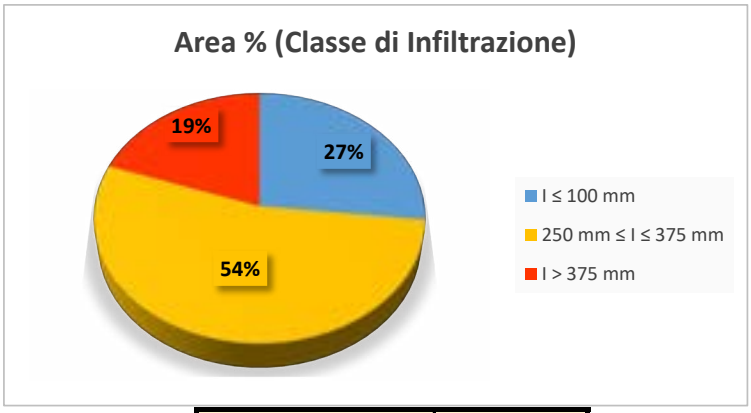


Figura 138: Carta dell'infiltrazione Efficace classificata secondo il metodo S.I.P.S.

L'elaborazione dei dati ha definito una prevalenza sostanziale della Classe di Infiltrazione con "I" compreso tra 250 mm e 375 mm (vedi Figura 139).



Classe di Infiltrazione	Area (Km^2)
I ≤ 100 mm	48
100 mm ≤ I ≤ 250 mm	0
250 mm ≤ I ≤ 375 mm	96
I > 375 mm	35

Figura 139: Suddivisione statistica per Classe di Infiltrazione

Per quanto riguarda il parametro Permeabilità (Figura 140), è stata valutata in senso relativo facendo riferimento alla Carta Geologica in scala 1: 10.000 assegnando la classe e il grado di permeabilità più consono alle unità litologiche secondo lo schema di Tabella 35 ed assegnando poi il relativo punteggio. Il grafico in Figura 141 mostra che il 50% dell'area è classificabile con un grado di permeabilità "molto elevato".

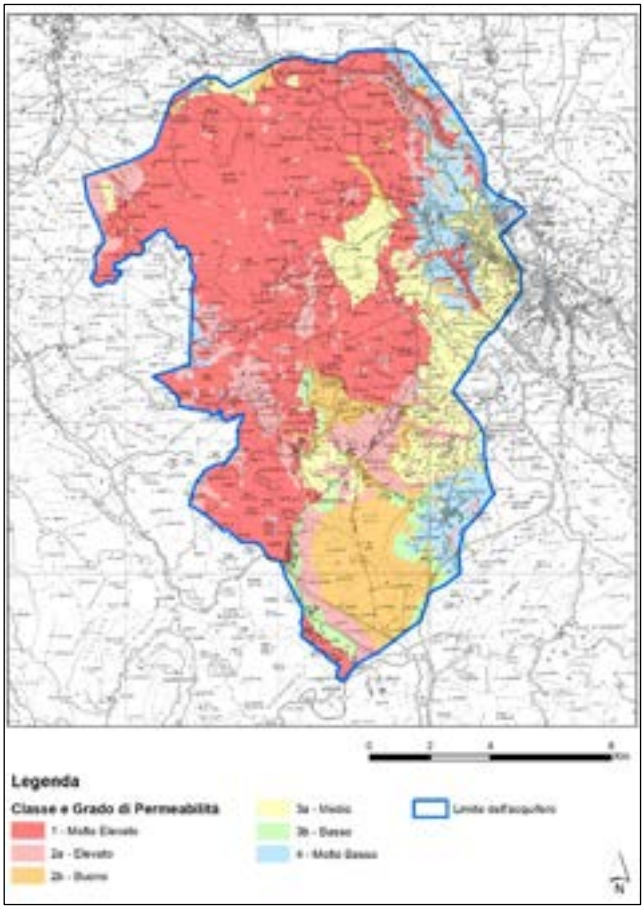
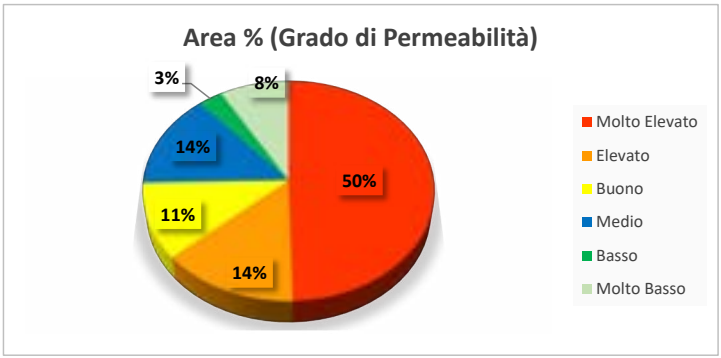


Figura 140: Carta della Permeabilità classificata secondo il metodo S.I.P.S.



Classe di Permeabilità	Grado di Permeabilità	Area (Km^2)
1	Molto Elevato	89
2a	Elevato	25
2b	Buono	20
3a	Medio	25
3b	Basso	5
4	Molto Basso	15

Figura 141: Suddivisione statistica per Grado di Permeabilità

Infine, la valutazione dell'acclività della superficie topografica, è stata ottenuta dal DTM (dimensione cella 10 m) e tramite elaborazioni in ambiente GIS si è proceduto alla riclassificazione della carta delle pendenze. Ne è derivata la carta di figura 142, e la conseguente distribuzione statistica nelle relative classi di figura 143.

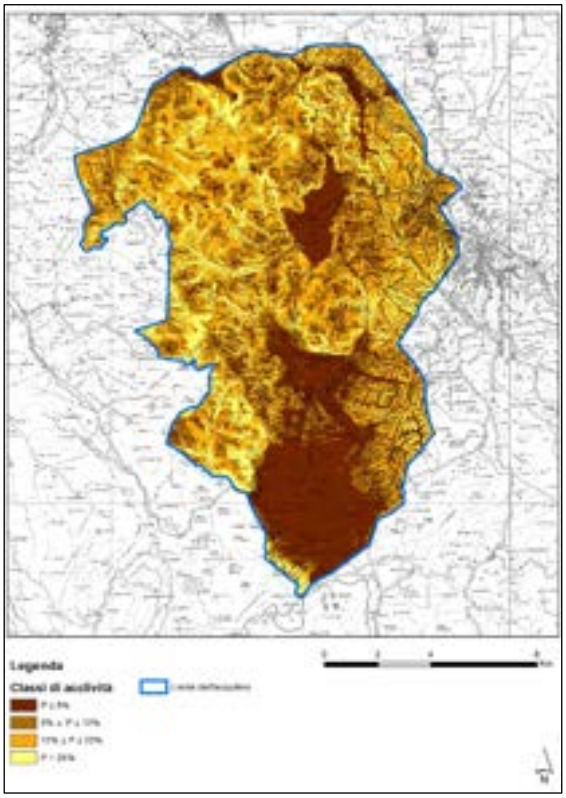
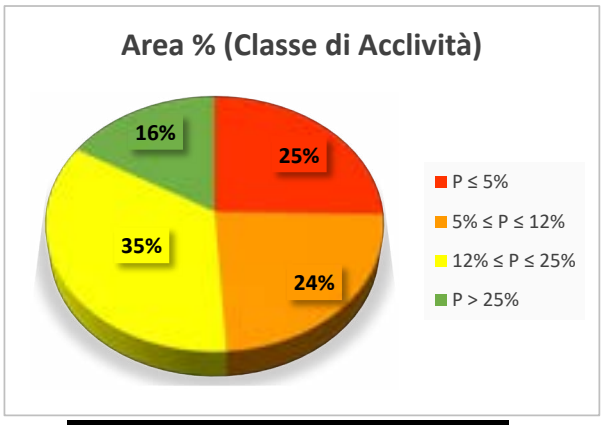


Figura 142: Carta dell'Acclività della Superficie Topografica secondo il metodo S.I.P.S.



Classe di Acclività	Area (Km^2)
P ≤ 5%	45
5% ≤ P ≤ 12%	42
12% ≤ P ≤ 25%	62
P > 25%	29

Figura 143: Suddivisione statistica per Classe di Acclività

Vulnerabilità Intrinseca: rappresenta la carta di sintesi del metodo SIPS; attraverso il prodotto "punteggio x peso" sono state ottenute le 4 carte di base la cui somma algebrica su dati raster ha consentito la

realizzazione della Carta della Vulnerabilità intrinseca dell'area occupata dall'acquifero della Montagnola Senese (figura 144).

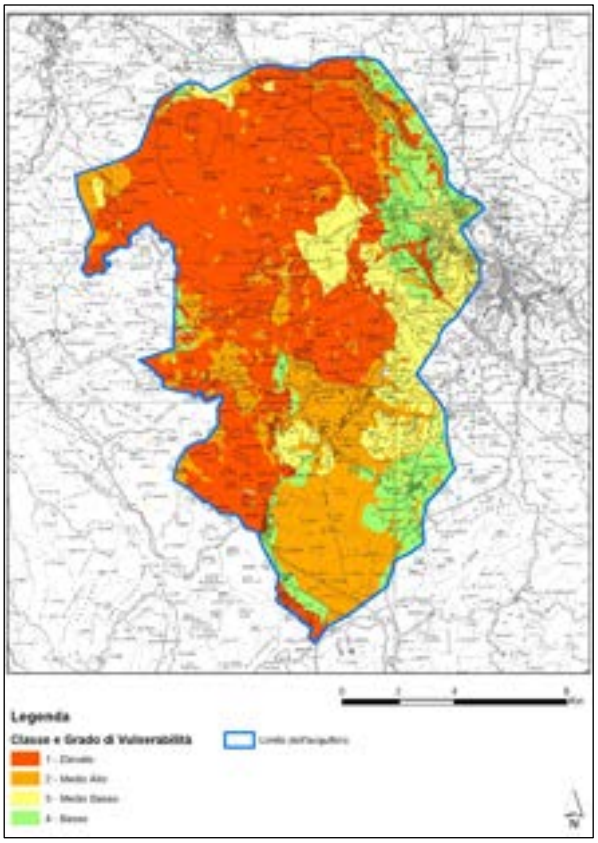
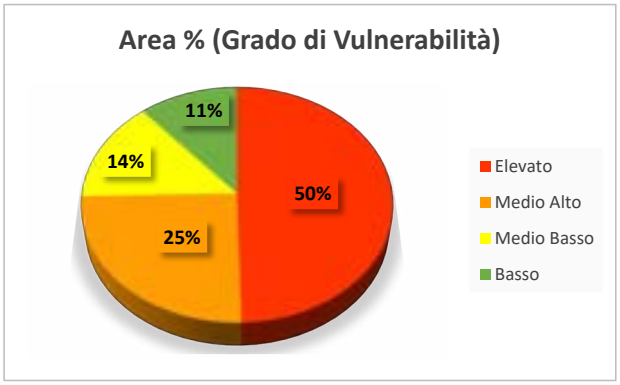


Figura 144: Carta della Vulnerabilità Intrinseca dell'acquifero della Montagnola Senese, metodo S.I.P.S.

In figura 145 è mostrata la distribuzione statistica della Vulnerabilità dalla quale emerge che il 50% dell'acquifero della Montagnole Senese ricade in vulnerabilità Elevata.



Classe di Vulnerabilità	Grado di Vulnerabilità	Area (Km^2)
1	Elevato	89
2	Medio Alto	45
3	Medio Basso	25
4	Basso	20

Figura 145: Suddivisione statistica per Grado di Vulnerabilità

11.4 Considerazioni finali sull'applicazione

La necessità dell'adozione di una nuova metodologia per la valutazione della vulnerabilità degli acquiferi a scala di area vasta, sottolinea quanto la problematica della corretta gestione delle risorse idriche inizi ben prima che l'acqua venga utilizzata.

Se da un lato questo metodo presenta ancora la necessità di un raffinamento dei punteggi (che potrà ottenersi solo dopo sue nuove sperimentazioni) a cui si aggiunge una carenza dei dati idrodinamici a disposizione, dall'altro il criterio proposto, rappresenta un discreto passo in avanti rispetto alla precisione raggiungibile con il metodo CNR-GNDCI (zonazione per aree omogenee), pur risultando di minor dettaglio rispetto alla metodologia strettamente parametrica SINTACS, da cui prende ispirazione. Con questa rilevante semplificazione il SIPS rappresenta un accettabile compromesso tra i due metodi suddetti così da renderlo utilizzabile per le valutazioni della vulnerabilità intrinseca di area vasta e di acquiferi di grande estensione.

In particolare, le differenze del S.I.P.S. col metodo parametrico suddetto consistono essenzialmente:

- nel raggruppare in un unico parametro tutti quelli che nel SINTACS fanno riferimento o dipendono strettamente dalla permeabilità relativa;
- nel minor numero di classi, e quindi di pesi, relativi alla discretizzazione di ciascun parametro, con l'esclusione della permeabilità;
- nella riduzione degli scenari di impatto a solo 2, uno per la classe di permeabilità molto elevata ed uno per le restanti classi.

Invece, a differenza del metodo di "zonazione per aree omogenee" alla limitata disponibilità di dati, il metodo SIPS impone comunque una definizione quantitativa ancorché "teorica", dei parametri. Inoltre, quanto più le conoscenze sono diffuse tanto più il metodo diventa parametrico, ma è sempre e comunque applicato omogeneamente su tutto il territorio e non lascia spazio per eventuali "interpretazioni soggettive", come invece fa il metodo a zonazione per aree omogenee.

Il suo punto di forza è, infatti, quello di avere una maggiore oggettivazione delle valutazioni ed una facile aggiornabilità, che consente di disporre, soprattutto a lungo termine, di un prodotto cartografico "vivo" integrabile con le nuove informazioni disponibili. Questa caratteristica risulta di grande utilità soprattutto in un'ottica pianificatoria che prevede forti vincoli sul territorio derivanti dalle valutazioni di vulnerabilità.

12 - Conclusioni

Il presente lavoro ha consentito di approfondire le conoscenze necessarie alla caratterizzazione geometrico-strutturale, idrodinamica e idrochimica dell'acquifero della Montagnola Senese, permettendo di realizzare anche un primo approccio al modello numerico di flusso in regime permanente e di valutare la sua vulnerabilità all'inquinamento. In particolare, sono state acquisite nuove conoscenze relative alla definizione spaziale della geometria dell'acquifero, costituito dalle formazioni carbonatiche del Calcare Cavernoso e della Breccia di Grotti, attraverso l'esecuzione di una serie di nuove indagini geofisiche ed una reinterpretazione critica di quelle pregresse, grazie all'acquisizione di stratigrafie di pozzi ed analisi congiunta con la cartografia geologica. Ciò ha permesso di stimare meglio le profondità del substrato impermeabile, nonché i limiti laterali dell'acquifero stesso. I dati raccolti, inoltre, sono serviti per definire lo spessore dell'acquifero, permettendomi di analizzarne il volume d'acqua efficace in esso presente.

Nonostante la presenza di questa mole di dati, restano alcune incertezze sulla caratterizzazione geometrica-strutturale dell'acquifero, risolvibili, in futuro, attraverso un incremento della densità di prospezioni così da elaborare informazioni in quelle aree attualmente a bassa densità di dati, ubicate soprattutto nella parte centro-settentrionale dell'area in studio (figura 146). Questa difforme distribuzione delle densità delle conoscenze, in tale zona, non consente, ad oggi, di considerare definitivamente conclusa la ricostruzione spaziale dell'acquifero.

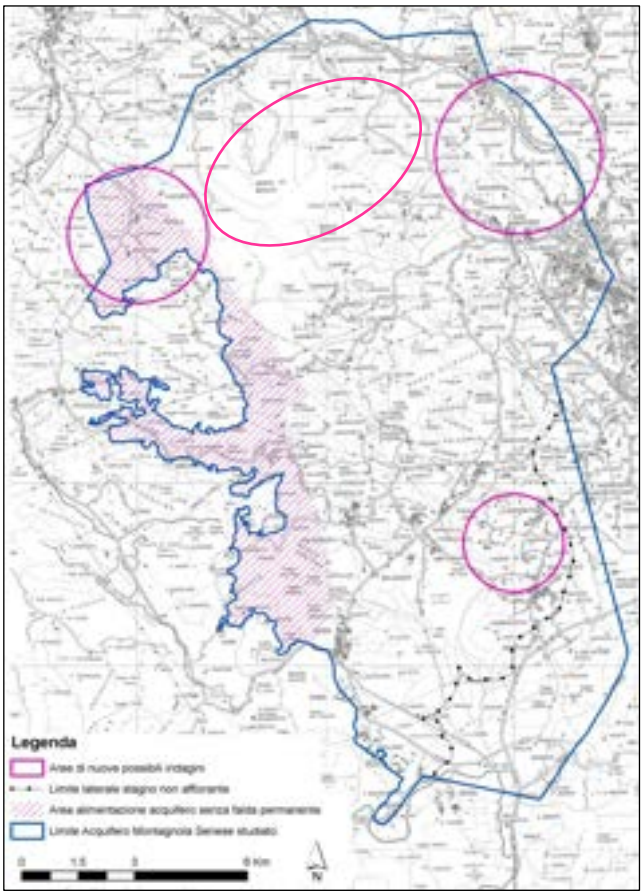


Figura 146: Aree che necessitano di ulteriori indagini

Sarà di fondamentale utilità effettuare nuove indagini dirette (sondaggi geognostici profondi che raggiungano il substrato impermeabile dell'acquifero, come quello effettuato nel 2014) al fine di definire in maniera ancora più fedele la reale geometria dell'acquifero.

Per quanto riguarda la caratterizzazione idrodinamica dell'acquifero, necessaria alla descrizione dell'andamento spaziale e temporale della superficie piezometrica, posso dire che i risultati raggiunti sono discreti, ma comunque risentono di una non omogenea distribuzione dei punti di monitoraggio. Tale considerazione viene fuori dal fatto che tutta l'area ad ovest e quella centrale dell'acquifero sono povere di pozzi. Ciò non ha permesso di poter effettuare misure di livello piezometrico e di redigere quindi una carta delle isopiezometriche con indicazioni realistiche anche in quelle zone dove la ricostruzione effettuata del flusso delle acque potrebbe essere alterata.
Tutto ciò potrebbe essere sensibilmente migliorato attraverso nuovi punti di osservazione come, appunto, la realizzazione dei sondaggi suddetti; questi permetterebbero il rilevamento dei livelli piezometrici laddove non c'è alcun dato e fornirebbero, inoltre, la possibilità di verificare le ipotesi fatte per l'interpretazione "stratigrafica" dei sondaggi elettrici.
Alla stessa maniera, se non addirittura più importante, potrebbe essere ampliata la caratterizzazione idrodinamica dei parametri idrodinamici quali trasmissività, coefficiente di immagazzinamento e conducibilità idraulica delle formazioni costituenti l'acquifero ad oggi legata ad un numero molto limitato di informazioni attendibili su una idrostruttura che presenta, a causa dei terreni che la costituiscono, elevata variabilità idrodinamica.

Per quanto riguarda la caratterizzazione idrochimica, devo dire che i risultati raggiunti, potrebbero anch'essi essere influenzati dalla non omogenea distribuzione dei punti da monitorare; ciò nonostante appare evidente la caratterizzazione delle acque sotterranee come bicarbonato-alcalino terrose. Approfondimenti interessanti potrebbero riguardare i limiti dell'acquifero dove si sono registrate anomalie chimico fisiche e termiche. In definitiva, si può però asserire che, per quanto riguarda i parametri chimico-fisici analizzati, le acque sotterranee della Montagnole Senese sono da definirsi di buona qualità per l'uso idropotabile.
Le valutazioni effettuate delle risorse e delle riserve idriche sotterranee riferibili a questo acquifero hanno seguito due strade:

- la prima, una volta definita con precisione la superficie dell'aree di ricarica per infiltrazione, è giunta alla valutazione indiretta della risorsa tramite la determinazione dell'infiltrazione attraverso l'uso dei coefficienti di infiltrazione potenziale (CIP) ed in funzione all'eccedenza idrica medio annua. Tale valutazione, basata su dati medi del periodo 1967-2006, ha portato a stimare la ricarica per infiltrazione (risorsa dinamica) in oltre 21 10^6 m^3/anno;
- la seconda ha portato a definire la riserva idrica (acqua non rinnovabile corrispondente, all'incirca, all'acqua immagazzinata nella falda) su basi "geometriche" con riferimento ai livelli

piezometrici, alla superficie dell'acquifero con falda permanente, alla sua porosità efficace. La sua valutazione è dell'ordine di 1-2 10^9 m^3, 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. In "soldoni" questo consente, a chi ne utilizza costantemente la risorsa, di poter serenamente contare su di essa anche nei periodi nei quali, in virtù della naturale variabilità climatica, la ricarica sarà assai più bassa del valore medio stimato; insomma, un acquifero ideale per l'uso idropotabile.

Infine, se confrontiamo le valutazioni della risorsa rinnovabile con l'attuale domanda d'acqua ad uso idropotabile sostenuta dall'acquifero del "Luco", si nota che, a fronte di una ricarica media per infiltrazione efficace valutata in circa 21 10^6 m^3, i consumi ammontano a circa 11,7 10^6 m^3; risultano quindi ancora teoricamente dei margini di ulteriore utilizzo della risorsa di questo acquifero.

Partendo dal modello concettuale dell'acquifero della Montagnola Senese, è stato possibile realizzare anche una sua prima modellazione numerica di flusso in regime permanente che ha permesso di quantificare le entrate e le uscite dal sistema.

Tale lavoro di modellazione ha consentito di stimare i flussi dell'acquifero ospitato all'interno delle Formazioni del Calcare Cavernoso e della Breccia di Grotti consentendo così di capire meglio il reale funzionamento di questo con l'ottenimento di un bilancio quantitativo dei volumi d'acqua in gioco attraverso la stima delle quantità di acqua in entrata e in uscita dal sistema.

Va sottolineato però che sono state attuate alcune approssimazioni rispetto alla situazione reale, in quanto l'acquifero della Montagnola Senese, come già precedentemente evidenziato, è un acquifero complesso in cui il flusso idrico circola principalmente per porosità ma anche attraverso sistemi di fratture più o meno complessi, che in alcune zone possono diventare di dimensioni rilevanti grazie ai fenomeni di carsismo. Visto comunque che la fratturazione è molto diffusa, l'acquifero può considerarsi a tutti gli effetti come "continuo" e quindi trattabile come un acquifero poroso; ciò anche in virtù del fatto che per poter modellare in modo corretto e realistico un acquifero fratturato sarebbe necessario conoscere bene i sistemi di fratture che lo caratterizzano, dati che ad oggi non sono disponibili.

La modellazione ha inoltre permesso di realizzare una zonizzazione della Conducibilità Idraulica, individuando tre zone a diverso comportamento all'interno dell'area di studio.

È stato possibile simulare anche l'andamento (la direzione e il verso) del flusso idrico, mettendo in evidenza che:

- le principali uscite sono concentrate nella zona Nord/Nord-Ovest e rappresentano quasi la totalità dei volumi in uscita per carico idraulico;

- nella zona Nord-Est vi siano significativi volumi d'acqua in ingresso per carico idraulico, dovuti, presumibilmente, anche a circolazioni idriche profonde legate a strutture tettoniche.

In conclusione, è necessario sottolineare che, nell'acquifero oggetto di studio, gli apporti meteorici svolgono un ruolo fondamentale e permettono di mantenere il sistema in equilibrio.
I risultati ottenuti dal modello numerico in regime permanente risultano accettabili, anche se, come è possibile vedere dagli errori residuali e dai vari test statistici di calibrazione in corrispondenza dei punti di controllo, non c'è sempre una buona corrispondenza dei valori simulati con quelli reali; ciò sta a significare che ci sono ulteriori fattori, oltre a quelli considerati, che influenzano l'idrodinamica dell'acquifero in studio e che necessitano di nuovi e approfonditi studi, tali da poter apportare un sensibile miglioramento al modello qui definito.
Il lavoro realizzato rappresenta una base di partenza sulla quale è necessario investire per incrementare ulteriormente la conoscenza dell'acquifero, così da poter realizzare anche una modellazione numerica in regime transitorio. Tale analisi consentirà di ricostruire la variazione nel tempo dei flussi idrici e delle relative risorse di questo acquifero e quindi poter realizzare una più corretta pianificazione dell'uso sostenibile delle acque consentendo di ottimizzarne l'utilizzo non solo attuale ma anche futuro.

Data l'importanza strategica dell'acquifero, a completamento dello studio idrogeologico della Montagnola Senese è stata effettuata anche la valutazione della sua vulnerabilità intrinseca all'inquinamento attraverso un metodo simiparametrico denominato SIPS. Questa metodologia originale, riconducibile ad un SINTACS semplificato, ha consentito, attraverso la stima di quattro parametri base, di valutare la vulnerabilità del corpo idrico sotterraneo che per il 75% risulta essere compresa tra elevata e medio alta.

L'intero studio idrogeologico raccontato e descritto in questo lavoro, rappresenta, ad oggi, una sintesi completa dello stato dell'arte delle conoscenze geologico-idrogeologiche dell'acquifero della Montagnola Senese; tanto è stato fatto ma, come detto, ancora molto resta da fare per raggiungere un livello di conoscenza necessario ad una migliore gestione e monitoraggio di uno degli acquiferi più significativi e rilevanti della Regione Toscana.
Si conclude quindi questa emozionante avventura sulla Montagnola Senese capace di trasmettere grandi stimoli e motivazioni che mi auguro possa essere portata avanti, nell'ottica della conoscenza e del sapere condiviso.

BIBLIOGRAFIA

Achenbach J. D. and Xu Y., 1999 - Wave motion in an isotropic elastic layer generated by a time-harmonic point load of arbitrary direction. The Journal of the Acoustical Society of America 106, 83 (1999).

Agenzia europea dell'Ambiente (2019), Uso dell'acqua in Europa - Quantità e qualità esposte a grandi sfide.

Aiello G. - Tesi inedita master di 1 livello in Prospezioni ed Analisi per la Gestione delle Acque Sotterranee, A.A. 2007-2008: Informatizzazione dei dati geo-idrogeologici dell'area di interesse dell'acquifero del "Luco".

Aiello G. - Tesi magistrale inedita A.A. 2008-2009: Caratterizzazione idrodinamica ed idrochimica dell'Acquifero del "Luco".

Aki K. and Richards, P.G., 1980 - Quantitative Seismology: Theory and Methods. San Francisco: Freeman, 1980.

Akima H. (1978) - A method of bivariate interpolation and smooth surface fitting for values irregularly distributed points. ACM, TOMS.

Albarello D., Cesi C., Eulilli V., Guerrini F., Lunedei E., Paolucci E., Pileggi D. and Puzzilli L.M. (2011). The contribution of the ambient vibration prospecting in seismic microzoning: an example from the area damaged by the April 6, 2009 L'Aquila (Italy) earthquake. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata Vol. 52, n.3.

Anderson M.P., Woessner W.W. - Applied Groundwater Modeling, Simulation of Flow and Advective Transport (2002). Academic press an imprint of Elsevier.

Anderson M.P., Woessner W.W., Hunt R.J. (2015) - Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport, 2nd edition. Elsevier, Academic Press, 630 p.

Arai, H. & Tokimatsu, K., 2005. S-wave Velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and horizontal-to-vertical (H/V) spectrum, Bull. seism. Soc. Am., 95(5), 1766–1778.

Baldi A.M. (1994). Nuove metodologie geofisiche di indagine. Atti: II° corso di aggiornamento professionale: Caratterizzazione dei terreni e delle rocce per la realizzazione di infrastrutture: teoria, tecnologie ed esempi. Ordine dei Geologi della Toscana; Firenze novembre 1994. Ed. Pegaso Lucca.

Baldi A.M. e Signorelli M. (1994). Siena Water System: Vulnerability of the Luco water table. IV Convegno internazionale di geoingegneria difesa e valorizzazione del suolo e degli acquiferi. Torino.

Barazzuoli P., Rigati R., Salleolini M. (1988) - Studio idrogeologico della parte meridionale del Comune di Monteriggioni, studio finalizzato al reperimento ed allo sfruttamento delle locali risorse idriche sotterranee-Relazione finale I fase. Rapporto inedito a cura del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Siena: pp. 40.

Barazzuoli P., S. Izzo, P. Menicori, M. Micheluccini, Salleolini M (1989). A new practical aid to regional hydrogeologic planning: The runoff coefficient map, Environmental Management, 13, 13–622.

Barazzuoli P.& Salleolini M. (1993) - L'acqua: risorsa, rischio e pianificazione. In: La storia naturale della Toscana Meridionale, Monte dei Paschi di Siena, Pizzi Ed. - Milano, 173-246.

Barazzuoli P. & Salleolini M. (1994) - Variabilità climatica e trend delle risorse idriche rinnovabili nella Toscana meridionale. Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale, Sezione "Protezione delle Acque Sotterranee", 40, Pitagora Editrice, Bologna.

Barazzuoli P. & Salleolini M. (1994b) - Variabilità climatica e trend delle risorse idriche rinnovabili nella Toscana meridionale. Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale, Sezione "Protezione delle acque sotterranee", Pitagora Ed., Bologna, 49, 329-337.

Barazzuoli P., Rigati R., Salleolini M. (1996) - Studio idrogeologico della parte meridionale del comune di Monteriggioni, studio finalizzato al reperimento ed allo sfruttamento delle locali risorse idriche sotterranee-Relazione finale II fase. Rapporto inedito a cura del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Siena: pp. 15.

Barazzuoli P., Rigati R., Salleolini M., Sandrelli F. (1998). Ricerca idrogeologica finalizzata alla valutazione delle risorse idriche nell'area compresa tra la Montagnola Senese - Colle Val d'Elsa - Monteriggioni - Pian del Lago. Relazione finale II fase. Rapporto inedito a cura del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Siena: pp. 12.

Barazzuoli P., Capacci F., Mocenni B., Migliorini J., Rigati R., Salleolini M. (2005) - 'La vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento nell'ambito dello schema metropolitano dell'area senese' GIORNALE DI GEOLOGIA APPLICATA, Vol.2, 151 - 157.

Barazzuoli P., Capacci F., Migliorini J. & Rigati R – 'Studio per la definizione del Bilancio Idrico del Bacino Transfrontaliero del Fiume Roja' (2010) GIORNALE DI GEOLOGIA APPLICATA, Vol.14, 25 - 36.

Barazzuoli P., Capacci F., Migliorini J. & Rigati R. - 'S.I.P.S.: Sistema parametrico semplificato per la valutazione della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento alla scala di area vasta' (2010) GIORNALE DI GEOLOGIA APPLICATA, Vol.14, 11 – 23.

Barazzuoli P., Capacci F., Migliorini J. & Rigati R. (2013) - The alluvial aquifer of the river Roia in Ventimiglia Numerical flow modelling in temporary regime and instructions concerning transportation, AQUAmundi, journal of water sciences, issue 1-june 2013.

Barazzuoli P., Capacci F., Migliorini J., Rigati R. (2013). "Thermalism and travertine in southern Tuscany - Termalismo e travertini in Toscana meridionale" Rendiconti Online Società Geologica Italiana",27, pp. 42-53.

Barazzuoli P., Capacci F., Gobbini M., Migliorini J., Rigati R. & Mocenni B. - 'Valutazione delle risorse idriche dell'acquifero contenuto nelle vulcaniti del Monte Amiata attraverso criteri strettamente idrologici' (2014) il geologo, Vol.94 de "Il Geologo" (OGT), 5 – 13.

Barazzuoli P., (2019) - Dispense del Corso di Idrogeologia dell'Università degli Studi Siena.

Barazzuoli P., Capacci F., Migliorini J. - Le risorse idriche della Provincia di Siena e dei suoi principali acquiferi nell'ambito del Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale (PTCP) (2020) ACQUE SOTTERRANEE - Italian Journal of Groundwater (2020) - AS32-433: 51 – 61.

Barazzuoli P., Capacci F., Migliorini J.- Risorse Idriche & Sostenibilità - Volume "Agenda 2030: un viaggio attraverso gli Obiettivi di Sviluppo Sostenibile" Formato e-book da ASviS (2021) pp 140-157.

Barazzuoli P., Capacci F., Migliorini J., Giannecchini R., Doveri M. - LE RISORSE IDRICHE DELLA TOSCANA MERIDIONALE E MARITTIMA (2022). 4 pag. Guida geologica regionale.

Bard. P.Y., (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation. The effect of surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds).

Bartoli S. (A.A. 2003-2004) - Vulnerabilità intrinseca ed integrata degli acquiferi ricadenti nei territori comunali di Castelnuovo Berardenga e Monteriggioni. Università degli Studi di Siena. Tesi di laurea inedita.

Bastone M. F. (1999) - Studio idrogeologico dell'Acquifero del "Luco" (zona di Monteriggioni – Montagnola Senese – Sovicille). Università degli Studi di Siena. Tesi di laurea inedita.

Bear J. e Verruijt A. (1987) - Modeling groundwater flow and pollution. Theory and applications of transport in porous media. Dordrecht, Holland: D. Reidel Publishing Company.

Berti E., Capacci F., Falaschi R., Gobbini M., Gori M., Migliorini J., Peccini R. - 'Applicazioni GIS nella progettazione preliminare di infrastrutture negli USA' (atti convegno, AIGA Perugia, 2010), 2p.

Bertini G., Costantini A., Cameli G., Di Filippo M., Decandia F., Elter F.M., Lazzarotto A., Liotta D., Pandeli E., Sandrelli F. & Toro B. (1991) - Struttura geologica dai Monti di Campiglia a Rapolano terme (Toscana meridionale): stato delle conoscenze e problematiche. Studi Geologici Camerti, 1, 155–178.

Betti G. (1962) - Le sorgenti del Luco originate da un grande bacino di raccolta sotto la montagnola senese tratto da I Quaderni de Il Campo di Siena (Tipografia Senese, Siena - 1962).

Biliardo U., Crestaz E., Dello Vicario C., Miccoli C., Pellegrini M., (1997) - La valutazione dei consumi idrici nella provincia di Ravenna finalizzata all'implementazione di un sistema per la gestione delle acque sotterranee. Acque sotterranee, 53, marzo 1997, pp. 24-30.

Boole G. (1880) - Treatise on the calculus of finite differences (London, MacMillan).

Bossio A., Costantini A., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. & Sandrelli F. (1993) - Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del Neoautoctono toscano. Mem. Soc. Geol. It., 49: 17-98.

Bossio A., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F. - Geologia dell'area compresa tra Siena e Poggibonsi ("Bacino del Casino") Atti Soc. tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A (2000-2002), pag. 69-85, figg. 8.

Brogi A., Liotta D., Meccheri M., Fabbrini L. (2010) - Transtensional shear zones controlling volcanic eruptions: the Middle Pleistocene Mt Amiata volcano (inner Northern Apennines. Italy). Terra Nova, 22 (2), 137-146.

Brogi A. – Bowl-shaped basin related to low-angle detachment during continental extension: The case of the controversial Neogene Siena Basin (central Italy, Northern Apennines) Tectonophysics 499 (2011) p. 54-76.

Brugioni M., Consumi F., Mazzanti B., Menduni G., Montini G. (2008) – Determinazione dell'infiltrazione efficace alla scala di bacino finalizzata alla individuazione delle aree a diversa disponibilità di risorse idriche sotterranee, Conferenza: Stato del territorio e delle risorse naturali in Toscana, Firenze.

Brunet C., Monié P., Jolivet L., Cadet J.P. (2000) - Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from 40Ar/39Ar ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. Tectonophysics, 321, 127–155.

Bulgarelli L., Paltrinieri N., Spallacci P., Zavatti A. (1997) - Pianificazione territoriale e vulnerabilità degli acquiferi.

Capacci F., (2003). Studio idrogeologico dei principali acquiferi del Comune di Marciano della Chiana. Università degli Studi di Siena. Tesi di laurea inedita.

Capacci F., Migliorini J., Barazzuoli P. (2008). Studio idrogeologico dell'acquifero del Luco (Toscana, Italia). Giornale di Geologia Applicata 2008, 8 (1) 29-39.

Capacci F., Migliorini J. - 'Analisi della stabilità potenziale dei versanti funzionale alla pianificazione territoriale attraverso l'utilizzo del metodo SINMAP' (Atti Simposio in occasione dell'Anno Internazionale del Pianeta Terra (OGT), 2008), 10 p.

Capacci F., Barazzuoli P., Migliorini J., Rigati R. - 'L'acquifero alluvionale della piana costiera del Fiume Roja a Ventimiglia: definizione del modello concettuale' (2012), GIORNALE DI GEOLOGIA APPLICATA, Vol.15, 31 - 40.

Capacci F., Consumi F., Doveri M., Fagioli M.T., Fanti R., Germani M., Giannecchini R., Granucci F., Landini F., Menichetti S., Migliorini J., Pedone A. - 'Linee guida per l'elaborazione del modello idrogeologico concettuale' (2015) il geologo, Supplemento al Vol.98 de "Il Geologo" (OGT), 1 - 60.

Capacci F., Barazzuoli P., Migliorini J. - Individuazione del substrato impermeabile dell'acquifero della Montagnola Senese con l'ausilio di un sondaggio esplorativo' (2018) il geologo, Vol.107 de "Il Geologo" (OGT), 20 – 26.

Capezzuoli E., Gandin A. - Travertine versus calcareous tufa: distinctive petrologic features and stable isotopes signatures. Italian Journal of Quaternary Sciences, 21(1B), 2008 - 125-136.

Capezzuoli E., Gandin A., Pedley H.M. - Travertines and calcareous tufa in Tuscany (Central Italy). 27th IAS Meeting of sedimentology, 2009 Alghero - Italy.

Capezzuoli E., Gandin A. & Pedley M. (2014) - Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: the state of the art. Sedimentology, 61 (1), 1–21.

Caracciolo A.B. – L'acqua è di tutti. Tratto da AA.VV. Agenda 2030 a scuola, la scienza per lo sviluppo sostenibile. Zanichelli 2020 p. 60-69.

Carmignani L., Giglia G. & Kligfield R. (1978) - Structural evolution of the Apuane Alps; an example of continental margin deformation in the northern Apennines, Italy. Journal of Geology, 86 (4), 487-504.

Carmignani L. & Kligfield R. (1990) - Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. Tectonics, 9 (6), 1275-1303.

Carmignani L., Decandia F.A., Fantozzi P.L., Lazzarotto A., Liotta D. & Meccheri M. (1994) - Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy). Tectonophysics, 238, 295–315.

Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi P., Lazzarotto A., Liotta D. & Oggiano D., (1995a). Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines. Terra Nova, 7: 128-137.

Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi P., Lazzarotto A., Liotta D. & Oggiano D. & Tavarnelli E. (1995b) - Relazioni tra il Bacino balearico, il Tirreno settentrionale e l'evoluzione neogenica dell'Appennino settentrionale. Studi Geologici Camerti. Volume Speciale 1995/1, 255–268.

Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi P.L., Kligfield R., Lazzarotto A., Liotta D. & Meccheri M. (2001) - Inner Northern Apennines. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.), Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins, pp. 197–214. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Carmignani L., Conti P., Cornamusini G. & Meccheri M. (2004) - The internal Northern Apennines, the Northern Tyrrhenian Sea and the Sardinia-Corsica Block. In: U. CRESCENTI, S. D'OFFIZI, S. MERLINO & L. SACCHI (Eds.), Geology of Italy. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC Florence 2004, pp. 59–77. Società Geologica Italiana, Roma.

Casagli N., Duchi V., Pranzini G. – Low temperature thermal springs of Colle Val D'Elsa (Tuscany, central Italy) Memoires of the 22nd Congress of IAH, Vol. XXII, Lausanne, 1990 pg. 635-644.

Cascone G., Ceccanti G., Capacci F., Doveri M., Fagioli M.T., Frullini R, Germani M, Giannecchini R., Granucci F, Gargani G., Landini G., Menichetti S., Migliorini J., Pedone A. - 'Linee guida di idrogeologia: approccio ai progetti ' (pubblicazione su rivista, 2008) il geologo, Supplemento al Vol.73 de "Il Geologo" (OGT), 1 – 56.

Castagnini A. (2008) - Le grotte della Montagnola Senese – Commissione speleologica C.A.I. Siena "I Cavernicoli". Pp 25.

Castany G., (1967). Traitè pratique des aux souterraines. Dunod, Paris.

Castany G., (1968). Prospection et methodes de l'hidrologeologie. Dunod, Paris.

Castany G. - Idrogeologia, principi e metodi. Dario Flaccovio Editore - Ed. Italiana 1990.

Celico P., (1988). Prospezioni idrogeologiche. Voll. I e II, Liguori Editore, Napoli.

Celico P. (2003) - Elementi di idrogeologia. Liguori Editore, Napoli.

Censini G. - Tesi inedita 1 livello A.A. 2007-2008: Caratterizzazione idrodinamica di un acquifero attraverso l'interpretazione di due prove di emungimento in loc. Casetta, Rosia (Comune di Sovicille).

Cerbini G., Gorla M. (2004). Idrogeologia Applicata. Principi, metodi e misure. Edizioni Geograph – Segrate. Pp. 787.

Chen, Z., Zhang, Y. (2009) - Well flow models for various numerical methods, International journal of numerical analysis and modeling, Volume 6, Number 3, Pages 375–388.

Chetoni R. (2000). Acque Minerali e Termali - ed. Geograph – Segrate.

Chieco M. (2020). Acqua, salute, formazione e sviluppo: le sfide individuali per un obiettivo globale. Tratto da AA.VV. Agenda 2030 a scuola, la scienza per lo sviluppo sostenibile. Zanichelli 2020, p. 70-81.

Civita M. (1987) - La previsione e la prevenzione del rischio di inquinamento delle acque sotterranee a livello regionale mediante le carte di vulnerabilità. Atti del Convegno "Inquinamento delle Acque Sotterranee: Previsione e Prevenzione", Mantova, Prov. MN, Ass. Amb. e Ecol., 9-17.

Civita M. (1990) - Legenda unificata per le carte della vulnerabilità all'inquinamento dei corpi idrici sotterranei/Unified legend for the aquifer pollution vulnerability maps. Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale, Sezione "Protezione delle Acque Sotterranee", Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi 1 (Appendice), Pitagora Editrice, Bologna.

Civita M. (1994) - Le carte della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento: teoria e pratica. Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale, Sezione "Protezione delle Acque Sotterranee", 31, Pitagora Editrice, Bologna.

Civita M., Filippini G., Marchetti G., Paltrinieri N., Zavatti A. (1995) - Uso delle carte di vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento nella pianificazione e gestione del territorio. Quaderni di Geologia Applicata vol.1, suppl. 3, pp. 3.

Civita M. & De Maio M. (1997) - SINTACS. Un sistema parametrico per la valutazione della cartografia della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento. Metodologia ed automazione. Quaderni di tecniche di protezione ambientale. Pitagora Editrice, Bologna, 191 pp.

Civita M., De Maio M., Vigna B. (1999) - Una metodologia Gis per la valutazione della ricarica attiva degli acquiferi. Atti 3° convegno nazionale sulla protezione e gestione delle acque sotterranee, pp. 291-302.

Civita M., 2005. Idrogeologia applicata e ambientale. CEA, Milano.

Civita M. & De Maio M. (2006) – Un manuale per l'analisi di sito e la vulnerabilità del rischio di inquinamento.

Cocozza T.; Gandin A. 1975 - Depositional environments of lower cambrian archaeocyathid calcareous lenses of sant'angelo (southwestern sardinia, italy). boll. soc. geol. ital.; ital.; da. 1975 paru 1976; vol. 94; no 6; pp. 2047-2072; abs. angl.; bibl. 1 p. 1/2; 15 ill.

CONSORZIO INT.E.S.A. (1999). Studio idrogeologico finalizzato all'individuazione di siti idonei per la realizzazione di pozzi negli acquiferi del "Luco" e del M. Amiata. Rapporto inedito a cura del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Siena (responsabile dello studio: Prof. P. Barazzuoli).

Conti P., Cornamusini G., Carmignani L. (2019): Note illustrative, Carta geologica delle regioni Emilia-Romagna, Marche, Toscana e Umbria.

Cornamusini G., Conti P. & Bambini A.M. (2018) - The Late Oligocene to Early Miocene foredeep basin system evolution of the Northern Apennines (Emilia-Tuscany, Italy): review and new litho-biostratigraphic data. Italian Journal of Geosciences, 137, 396–419.

Costantini A., Decandia F., Gandin A., Giannini E., Lazzarotto A. & Sandrelli F. (1980) - Lo Pseudoverrucano nella Toscana meridionale. Memorie della Società Geologica Italiana, 21, 395–401.

Costantini A., Decandia F.A., Lazzarotto A., Sandrelli F.: L'Unità di Monticiano-Roccastrada fra la montagnola senese e il Monte Leoni (Toscana meridionale) Atti Tic. Sc. Terra, 31 (1987/88), 382-420, 15figg., 4 tabb., 1tav.

Costantini A., Decandia F.A., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzei R., Pascucci V, Salvatorini G. & Sandrelli F., 2009. 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.

Cucini S. (1997) - Costituzione di un sistema informativo territoriale locale (S.I.T.L.) finalizzato alla modellizzazione idrogeologica dell'acquifero più importante per l'approvvigionamento idrico del Comune di Siena. Relazione inedita.

Cucini S. (1998) - Costituzione di un Sistema Informativo Territoriale Locale (S.I.T.L.) finalizzato alla modellizzazione idrogeologica dell'acquifero più importante per l'approvvigiona-mento idrico del Comune di Siena. Lavoro di ricerca sostenuto da una borsa annuale finanziata dal Comune di Siena (coordinatore: Prof. P. Barazzuoli).

Custodio E. LLamas M.R. (1983) - Hidrologia Subterranea Vol. I-II Segunda edicion- Edicion Omega S.A. Barcelona.

D'Amore F., Scandiffio, & Panichi C. (1983). Some Observation on the Chemical Classification of Ground Waters. Geothermics, 12:141 - 148.

Darcy, H. (1856) - Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application. Victor Dalmont.

Decandia F.A. & Elter P. (1972) - La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levanto e la Val Graveglia (Appennino ligure). Mem. Soc. Geol. It., 11 (2): 503-530.

Decandia F.A., Lazzarotto A., Liotta D., Cernobori L., Nicolich R., 1998. The Crop 03 traverse: insights on post-collisional evolution of Northern Appennines. Mem Soc Geol. It. 52, 427-439.

De Felice A.M. & Dragoni W. (1993) – Considerazioni su variazioni climatiche e disponibilità idriche in alcune località dell'Italia centrale. Il Quaternario, 7 (1), 357-364.

Delaunay B. (1934). Sur la sphère vide. Izvestia Akademii Nauk SSSR, Otdelenie Matematicheskikh i Estestvennykh Nauk, 7, 793-800.

De Martonne E.M. (1926) - Une nouvelle fonction climatologique: l'indice d'aridité. La Météorologie, 2, 449-458.

De Villiers Marq (2003) – Acqua. Storia e destino di una risorsa in pericolo, Mondolibri S.p.A., Milano.

Desio A. (1973). Geologia applicata all'ingegneria, Ulrico Hoepli editore, 3a edizione, Milano, 1973.

Diersch H.-J. (1988) – Finite element modelling of recirculating density-drive saltwater intrusion precesses in groundwater. Adv. Wat. Resour. 11(1).

Diersch H.-J. (1998a) –About the formulation of hydraulic head boundary (potential) conditions for fluid density-dependent groundwater problems. FEFLOW White Paper, Institute for Water Resources Planning and Systems Research ltd., WASY, Berlin.

Diersch H.-J. (1998b) – Reference Manual di FEFLOW, Institute for Water Resources Planning and Systems Research ltd., WASY, Berlin.

Diersch H.-J. (1998c) -User's Manual di FEFLOW, Institute for Water Resources Planning and Systems Research ltd., WASY, Berlin.

Diersch H.-J. (1999) –Extend formulations of constraints for Cauchy-type (3° Kind) boundary condition in FEFLOW, FEFLOW White Paper, Institute for Water Resources Planning and Systems Research ltd., WASY, Berlin.

Diersch, H.-J. G. (2000) – FEFLOW - Physical basis of modeling. Reference Manual - Part I, WASY Ltd., Berlin, 2002.

Diersch, H.-J. G. (2004) – FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media, Springer Science + Business Media.

D'Onofrio R. - Tesi inedita di 1 livello in Prospezioni ed Analisi per la Gestione delle Acque Sotterranee, A.A. 2007-2008: Valutazione coefficiente di deflusso medio annuo su basi fisiografiche attraverso il metodo Kennessey nella Provincia di Siena.

D'Onofrio R. - Tesi magistrale inedita A.A. 2008-2009: Analisi spaziale dell'acquifero del Luco tramite prospezioni Geoelettriche.

Esseqqat, H. (2011). Les énergies rénouvelables en République démocratique du Congo. PNUE. 101pp.

Farina M. Marcaccio M., Zavatta A. (2014) – Esperienza e prospettive nel monitoraggio delle acque sotterranee, Pitagora Editrice, Bologna.

Feroni A. C., Da Prato S., Doveri M., Ellero A., Lelli M., Marini L., Masetti G., Nisi B., Raco B. CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG-Lamma), 2009 - Caratterizzazione geologica, idrogeologica e idrogeochimica dei Corpi Idrici Sotterranei Significativi della Regione Toscana (CISS) 99MM030 "Acquifero della Montagnola Senese" e 11AR110 "Acquifero carbonatico di Poggio Comune".

Filippini M., Stumpp C., Nijenhuis I., Richnow H. H., Gargini A. (2015) – Evaluation of aquifer recharge and vulnerability in an alluvial lowland using environmental tracers.

Fiori C., Guerra M., Mazzola M., Preziosi E., Romano E. (2021): Sviluppo e valutazione di modello di flusso in acquiferi porosi - ISPRA – Manuali e Linee Guida 193/2021.

Fiorillo F., Leone G., Pagnozzi M., Catani V., Testa G. and Esposito L. - The Upwelling Groundwater Flow in the Karst Area of Grassano-Telese Springs (Southern Italy). Water 2019, 11, 872.

Forti P., Micheli L., Piccini L., Pranzini G.: The karst acquifer of Tuscany (Italy) Hydrogeological Processes in karst Terranes (Procedings of the Antalys Symposium and Field Seminar October 1990) IAHS publ. No. 207, 1993.

Gable C.W., Trease H. & Cherry T. (1996) – Geological applications of automatic arid generation tools for Finite Elements Applied to Porous Flow Modeling. Numerical Grid Generation in Computational Fluid Dynamics and Related Fields. Engineering Research Center, Mississippi State Univ. Press, 9pp

Gandin A., Giamello M., Guasparri G., Mugnaini S., Sabatini G. (2000) – The Calcare Cavernoso of the Montagnola Senese (Siena, Italy): mineralogical-petrographic and petrogenetic features. Miner. Petrog. Acta Vol. XLIII, p. 271-289 (2000).

Ghasemizadeh, R., F. Hellweger, C. Butscher, A. Alshawabkeh. Review: Groundwater flow and transport modeling of karst aquifers, with particular reference to the North Coast Limestone aquifer system of Puerto Rico, Hydrogeology Journal, 20, 1441–1461, 2012.

George P.L., Borouchaki H. (1998) - Delaunay Triangulation and Meshing. Application to Finite Elements. Hermes.

GEOSOL s.n.c. Siena (1992). - Esecuzione del supplemento di indagini per il reperimento di risorse idriche sotterranee aggiuntive per l'approvvigionamento dell'acquedotto comunale. Relazione tecnica inedita commissionata dal Comune di Poggibonsi. 16 pp.

Giannini E. & Lazzarotto A.: Studio geologico della Montagnola Senese Memorie della Società Geologica Italiana Volume IX – (1970) 451-495, 18 ff. Arti grafiche Pacini Mariotti Pisa, 1970.

Guglietti S. - Tesi magistrale inedita A.A. 2003-2004: Studio della vulnerabilità all'inquinamento dei corpi idrici sotterranei ricadenti nei territori comunali di Siena e Sovicille.

ISTAT (2017) - Giornata mondiale dell'acqua. Le statistiche dell'ISTAT.

ISTAT (2021) - Giornata mondiale dell'acqua. Le statistiche dell'ISTAT.

Jolivet L., Faccenna C., Goffé B., Mattei M., Rossetti F., Brunet C., Storti F., Funicello R., Cadet J., D'Agostino N. & Parra T. (1998) - Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the northern Tyrrhenian Sea. Journal of Geophysical Research, 103, 12123–12160.

Király L. (1985) - FEM 301 – A Three-Dimensional Model for groundwater Flow Simulation. Technical Report 84-49. Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel.

Király L. (1994) - Groundwater flow in fractures rocks: models and reality: In 14th Mintrop Seminar uber Interpretations strategien in Expoloration und Produktion, Ruhr Universität Bochum 159.

Király, L. (2002) - Karstification and groundwater flow. In Evolution of Karst: From Prekarst to Cessation; Gabrovšek, F., Ed.; ZRC Publishing: Ljubljana, Slovenia; pp. 155–190.

Krešić N., Mikszewski A. (2013) - Hydrogeological Conceptual Site Models: Data Analysis and Visualization, CRC Press Taylor & Francis Group, 565 p.

Hantush, M. S. (1960). Modification of the theory of leaky aquifers. Journal of Geophysical Research, 65(11), 3713-3725.

Hill M. (1998) - Methods and guidelines for effective model calibration. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report: 98-4005.

Lazzarotto A. (1967) - Geologia della zona compresa fra l'alta valle del Fiume Cornia ed il torrente Pavone (prov. di Pisa e Grosseto). Mem. Soc. Geol. It., 6(2): 151-197.

Liotta D. (1991) - The Arbia Val Marecchia line (Northern Appennines) Eclogae geologicae Helvetiae, 84 (2), 413-430.

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.

Loke M.H. & Barker R.D. (1996) - Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. Geophysical Prospecting, 44, 131-152.

Loke M.H. (2008) - RES2DINV, Rapid 2-D resistivity & IP inversion using the least-square method. Software manual, Geotomeo Software, Penang, Malaysia, 151 pp.

Marrocchesi M. (1997) - Indagine geofisica di tipo geoelettrico per la ricerca di falde acquifere (Area Sovicille - Montagnola). Relazione tecnica inedita commissionata da INTESA.

Martini R., Gandin A. & ZANINETTI L. (1989) - Sedimentology, stratigraphy and micropaleontology of the triassic evaporitic sequence in the subsurface of Boccheggiano and in some outcrops of Southern Tuscany (Italy). Riv. It. Paleont. Strat., 95 (1): 3-28.

Massini F. - Tesi inedita 1 livello A.A. 2007-2008: Caratterizzazione idrodinamica di un acquifero attraverso l'interpretazione di due prove di emungimento in loc. Pian del Lago (Comune di Monteriggioni).

Matheron, G. - Spatial Variation. Springer, Berlin, 1960.

Micheluccini, M., & Alberto Moretti, eds. I marmi della Montagnola Senese. Amministrazione provinciale di Siena, 1981.

Migliorini J., Barazzuoli P., Capacci F., Rigati R. - 'Modello concettuale dell'acquifero carbonatico della Montagnola Senese (Toscana, Italy)' (2012) GIORNALE DI GEOLOGIA APPLICATA, Vol. 15, 41 – 60.

Migliorini J. (2019) - Pianificazione e gestione delle risorse idriche mediante modellazione ed il monitoraggio delle acque sotterranee: l'esempio dell'acquifero alluvionale del fiume Roia a Ventimiglia. Tesi di dottorato del XXIII ciclo – Università degli Studi di Siena.

Milne-Thomson L. M. (1933) - The Calculus Of Finite Differences, London, MacMillan.

Moore C., Doherty J. (2005) - The role of the calibration process in reducing model predictive error, Water Resources Research 41, no. 5, 14 p.

Nante N. (1988) - L'approvvigionamento idrico della città di Siena, Istituto di Igiene dell'Università di Siena. Estratto dalla "Rivista italiana d'igiene" Vol. XLVIII - N.3/4 1988.

Napoli R., Costantini E. A.C., D'Egidio G. - Using pedostratigraphic levels and a GIS to generate three-dimensional maps of the Quaternary soil cover and reconstruct the geomorphological development of the Montagnola Senese (central Italy). Elsevier, Quaternary International 156-157 (2006) pg. 167-175.

Neuman S. P. (1972). Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table. Water Resources Research, 8(4), 1031-1045.

Nocciolini G.: Tesi magistrale inedita A.A. 2016-2017: Nuove conoscenze relative alla definizione spaziale ed alla caratterizzazione idrodinamica dell'acquifero carbonatico del Luco-Montagnola Senese.

Norrie D.H. and De Vries (1973) - The Finite Element Method, Academic Press.

Oglialoro E. - Tesi inedita 1 livello A.A. 2009-2010: L'acquifero all'interno della contea di Hillsborough nello stato della Florida (USA): definizione spaziale e caratterizzazione idrodinamica.

Pascucci V., Martini I.P., Sagri M. & Sandrelli F. (2007) - Effects of transverse structural lineaments on the Neogene-Quaternary basins of Tuscany (inner Northern Apennines, Italy). In: G. NICHOLS, C. PAOLA & E.A. WILLIAMS (Eds.), Sedimentary Processes, Environments and Basins – A Tribute to Peter Friend, International Association of Sedimentologists Special Publication, vol. 38, pp. 155-183. Blackwell Publishing.

Passeri L., & G. Pialli. "L'ambiente di sedimentazione dei Calcari a Rhaetavicula contorta dell'Umbria occidentale e del Monte Cetona." Geol. Rom 12 (1973): 177-203.

Passeri, L. 1975 - L'ambiente deposizionale della formazione evaporitica nel quadro della paleogeografia del Norico Tosco-Umbro-Marchigiano. Boll. Soc. Geol. Ital.; ITAL.; 1975, Vol. 94, Num. 0001-0002, P. 231 a 268.

Picozzi M., Albarello D. - Combining genetic and linearized algorithms for a two-step joint inversion of Rayleigh wave dispersion and H/V spectral ratio curves. Geophysical Journal International, 2007 - p. 189-200.

Percopo C., Brandolin D., Canepa M., Capodaglio P., Cipriano G., Gafà R., Iervolino D., Marcaccio M., Mazzola M., Mottola A., Sesia E., Testa M. (2017): Criteri tecnici per l'analisi dello stato quantitativo e il monitoraggio dei corpi idrici sotterranei - ISPRA – Manuali e Linee Guida 157/2017.

Perrochet P. (1994) - Modelisation des écoulements souterrains. Methodes de simulation numerique. Cours de specialisation en hydrogeology, notes de cours et exercices. Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel.

Pinder G. & Gray W. (1977) - Finite element simulation in surface and subsurface hydrology. Academic Press.

Piper, Arthur (1944) - A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. Transactions, American Geophysical Union. 25 (6): 914–928.

Pranzini G. (1986) - Quantity and quality problems of some tuscan aquifers. Mem. Soc. Geol. It., 31, 267- 285.

PUBLISER (1996). Ricerca idrogeologica finalizzata alla valutazione delle risorse idriche nell'area compresa tra la Montagnola Senese-Colle di Val d'Elsa-Monteriggioni-Pian del Lago. Rapporto inedito a cura del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Siena (responsabile dello studio: Prof. P. Barazzuoli), 34 pp.

Quercini G., Barazzuoli P., Capacci F., Migliorini J. - 'Sperimentazione del metodo Sinmap per la valutazione della stabilità potenziale dei versanti' (2017) il geologo, Vol.103 de "Il Geologo" (OGT), 10 – 19.

Rau A. & Tongiorgi M. (1974) - Geologia dei Monti Pisani a Sud-Est della Valle del Guappero. Memorie della Società Geologica Italiana, 13 (3), 227-408.

Reddy J. N. (1984) - An introduction to the finite element method, Mc. Graw-Hill International Edition.

Reilly E. T., Harbaugh A. W. (2004) - Guidelines for Evaluating Ground-Water Flow Models Reston, Va. U.S. Dept. of the Interior, U.S. Geological Survey.

Rodier J. (1984) - L'analyse de l'eau. Dunod, Paris. 1365 pp.

Rossetto R., Bockelmann-E. B. (2007) – Modellazione numerica del flusso e del trasporto di soluti ai fini dell'investigazione dei processi di trasporto dell'erbicida terbutilazina nel sistema acquifero della pianura di S. Alessio (Lucca).

Russo M., Fornaciari C., Di Loreto E., Liperi L., De Blasio A., Liritano G., Pirozzi A. - Metodologie di misura e specifiche tecniche per la raccolta e l'elaborazione dei dati idrometeorologici, ISPRA Manuali e linee guida 60/2010.

Salleolini M., (2004) - Dispense del Corso di Idrogeologia Applicata dell'Università degli Studi Siena.

Schwarz H.R. and Witheman J.R. (1988) - Finite Elements Methods, Academic Press.

Soldovieri M. G. (2006) - Prospezioni geoelettriche: ottimizzazione in acquisizione e ricostruzione 3D per problematiche ambientali e archeologiche. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Napoli Federico II.

Spitz, K. and Moreno, J. (1996) - A Practical Guide to Groundwater and Solute Transport Modeling. John Wiley & Sons, Inc., New York.

Stefania, G., Rotiroti, M., Fumagalli, L., Simonetto, F., Capodaglio, P., Zanotti, C., Bonomi, T. (2017). Modeling groundwater/surface-water interactions in an Alpine valley (the Aosta Plain, NW Italy): the effect of groundwater abstraction on surface-water resources. HYDROGEOLOGY JOURNAL, 26, 147-162.

Strang G. and Fix G.J. (1973) - An analysis of the finite element method, Prentice-Hall.

Strobbia C. (2003) - Surface wave methods. Acquisition, processing and inversion PhD Thesis, Politecnico di Torino, 317.

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.

Studio di Geologia e Geofisica (S.G.G.) (1997) - Indagine geoelettrica finalizzata al reperimento di falde idriche sotterranee atte all'approvvigionamento idrico delle infrastrutture della cava di "Val di Merse". Relazione tecnica inedita commissionata dalla ditta Capezzuoli e Chiesi s.r.l.

Terziani E. - Tesi inedita master di 1 livello in Prospezioni ed Analisi per la Gestione delle Acque Sotterranee A.A. 2005-2006: Applicazioni GIS allo studio della vulnerabilità all'inquinamento dei corpi idrici sotterranei ricadenti nella parte nord-occidentale dell'acquifero del Luco.

Theis C. (1935) - "The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage." Eos, Transactions American Geophysical Union 16.2 519-524.

Thiessen A.H. (1911) - Precipitation for large areas. Monthly Weather Rev., 39, 1082-1084.

Thornthwaite C.W. (1948) - An approach toward rational classification of climate. Geographical Review, 38(1), 55-94.

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.

Tonini D. (1983) - Elementi di idrografia ed idrologia. Voll. I e II, Ed. Libreria Cortina, Padova.

Toth J. (1963) - A theorical analysis of groundwater flow in small drainage basins. Jour. Of Geoph. Research, vol. 68, n16.

Trefry M. & Muffels C. (2007) - FEFLOW: A finite-element groundwater flow and transport modeling tool. Ground Water. 45. 525-528.

Turc L. (1954) - Le bilan d'eau des sols: relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. La Houille blanche, 3 journées de l'hydraulique de la Société Hydrotechnique de France, Paris, 36-44.

USGS (2004) - Guidelines for evaluating ground-water flow models. United States Geological Survey, Openfile Report: 2004-5038.

Vannozzi P. (1993) - Variabilità climatica e trend delle risorse idriche rinnovabili nella Toscana. Tesi di laurea inedita, Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Siena, A.A. 1993-1994.

Vannuccini G. - Tesi magistrale inedita A.A. 2018-2019 - Università degli Studi di Siena: Modellazione numerica dell'acquifero della Montagnola Senese.

Voigt R. (1998) - Efficient handling of time-varying FEM model data in the 3D groundwater simulation system FeFlow, Presented the congress Graphik-gestutzte Groundwassermodellierung, Berlin, Germany.

Wang. F. & Anderson M.P. (1982) - Introduction to Groundwater Modeling. Finite Difference and Finite Element Methods. Freeman, New York, pp. 237.

Zamboni D. - Tesi inedita 1 livello A.A. 2008-2009: definizione spaziale e caratterizzazione idrodinamica dell'acquifero morenico all'interno della contea di Berrien nello stato del Michigan (USA).

Zienkiewicz O.C. (1971) - The finite element method in engineering science, McGraw-Hill.

SITOGRAFIA

https://www.eea.europa.eu/it/segnali/segnali-2018/articoli/uso-dell2019acqua-in-europa-2014

https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/indicators/use-of-freshwater-resources-3/assessment-4

https://www.sir.toscana.it/consistenza-rete

https://webgis.sir.toscana.it/mapstore/#/viewer/openlayers/4281

https://www.upgate.it/it-it/ict4water-la-trasformazione-digitale-del-settore-idrico.aspx

https://www.regione.toscana.it/-/banche-dati-sottosuolo

http://sira.arpat.toscana.it/sira/

http://www.cngeologi.it/

https://www.mikepoweredbydhi.com/products/feflow

http://www.idrogeologiaquantitativa.it/wordpress/wp-content/uploads/2010/04/Pubbl-2009-CARTEIDROGEOLOGICHE-REGIONALI-IN-ITALIA.pdf

http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg

http://hydrogeologistswithoutborders.org/wordpress/1979-italiano/capitolo-8/

https://www.isprambiente.gov.it/files2020/pubblicazioni/rapporti/le-risorse-idriche-nel-contesto-geologico-del-territorio-italiano-disponibilita-grandi-dighe-rischi-geologici-opportunita-v2.pdf

https://www.environmental-expert.com/software/aquiferwin32-pumping-test-slug-test-data-analysis-and-reporting-software-596308

RINGRAZIAMENTI

È sempre difficile esprimere in poche righe il riconoscimento per le persone che mi hanno accompagnato in questo percorso lungo quasi venti anni, dalla laurea fino ad oggi.

Tuttavia, è doveroso esprimere dei pensieri di ringraziamento verso coloro che hanno condiviso con me questo lavoro o porzioni di esso, che rappresenta il coronamento ma anche la chiusura di un percorso di oltre un decennio della mia vita caratterizzato da un profondo apprendimento, non solo a livello scientifico, ma anche personale. Per questo motivo sento la necessità di esprimere "due parole" nei confronti di chi mi ha sostenuto e aiutato donandomi i loro consigli e preziose indicazioni in questa mia dissertazione.

Voglio iniziare dalla mia collega, compagna di avventure, amica, quasi sorella Dott.ssa PhD Jenny Migliorini, con la quale ho condiviso gli anni universitari e soprattutto post-universitari fatti di tante scelte, sacrifici, discussioni ma anche di grandi soddisfazioni ed emozioni e senza la quale non avrei raggiunto tutti gli obiettivi prefissati, come questo lavoro.

Ringrazio il prof. Enrico Capezzuoli, oggi all'Università di Firenze, ma per tanti anni al Dipartimento di Scienze della Terra di Siena, per la revisione ragionata e critica della parte di inquadramento geologico e strutturale dell'area di studio che è sempre fondamentale anche dal punto di vista idrogeologico, in special modo nella complessa area della Montagnola Senese.

Vorrei ringraziare il prof. Dario Albarello e il Dott. PhD Domenico Pileggi con i quali ho condiviso problematiche, chiarimenti e delucidazioni di tipo sismico e geoelettrico che hanno meticolosamente aumentato la precisione delle informazioni sulla profondità del tetto dell'acquifero nel Piano di Rosia, insieme alla revisione geofisica delle indagini pregresse.

Alla stessa maniera ringrazio il prof. Giuseppe Protano per i suoi consigli e la sua revisione nella parte geochimica delle acque del serbatoio della Montagnola Senese indicandomi come mettere in risalto alcuni aspetti della risorsa idrica.

Vorrei ringraziare il prof. Piero Barazzuoli, tutore di questa tesi di dottorato, per la disponibilità e l'aiuto fornitomi in tutti questi anni, per la fiducia che ha riposto in me consentendomi di poter lavorare a molti studi sia di Idrogeologia che di Pianificazione Territoriale, per avermi trasmesso non solo le sue conoscenze, ma anche la passione per queste discipline che necessitano sempre di nuove ricerche ed approfondimenti, fornendomi inoltre il "tocco finale" di cui avevo bisogno per portare a compimento questo lavoro.

Ringrazio i miei genitori, mia sorella, Eleonora, Elisa e Simona che con il loro instancabile sostegno e tanta pazienza hanno atteso questo mio traguardo, senza mai smettere di credere in me e spronandomi sempre ad andare avanti soprattutto nei momenti di maggiore difficoltà.

Infine, vorrei ringraziare tutti quelli che, nel bene o nel male, per brevi o per lunghi periodi hanno fatto un pezzo di strada con me, contribuendo in modo conscio o inconscio a farmi diventare ciò che sono oggi.

Grazie a tutti!