

# Simulazione dell'impatto di un impianto geotermico in un acquifero carsico interessato da fenomeni di intrusione salina

## *Heat exchange modeling in a multilayered karst aquifer affected by seawater intrusion*

Luca Vettorello, Roberto Pedron, Andrea Sottani, Michele Chieco

**Riassunto:** A supporto del progetto di un impianto geotermico a circuito chiuso nel comune di Vernole (nella penisola Salentina, provincia di Lecce) è stato sviluppato un modello numerico di trasporto termoalino tramite il codice Feflow, con l'obiettivo principale di prevedere l'estensione del plume termico generato all'interno dell'acquifero costiero dopo un lungo periodo di scambio termico, calcolando gli andamenti della temperatura nei punti di monitoraggio durante 10 anni di simulazione.

Il sistema di geoscambio a bassa entalpia è costituito da 2 sonde geotermiche a doppia U, spinte fino alla profondità di 200 metri dal piano campagna, che intercettano una struttura idrogeologica complessa e multistratificata, comprendente calcareniti, calcari fratturati e un acquifero carsico profondo.

Il modello numerico è stato caratterizzato distribuendo differenti valori delle proprietà idrauliche, termiche e chimiche a ciascun layer, e considerando in particolare la concentrazione salina dell'acqua di falda, che aumenta con la profondità in relazione ai fenomeni di intrusione dell'acqua marina.

L'assegnazione dei parametri è stata effettuata sulla base dei dati sperimentali ottenuti durante le indagini iniziali, che includo-

no la caratterizzazione termica dei campioni di terreno e i test GRT (*Ground Response Test*), oltre alle informazioni pregresse di carattere idrogeologico e idrochimico, tra cui le misure di livello piezometrico e i campionamenti delle acque di falda.

Al termine della configurazione strutturale del modello e della parametrizzazione degli acquiferi, è stata condotta un'analisi di sensitività per la porosità efficace e la dispersività, con la finalità di determinare l'influenza di tali parametri sulla simulazione di trasporto termico; è stato quindi impostato un approccio multi-scenario, considerando in particolare l'incertezza relativa alla porosità secondaria nei sistemi carsici.

La simulazione implementata rappresenta la fase preliminare della valutazione di compatibilità ambientale dell'impianto geotermico, in attesa della necessaria calibrazione del modello sulla base del monitoraggio della temperatura delle acque sotterranee.

**Parole chiave:** modellazione del trasporto di calore, geotermia a bassa entalpia, sonde geotermiche, acquiferi costieri, carsismo.

**Keywords:** *heat transport modeling, low enthalpy geothermal energy, borehole exchanger, coastal aquifers, karst.*

**Abstract:** *A Feflow thermobaline model has been implemented in order to study borehole heat exchangers (BHEs) activity in a coastal aquifer in the South of Italy (Province of Lecce, Puglia Region). The modeled closed-loop system consists of two double u-pipe heat exchangers, installed in 200 meters deep boreholes.*

*The main purpose of numerical modeling was to forecast thermal plume extension in groundwater after a long period of heat exchange, calculating temperature trends in observation points during a 10 years transport simulation. The complex geological structure, including calcarenites, fractured limestones and a deep karst aquifer, has been translated into a multilayered model, with a depth-related parameter distribution, assigning different values of hydraulic, thermal and chemical properties to each layer. In particular saltwater concentration has been taken into account, considering the influence of seawater intrusion on the heat transport density-dependent model.*

*Parameters assignment was based on experimental datasets collected during initial field investigations, including thermal characterization of soil samples and GRTs, together with historical hydrogeological and hydrochemical measures and previous groundwater surveys. After model structure configuration and aquifers parameterization, a sensitivity analysis on porosity and heat dispersivity has been conducted, to evaluate their influence on thermal transport phenomena with a multiple scenarios approach, considering in particular the uncertainty related to secondary porosity in karst systems.*

*Feflow simulation represented the first step in environmental compatibility evaluation for the BHE plant, waiting for the necessary model calibration with groundwater temperature monitoring trends.*

Luca VETTORELLO ✉

Roberto PEDRON

Andrea SOTTANI

Sinergeo s.r.l., Contrà del Pozzetto 4 - 36100 Vicenza  
info@sinergeo.it

Michele CHIECO

Servizio Ecologia Regione Puglia

Ricevuto: 12 ottobre 2015 / Accettato: 3 novembre 2015

Publicato online: 30 novembre 2015

This is an open access article under the CC BY-NC-ND license:  
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>

© Associazione Acque Sotterranee 2015

## Introduzione

I modelli numerici di flusso e trasporto di calore in falda sono sempre più frequentemente richiesti dagli enti pubblici per il rilascio di concessioni all'utilizzo della risorsa geotermica. I modelli matematici permettono infatti di ottenere una stima preventiva degli impatti geotermici nel sottosuolo, relazionabili allo sfruttamento del calore mediante geosonde. È quindi importante sviluppare fin dalle prime fasi progettuali simulazioni modellistiche basate su scenari calibrati e quindi affidabili.

Il sito in studio è inserito nel peculiare contesto geologico ed idrogeologico della penisola Salentina (provincia di Lecce), caratterizzato da importanti fenomeni di intrusione del cuneo salino, approfonditamente studiati ai fini dell'ottimizzazione della gestione idrica regionale (Margiotta S. & Negri S. 2005; Giudici M. et al. 2012; De Filippis G. et al. 2013; Romanazzi A. & Polemio M. 2013).

Il modello implementato considera, oltre ai parametri idraulici e termici dei differenti acquiferi intercettati dalle sonde geotermiche, anche la concentrazione salina dell'acqua sotterranea, il cui valore aumenta con la profondità fino a raggiungere il valore tipico dell'acqua di mare. Sia la temperatura che la concentrazione dei soluti contribuiscono infatti a determinare la densità dell'acqua e quindi condizionano la velocità del trasporto in falda (Thorne D. et al. 2006).

La modellazione è risultata complicata dal significativo grado di carsismo degli acquiferi profondi, che ha introdotto ulteriori variabili, in particolare per quanto riguarda la porosità secondaria e la geometria dei canali di flusso preferenziali, tipiche dei sistemi carsici.

I risultati del presente studio e delle metodologie applicate intendono contribuire alla definizione di criteri metodologici, riguardanti la stima degli impatti degli impianti geotermici a bassa entalpia, ed alla individuazione dei parametri che maggiormente influenzano le simulazioni previsionali di trasporto termico

## Inquadramento dell'area di studio

Il sito in studio è ubicato nel comune di Vernole (LE), nella penisola Salentina a circa 1 km dalla linea di costa Adriatica; in figura 1 viene rappresentato l'inquadramento geografico.

Il perimetro evidenziato in figura 1 corrisponde alla pertinenza di proprietà regionale, entro cui è stato realizzato un impianto geotermico a circuito chiuso, costituito da due sonde verticali (S1 e S2), spinte fino alla profondità di 200 m dal piano campagna. Nell'area sono stati inoltre realizzati due piezometri di monitoraggio (P1 profondo e P2 superficiale) e sette "pozzi a scavo" (PS1, PS2, ..., PS7), le cui ubicazioni sono indicate in figura 2.

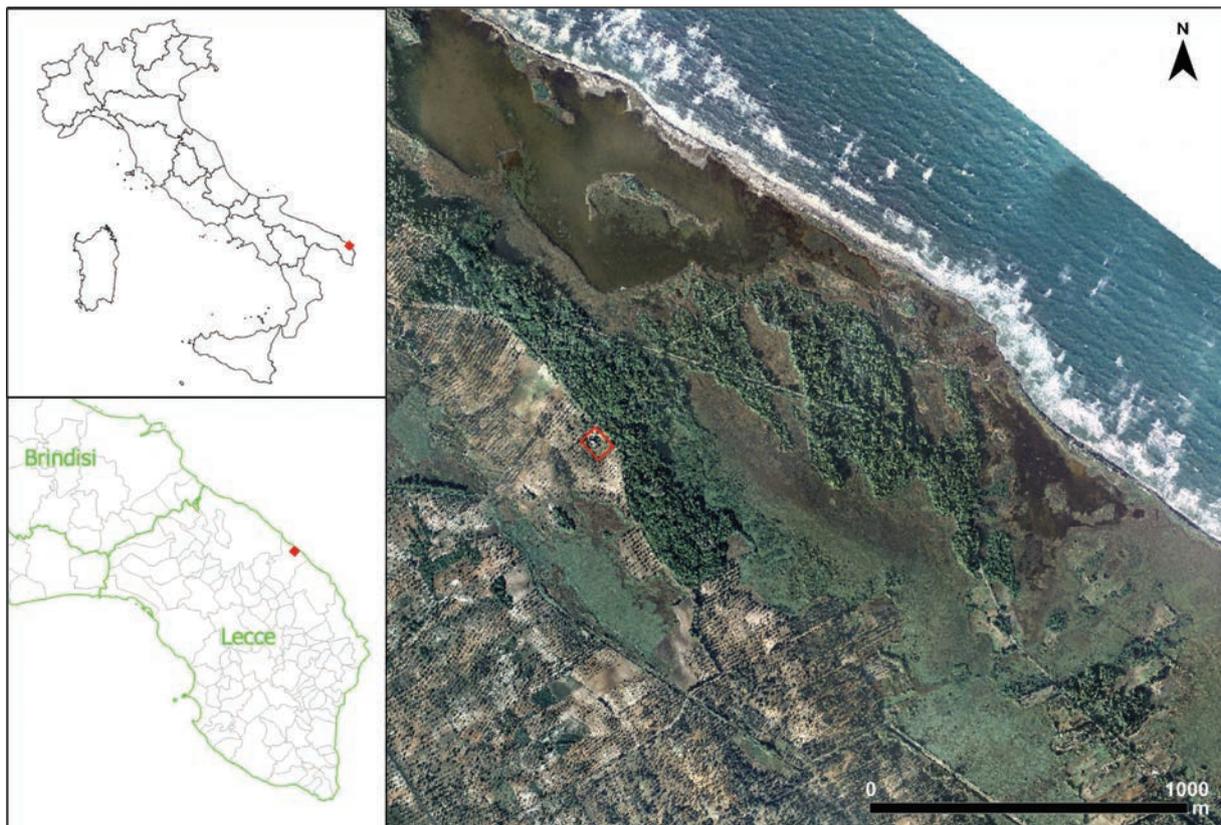


Fig. 1 - Inquadramento geografico del sito in studio (fonte: SIT Regione Puglia).

*Fig. 1 - Geographical setting of the investigated area (reference: TIS Regione Puglia).*



Fig. 2 - Ubicazione delle geosonde, dei piezometri e di altri pozzi presenti nell'area di studio.

Fig. 2 - Location of borehole heat exchangers, monitoring wells and other wells in the investigated area.

Il contesto geologico di riferimento è costituito da un sistema multistrato di calcareniti e calcari a grana fine, interessato da fenomeni significativi di carsismo e fratturazione in profondità. Si ritrovano inoltre alcuni intervalli litostratigrafici composti da materiale coesivo e scarsamente permeabile, come sabbie fini frammiste a limi argillosi e argilliti, che fungono da orizzonti di separazione tra le diverse idrostrutture sotterranee. La stratigrafia di dettaglio è stata determinata sulla base della perforazione a carotaggio continuo del piezometro profondo (P1), che descrive una successione litologica in accordo con le informazioni a più larga scala ritrovate in letteratura (Fig. 3).

I tre differenti acquiferi rinvenuti presentano differenti caratteristiche idrauliche e idrochimiche, in funzione della granulometria prevalente dei materiali e dell'influenza del cuneo salino, in equilibrio dinamico con le falde locali. A seguire si accenna ad alcune peculiarità dei tre corpi idrici in discussione:

1. falda superficiale a carattere freatico, caratterizzata da buona permeabilità ( $K = 1 \text{ E-}04 \text{ m/s}$ ) e scarso contenuto salino ( $0.5 - 6.5 \text{ g/L}$ );
2. falda intermedia confinata / semiconfinata, anch'essa permeabile ( $K = 1 \text{ E-}04 \text{ m/s}$ ) e con concentrazione salina in aumento con la profondità (da  $0.6 - 9 \text{ g/L}$  intorno a  $27.5 - 39 \text{ m}$  da piano campagna fino a  $23.5 - 33.85 \text{ g/L}$  tra  $39$  e  $183 \text{ m}$  da piano campagna);

3. falda carsica profonda, un acquifero confinato con elevata conducibilità idraulica ( $K = 6 \text{ E-}03 \text{ m/s}$ ) e alto contenuto salino ( $32 - 34 \text{ g/L}$ , valore pari a quello dell'acqua marina).

Per quanto riguarda i carichi idraulici, in occasione dei rilievi del novembre 2014 la falda superficiale presenta un livello freatico compreso tra  $0.65$  e  $0.95 \text{ m slm}$  in corrispondenza dei piezometri e dei pozzi a scavo realizzati in sito (misure elencate in tabella 1). Livelli piezometrici simili sono stati misurati per la falda intermedia ( $S2 = 0.99 \text{ m slm}$ ) e per l'acquifero carsico profondo ( $P1 = 0.8 \text{ m slm}$ ).

Il campo di flusso locale presenta una direttrice di scorrimento principale allineata lungo l'asse Sud Ovest – Nord Est e risulta orientata verso il Mare Adriatico. In figura 4 si riportano le linee isofreatiche riferite al sistema superficiale ottenute sulla base dei rilievi di campo del febbraio 2011.

Il gradiente idraulico della falda superficiale risulta essere compreso tra  $0.1$  e  $0.6\%$ . Per quanto concerne invece l'acquifero profondo, si ritrovano informazioni di origine bibliografica (Chieco M. & Mercurio A. 2014) che confermano la medesima direzione di deflusso delle acque sotterranee se pur con gradienti idraulici inferiori ( $0.01 - 0.25\%$ ).

Tab. 1 - Rilievi piezometrici (campagna del 20 novembre 2014).

Tab. 1 - Hydraulic head measurements (20<sup>th</sup> of november 2014).

ID	Tipo	Quota di falda (m slm)	Falda monitorata
PS1	Pozzo a scavo	0.91	Superficiale
PS2	Pozzo a scavo	0.95	Superficiale
PS3	Pozzo a scavo	0.65	Superficiale
PS4	Pozzo a scavo	0.85	Superficiale
PS5	Pozzo a scavo	0.86	Superficiale
PS6	Pozzo a scavo	0.83	Superficiale
PS7	Pozzo a scavo	0.84	Superficiale
S1	Sonda Geotermica	0.8	-
S2	Sonda Geotermica	0.99	Intermedia
P1	Piezometro	0.8	Carsica
P2	Piezometro	0.9	Superficiale

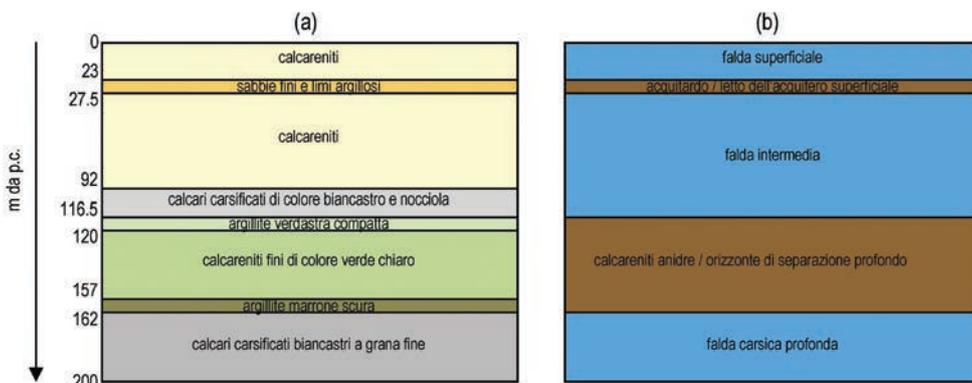


Fig. 3 - (a) Successione stratigrafica e (b) schema idrogeologico.

Fig. 3 - Site specific lithostratigraphic (a) and hydrogeological (b) schematization.

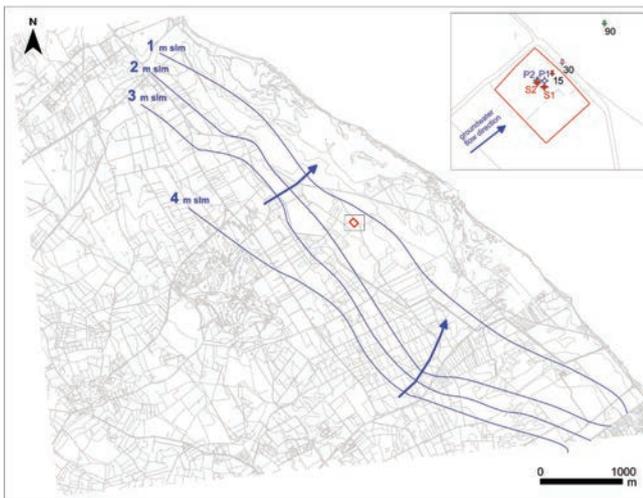


Fig. 4 - Linee isofreatiche dell'acquifero superficiale (rilievi del febbraio 2011) e ubicazione dei punti di monitoraggio utilizzati nel modello.

Fig. 4 - *Superficial aquifer isofreatic lines (february 2011 measurements) and location of observation points used in the model.*

La determinazione dei parametri termici del sottosuolo è stata desunta da campioni di terreno, prelevati lungo la verticale di perforazione del piezometro P1: essa permette di identificare i valori di conducibilità e capacità termica delle litologie rilevate durante le indagini geognostiche. I risultati analitici ottenuti sono stati confermati dai valori ritrovati nella letteratura specifica per materiali simili (Dickinson J.S. et al. 1981; Farouki O.T. 1981; Parr A. D. et al. 1983; Witte et al. 2002). È quindi possibile caratterizzare gli strati definiti nel modello concettuale del sito anche dal punto di vista termico, come schematizzato in tabella 2.

Tab. 2 - Parametri termici del sottosuolo.

Tab. 2 - *Soil thermal parameters.*

Profondità campione (m da p.c.)	Litologia	Conducibilità termica (W/mK)	Capacità termica (MJ/m <sup>3</sup> K)
-14	Calcarenite tufacea giallastra	0.7344	1.4715
-33	Calcarenite tufacea biancastra	0.7451	1.7075
-63	Calcere organogeno	1.8898	1.7314
-136	Calcarenite con sostanza organica	1.0703	1.6674
-157	Calcarenite limosa con sostanze organiche e fossili	1.1034	1.6905
-163	Calcere micritico con macrofossili	1.9771	1.6774

## Materiali e metodi

Il modello concettuale è stato tradotto in modello numerico, utilizzando il codice agli elementi finiti Feflow 6.2. Per il caso in specie è stata definita una maglia composta da 3900 nodi, per un'estensione totale di circa 2.5 km<sup>2</sup>. In corrispondenza delle sonde geotermiche S1 e S2 è stato impostato un infittimento della griglia, fino a raggiungere una interdistanza nodale di circa 1 m.

Relativamente allo sviluppo verticale, il modello è stato suddiviso in 23 strati (*layers*) dello spessore massimo di 10 metri; la quota assoluta del piano campagna corrisponde a circa 3 m slm, mentre la superficie più profonda (*bottom*) si trova a 200 metri di profondità dal piano campagna. Tale suddivisione tiene conto sia della successione litostratigrafica definita nel modello concettuale, che della necessità di ottenere un'opportuna discretizzazione della griglia lungo la verticale, in ordine ad esigenze di convergenza dei calcoli.

Come evidenziato in figura 5, sono state impostate ai limiti di monte e di valle idrogeologico delle condizioni al contorno del primo tipo (*Dirichlet boundary conditions*), in cui viene assegnato un carico idraulico fisso ai nodi ubicati lungo il perimetro della maglia. Nel caso specifico, il limite di monte corrisponde alla linea isofreatica dei 3 m slm, ricavata dalla freatimetria sperimentale del febbraio 2011 (Fig. 4) mentre il limite di valle coincide con la linea di costa (0 m slm). Tali condizioni sono state assegnate a tutti i *layers* considerati, impostando tuttavia differenti carichi idraulici per l'acquifero superficiale e per la falda carsica profonda, in modo da simulare il differente gradiente idraulico dei due corpi idrici sotterranei. Sempre in figura 5 viene rappresentato l'infittimento della griglia (*refinement*) impostato nell'area di interesse, dove è necessario raggiungere un più elevato grado di dettaglio delle successive simulazioni di trasporto.

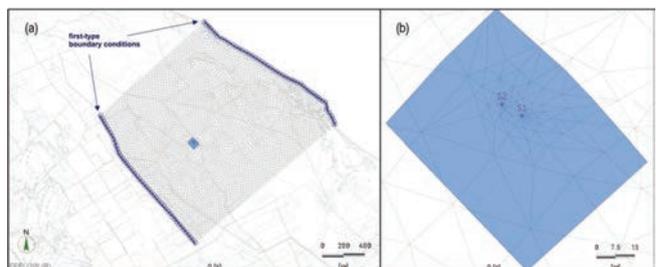


Fig. 5 - (a) Dimensioni dell'area modellizzata e condizioni al contorno del 1° tipo; (b) refinement della mesh in prossimità delle sonde geotermiche S1 e S2.

Fig. 5 - *Modeled area extension and first-type boundary conditions; (b) mesh refinement near S1 and S2 borehole heat exchangers.*

Il dominio di modellazione è stato caratterizzato con le impostazioni parametriche necessarie per modellizzare l'impatto termico, sfruttando la simulazione accoppiata flusso - temperatura e quindi il modello di trasporto "densità dipendente". L'assegnazione dei vari parametri è stata effettuata sulla base di informazioni di carattere sperimentale ed a partire da no-

zioni bibliografiche, che possono essere così riassunte:

- **conducibilità idraulica (m/s):** distribuita nel modello come rappresentato in figura 6, varia da 1 E-08 m/s per i livelli impermeabili a 6 E-03 m/s per l'acquifero profondo; per quanto riguarda le componenti trasversali ( $K_y$ ) e verticali ( $K_z$ ) della permeabilità, sono state seguite le seguenti impostazioni:  $K_y = K_x$  e  $K_z = 0.1 K_x$ ;

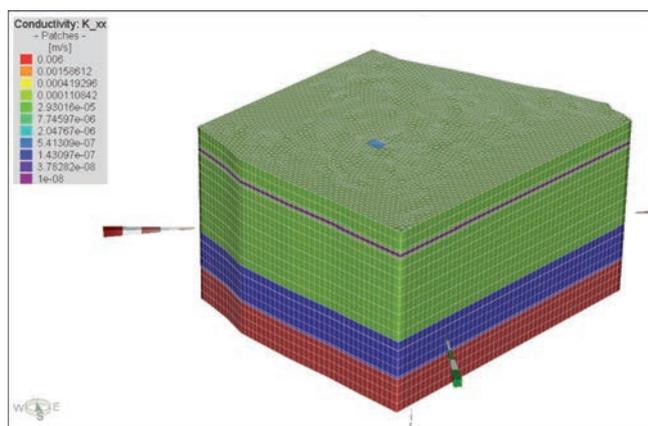


Fig. 6 - Distribuzione della conducibilità idraulica (m/s) nel modello.

Fig. 6 - Hydraulic conductivity distribution (m/s) in the model.

- **porosità efficace:** tale parametro risulta di difficile determinazione sperimentale; inoltre per il caso specifico ipotizzare una distribuzione spaziale della porosità sarebbe risultato impossibile, data la notevole variabilità dei materiali intercettati in fase di perforazione e la presenza di fratturazioni nel sistema carsico profondo, che introducono la variabile della porosità secondaria. È infatti ampiamente noto che tali canali preferenziali, che si formano in corrispondenza delle fratture, influenzano significativamente i fenomeni di migrazione di soluti e di calore in falda. Per questo parametro sono stati quindi realizzati diversi scenari di simulazione, assegnando valori crescenti di porosità compresi nel range da 0.1 a 0.5;
- **gradiente idraulico:** per l'acquifero superficiale è stato imposto un carico idraulico a monte pari a 3 m slm ed a valle eguale a 0 m slm (linea di costa), ottenendo un gradiente idraulico a circa lo 0.2%; con la profondità il gradiente idraulico è stato progressivamente ridotto, arrivando ad imporre un valore dello 0.06% per l'acquifero carsico profondo; tali valori rientrano nei ranges ritrovati in bibliografia per i corpi idrici sotterranei modellizzati;
- **concentrazione salina (g/L):** è stata definita la concentrazione salina media per ogni *layer* di modellazione, in modo da poter considerare nei calcoli l'influenza di quest'ultima sulla densità del fluido; è stato pertanto imposto un progressivo aumento di concentrazione lungo la verticale, includendo nel modello diversi livelli di densità; sono stati assegnati valori medi per ogni unità litostratigrafica, a partire da 0.5 g/L per l'acquifero superficiale, fino a 33 g/L per gli orizzonti più profondi, valore pari a quello dell'acqua marina (33-35 g/L); presso i limiti di monte e di valle idrogeologico sono state assegnate le relative *boundary conditions* del 1° tipo, in modo da mantenere stabile l'apporto di concentrazione salina nei vari strati del modello durante la simulazione di trasporto;
- **temperatura (°C):** la distribuzione iniziale del parametro determina la condizione di partenza della simulazione di trasporto del calore: nel caso specifico si sono utilizzati i dati relativi ad log verticale di temperatura, effettuato presso la sonda geotermica S1, che in condizioni indisturbate, ha fatto registrare un valore pressoché costante con la profondità, pari a circa 19.5°C; il dato trova conferma nella letteratura (Margiotta S. & Negri S. 2005) e può essere considerato quindi come rappresentativo del sistema modellizzato; il medesimo valore è stato impostato anche per le condizioni al contorno del 1° tipo di monte e di valle, al fine di considerare nel modello la stabilità del parametro nell'acqua in ingresso e uscita dalla *mesh*;
- **conducibilità termica (W/mK):** il parametro che definisce la proprietà di condurre calore attraverso la fase solida è chiaramente di fondamentale importanza per gli scopi prefissati; grazie alle analisi effettuate sui campioni di terreno, è stato possibile individuare i valori sperimentali di conducibilità termica del sottosuolo, differenziati sulla base della componente litologica di riferimento; i dati assegnati variano da circa 0.74 W/mK per le calcareniti, che alloggiavano le circolazioni superficiale e intermedia, fino a 1.98 W/mK per i calcari.
- **capacità termica volumetrica (MJ/m³K):** il parametro descrive l'attitudine di un materiale ad accumulare energia termica all'interno di un'unità volumetrica a seguito di una variazione unitaria di temperatura; nel caso di specie si è potuto fare riferimento alle determinazioni di laboratorio, effettuate sui campioni di terreno del sondaggio P1; la proprietà assegnata varia da circa 1.5 MJ/m³K per gli strati superficiali (calcareniti), fino a circa 1.7 MJ/m³K per i calcari profondi;
- **dispersività termica (m):** è la proprietà del mezzo poroso che definisce la componente del trasporto di calore legata ai fenomeni dispersivi; si tratta di una caratteristica di difficile determinazione sperimentale, legata soprattutto all'anisotropia strutturale dell'acquifero, sia a livello microscopico (caratteristiche composizionali dei materiali) che macroscopico (eterogeneità a più larga scala nella conformazione del sottosuolo); nella pratica modellistica vengono assunti valori di origine bibliografica, compresi tra 0.5 e 10 m per la dispersività longitudinale (Sethi R. & Di Molletta A. 2007; Casasso A. & Sethi R. 2012), procedendo a successive calibrazioni; nel caso in specie è stata effettuata un'analisi di sensitività del parametro, definendo scenari prudenziali di simulazione; per quanto concerne le componenti trasversali e verticali della dispersività si è adottato  $a_y = a_z = 0.1 a_x$  (componente trasversale = componente verticale = 1/10 della componente longitudinale).

L'impianto di geoscambio a circuito chiuso di Vernole è costituito da 2 sonde geotermiche a doppia U, con le seguenti caratteristiche:

- diametro totale foro = 160 mm,
- diametro tubi HDPE = 40 mm,
- spessore tubi HDPE = 3.7 mm,
- tubo da 2" piezometrico in PVC inserito tra i tubi, che assolve anche alla funzione di distanziatore.

Le informazioni, di carattere geometrico e costruttivo, sono state inserite nell'apposito modulo di simulazione di Feflow (BHE: *Borehole Heat Exchanger*), condizione al contorno specificatamente configurata per simulare una sonda geotermica a circuito chiuso. Il codice di calcolo permette l'inserimento della sonda all'interno del modello fino al dettaglio dei diametri e dello spessore delle tubazioni. Vengono inoltre definite le caratteristiche termiche dei materiali impiegati per la costruzione delle sonde a circuito chiuso, come ad esempio la conducibilità e la capacità termica dei sigillanti usati per le cementazioni, oltre alla viscosità del fluido termovettore dell'impianto. Per il caso specifico sono stati utilizzati valori di default, caratteristici dei materiali di buona qualità più comunemente utilizzati. Le sonde geotermiche simulate sono profonde 200 metri e pertanto attraversano l'intera profondità del modello (Fig. 7).

Oltre a quanto discusso, sono stati definiti altri parametri in ingresso, riferiti alla gestione impiantistica del sistema, quali la temperatura del fluido veicolato alle sonde dalla pompa di calore (*inlet temperature*) e la portata idraulica di funzionamento dell'impianto (*flow rate*). In alternativa alla temperatura di ingresso è possibile specificare un valore di delta termico o un coefficiente energetico del fluido trasmesso alla sonda.

## Discussione dei risultati

Per favorire l'interpretazione dei fenomeni di trasporto è risultato inizialmente conveniente effettuare un'analisi di sensitività, riguardante i parametri porosità efficace e dispersività termica. Considerata l'importanza di tali parametri nelle stime, lo studio di sensitività ha permesso di individuare il loro peso sulle scelte modellistiche. A seguire si illustrano le diverse simulazioni eseguite con altrettanti set parametrici:

1. Trasporto termico con differenti scenari di porosità:
  - a.  $n_e = 0.1$
  - b.  $n_e = 0.25$
  - c.  $n_e = 0.5$
2. Trasporto termico con differenti scenari di dispersività:
  - c.  $a_x = 1$  m
  - d.  $a_x = 5$  m
  - e.  $a_x = 10$  m

Le modellazioni preliminari sono state effettuate ipotizzando il funzionamento in continuo delle sonde S1 e S2 con temperatura di ingresso al sistema pari a 50°C per 4 mesi di attività dell'impianto in raffreddamento (periodo estivo). I risultati dell'impatto termico calcolato sono stati valutati in corrispondenza dei piezometri P1 e P2, rispettivamente intercettanti la falda profonda e l'acquifero superficiale (Fig. 8).

Per quanto riguarda la porosità efficace, nella risposta modellistica con il range utilizzato per l'analisi di sensitività ( $0.1 < n_e < 0.5$ ) si notano differenze massime di circa 1°C per la falda superficiale e di 0.2°C per il sistema profondo; con il valore inferiore del parametro si registrano maggiori innalzamenti di temperatura nei 2 punti di controllo P1 e P2, mentre con porosità elevata si assiste ad un riscaldamento ridotto.

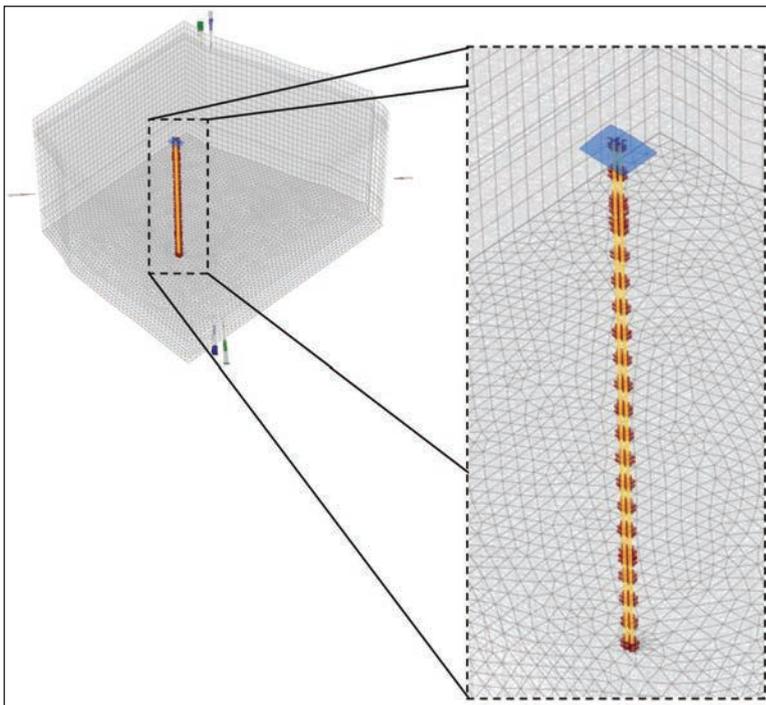


Fig. 7 - Simulazione delle sonde geotermiche all'interno del modello.

Fig. 7 - Borehole heat exchangers assignment in the model.

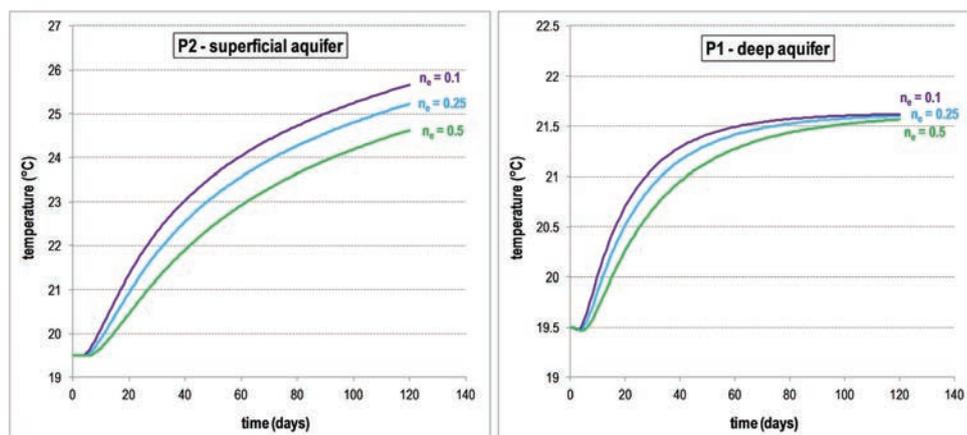


Fig. 8 - Analisi di sensitività del parametro porosità efficace ( $n_e$ ).

Fig. 8 - Sensitivity analysis of effective porosity ( $n_e$ ).

Ciò dipende dall'influenza del parametro sulla velocità reale della falda, che si traduce nell'effettiva velocità di trasporto di calore e soluti in fase fluida. La porosità, inoltre, regola direttamente le dinamiche di scambio termico con la matrice solida e gli equilibri di temperatura tra suolo ed acqua. La differente reazione della falda superficiale (P2) e dell'acquifero profondo (P1) dipende essenzialmente dall'entità del riscaldamento nei due sistemi; la maggior parte del rilascio di calore da parte della sonda geotermica avviene infatti negli strati più superficiali e di conseguenza la temperatura del fluido termovettore diminuisce con la profondità. Per lo stesso motivo si osserva che, nel caso dell'acquifero profondo, in 120 giorni di simulazione si raggiunge l'equilibrio termico, prossimo a 21.5°C, indipendentemente dal valore della porosità, mentre per quanto riguarda la falda superficiale non si arriva all'omeostasi termica nel periodo modellizzato (un maggiore impatto si traduce in un maggiore tempo di stabilizzazione).

In figura 9 si riportano i risultati omologhi inerenti lo studio sulla dispersività.

Impostando diversi valori di dispersività (1, 5 e 10 m) si registrano variazioni inferiori al grado centigrado per l'acquifero superficiale e di circa 1.5°C per la falda profonda. Il grafico riferito al piezometro P1 presenta particolarità non rilevate entro l'altro punto di controllo. Ciò dipende dalla posizione dei due piezometri rispetto alle sonde S1 e S2 e alla

direzione principale di scorrimento delle acque sotterranee (Fig. 4). Infatti la dispersività regola in primis la morfologia del plume trasportato lungo le linee di flusso della falda: con valori elevati del parametro, la componente longitudinale del plume diviene preponderante e quest'ultimo assume una forma stretta e allungata. Ne consegue che in questo contesto il piezometro P1 risulta completamente fuori asse rispetto al plume termico. Inoltre, risultando più distante di P2 dalle sonde, nel caso in cui l'anomalia termica assuma una forma più lineare (dispersività elevata), il piezometro profondo verrà interessato in forma minore dall'aumento di temperatura indotto dall'impianto di geoscambio. In generale si osserva che con valori di dispersività elevati, il calore viene maggiormente trasportato attraverso nel sottosuolo e altrettanto significativamente dissipato. Al contrario se si impostano bassi valori di dispersività si ottengono minori innalzamenti di temperatura ai piezometri di controllo e l'interferenza termica generata dal geoscambio tende a rimanere confinata in prossimità dei punti di rilascio (S1 e S2 nel caso specifico); in questo caso i processi di attenuazione legati alla dispersione in acquifero avvengono con una minore intensità. Al termine dello studio preliminare sui parametri si è scelto di utilizzare per la simulazione definitiva una porosità efficace pari a 0.25 e una dispersività longitudinale di 5 m.

È stato quindi implementato lo scenario finale di progett-

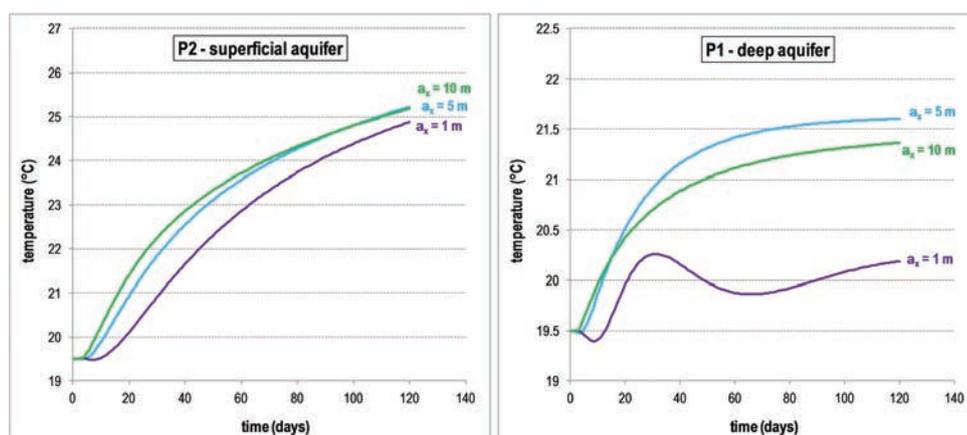


Fig. 9 - Analisi di sensitività del parametro dispersività ( $a_x$ ).

Fig. 9 - Sensitivity analysis of dispersivity ( $a_x$ ).

to, simulando 10 anni complessivi di attività dell'impianto geotermico e considerando 4 periodi stagionali per anno, con diverse caratteristiche di durata, ore di attività giornaliera e temperatura inviata alle sonde, come riassunto in tabella 3.

Sia per quanto riguarda le ore di funzionamento dell'impianto che per la temperatura di ingresso alle sonde, i valori utilizzati rappresentano condizioni di cautela; infatti, all'interno dei ranges previsti dal progetto (in estate = 30 - 50°C, in inverno = 4 - 17°C), sono state prese a riferimento le ore massime di attività e la temperatura massima estiva e minima invernale. L'obiettivo principale della modellazione rimane quello di valutare, sulla base dei dati disponibili per il sito in studio ed in ottica a favore della sicurezza ambientale, la compatibilità dell'impianto geotermico a circuito chiuso entro il contesto idrogeologico locale. I risultati dell'analisi modellistica vengono quindi rappresentati:

1. mediante le curve che descrivono gli andamenti della temperatura di falda, calcolate dal modello nei punti di osservazione durante i 10 anni di simulazione (Fig. 10);
2. attraverso la mappatura della distribuzione delle isoterme entro il volume modellizzato, per definire l'estensione e la morfologia del plume di temperatura generato dal funzionamento del sistema (Fig. 11).

I punti di monitoraggio (Fig. 4) sono stati impostati in corrispondenza delle sonde geotermiche S1 e S2, dei piezometri P1 (*layer* profondo) e P2 (*layer* superficiale) e di alcuni piezometri fittizi, appositamente inseriti all'interno del modello con la finalità di verificare gli andamenti termici alle distanze di 15, 30 e 90 metri dal sito e su differenti *layers*, rappresentativi delle circolazioni idrogeologiche locali.

I risultati vengono restituiti in forma grafica tramite le curve di temperatura, calcolate presso i punti di osservazione durante la simulazione (Fig. 10).

Il primo grafico illustra gli andamenti termici calcolati in corrispondenza dei piezometri P1 (filtrato sulla falda profonda) e P2 (intercettante l'acquifero superficiale); si nota che le oscillazioni di temperatura per l'acquifero superficiale sono ricomprese tra 19 e 21.5°C, mentre per l'acquifero profondo il sistema oscilla tra 19.3 e 19.9°C. I due intervalli di variabilità sono differenti perché lo scambio termico avviene con maggiore intensità in seno agli strati più superficiali del sottosuolo: in conseguenza a ciò il fluido termovettore che arriva in profondità è caratterizzato da un delta termico inferiore. Inoltre P2 è notevolmente più vicino alla sonda S2 rispetto all'altro piezometro; esso pertanto subisce maggiormente l'in-

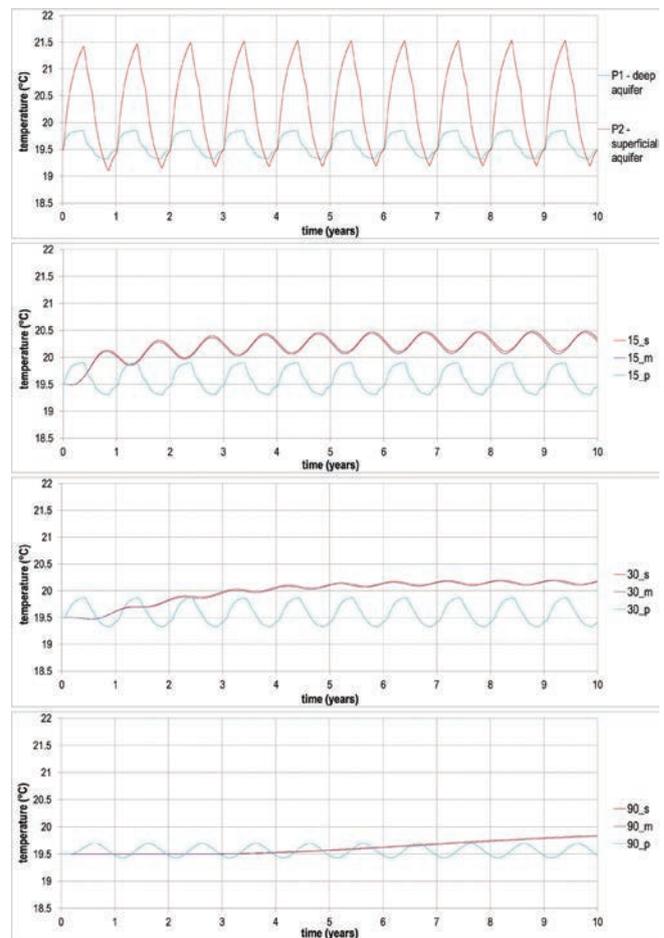


Fig. 10 - Andamenti termici calcolati dal modello ai punti di osservazione.

Fig. 10 - Calculated thermal trends in observation points.

fluenza diretta delle variazioni di temperatura che avvengono all'interno delle sonde geotermiche. Altra differenza riguarda i parametri assegnati ai *layers* che rappresentano i corpi idrici sotterranei: l'acquifero profondo infatti è costituito da calcari con conducibilità idraulica e termica maggiori rispetto agli orizzonti più superficiali, cui si deve associare una più efficace ed immediata attenuazione dei picchi di temperatura. Le curve di temperatura registrate nel sistema superficiale (in rosso) e quelle della falda profonda (in azzurro) evidenziano, in ogni caso, andamenti del tutto coerenti tra loro. Nei piezometri fittizi posti alla distanza di 15, 30 e 90 metri dalle sonde geotermiche è stata calcolata la temperatura anche presso l'ac-

Tab. 3 - Caratteristiche della simulazione finale.

Tab. 3 - Final simulation features.

Ciclo di funzionamento	Durata (giorni)	Ore giornaliere di attività	Temperatura di ingresso alle sonde (°C)	Delta termico rispetto al valore naturale (°C)
Estivo	138	8	50	+30.5
Pausa autunnale	58	-	-	-
Invernale	110	10	4	-15.5
Pausa primaverile	59	-	-	-

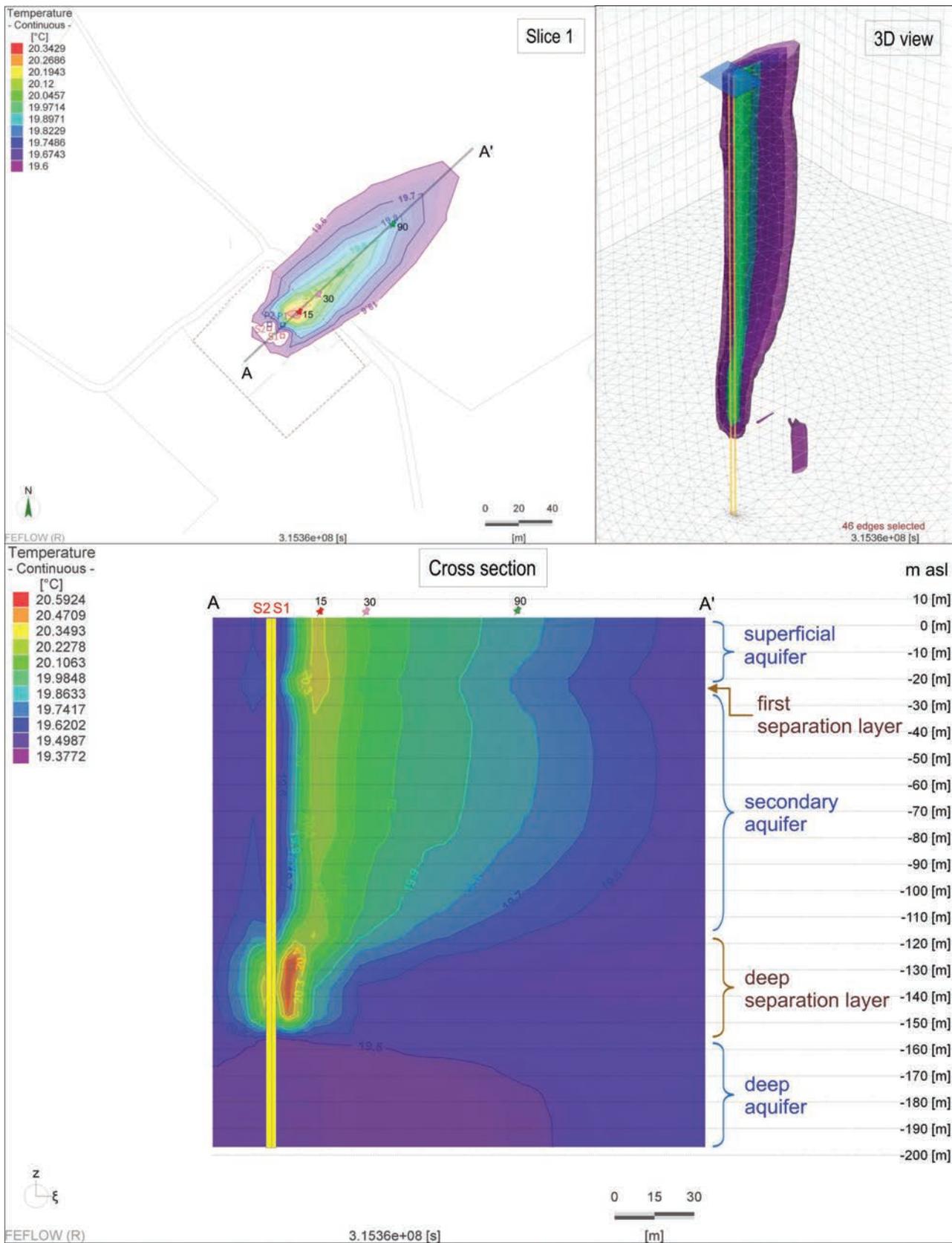


Fig. 11 - Plume termico dopo 10 anni di simulazione.

Fig. 11 - Thermal plume after 10 years of simulation.

quifero intermedio (curve 15m, 30m e 90m, colore viola). I parametri idraulici e termici di questa falda sono molto simili a quelli dello strato superficiale e ciò si traduce in una stretta somiglianza delle curve di monitoraggio. Nel sistema superficiale l'impatto termico a 15 metri di distanza dal sito si stabilizza ad una temperatura variabile tra 20 e 20.5°C, quindi superiore di circa 1°C rispetto alla temperatura naturale di falda. Alla medesima distanza, nella falda profonda si osserva un'oscillazione compresa tra 19.3 e 19.9°C. La tendenza generale al riscaldamento dell'intero sistema modellizzato è dovuta alle caratteristiche del ciclo di utilizzo e quindi dell'attività simulata dell'impianto geotermico (raffrescamento estivo prevalente). L'impatto risulta pertanto nettamente sbilanciato, in termini di delta termico, verso i valori di utilizzo estivo. A 30 metri di distanza le curve sinusoidali denotano una riduzione dell'ampiezza di oscillazione, infatti in questa posizione il plume di calore risulta già notevolmente attenuato. La temperatura della falda superficiale arriva alla condizione asintotica o di stabilizzazione in corrispondenza del valore di 20.2°C, facendo rilevare un riscaldamento di 0.7°C rispetto al valore iniziale. Nella falda profonda invece si osserva un bilanciamento più efficace tra temperatura estiva e invernale, con valore medio (19.6°C) leggermente superiore alla temperatura naturale. Il punto di osservazione a 90 m di distanza fa registrare la condizione termica meno alterata dal funzionamento dell'impianto; la curva 90\_s arriva ad un valore di circa 19.8°C al termine dei 10 anni di simulazione, mentre la curva 90\_p manifesta un'oscillazione sinusoidale molto smorzata tra 19.4 e 19.7°C. I tempi di ritardo dell'arrivo del plume termico nei punti di monitoraggio sono particolarmente evidenti per i sistemi più superficiali (falda superficiale e intermedia); a 15 metri di distanza si osservano i primi effetti dopo circa 4 mesi di simulazione, a 30 metri dopo 8 mesi e a 90 metri dopo circa 3 anni e mezzo. Invece la maggiore conducibilità idraulica e termica dell'acquifero profondo induce una risposta molto più rapida; infatti i tempi di ritardo in questo caso risultano inferiori ai 3 mesi per tutti i punti di monitoraggio termico (15\_p, 30\_p e 90\_p).

In figura 12 si riporta l'andamento della temperatura calcolata nel corso del primo anno di simulazione nelle immediate vicinanze della sonda geotermica S2, in corrispondenza della falda superficiale (S2\_s), intermedia (S2\_m) e profonda (S2\_p).

Sono evidenti le attivazioni e gli spegnimenti giornalieri dell'impianto nei periodi di esercizio e le curve di attenuazione riferibili alle interruzioni del funzionamento. Nel sottosuolo circostante alla sonda geotermica l'attenuazione termica è marcata: infatti si osservano dei massimi di circa 30°C in estate e dei minimi pari a 15°C in inverno. Le medesime considerazioni effettuate in precedenza valgono anche in questo caso, infatti si registrano maggiori delta termici negli strati superficiali (S2\_s e S2\_m) e oscillazioni inferiori per l'acquifero profondo (S2\_p); notevoli anche le differenze riguardo la velocità di stabilizzazione della temperatura nei periodi di inattività dell'impianto geotermico.

Il quadro modellistico si completa con l'analisi dell'estensione e della morfologia del plume termico dopo 10 anni di

simulazione, come rappresentato in figura 11.

Le considerazioni finali possono essere sintetizzate come segue:

- l'area delimitata dalla linea isoterma di minimo impatto, che nel caso specifico corrisponde alla temperatura di 19.6°C, ovvero 0.1°C di differenza rispetto al valore naturale, definisce l'estensione del plume termico, che arriva fino ad un massimo di circa 150 metri di distanza dalle sonde S1 e S2 nell'acquifero superficiale;
- negli strati più profondi l'estensione dell'anomalia termica si riduce notevolmente, fino ad interessare solamente il sottosuolo immediatamente circostante alle due sonde geotermiche, in funzione delle proprietà idrauliche e termiche delle litologie sottostanti;
- in corrispondenza dell'acquifero carsico profondo, si osserva una netta differenza in termini di trasporto e dissipazione del calore in falda; infatti il plume termico raggiunge distanze maggiori in questo orizzonte particolarmente conduttivo, però nel contempo subisce una significativa attenuazione della temperatura: dopo 10 anni di simulazione, nel *layer* corrispondente alla falda profonda si trova un valore massimo di 19.6°C a 200 m di distanza da S1 e S2;
- l'impatto termico nell'acquifero profondo viene rapidamente attenuato, tanto che, dopo la pausa primaverile del decimo anno di attività dell'impianto, il plume termico risulta quasi totalmente dissipato; nei *layers* più superficiali, al contrario, l'anomalia termica permane in prossimità dei punti di scambio termico e viene attenuata più lentamente;
- nel complesso l'impatto termico generato dall'impianto di geoscambio, simulato in condizioni maggiormente cautelative rispetto ai valori di progetto, non induce modifiche sostanziali della temperatura naturale della falda (massimo 1.5 – 2°C di delta termico presso il piezometro P2) e non raggiunge dimensioni particolarmente estese (impatto di 0.1°C a 150 m per la falda superficiale e 200 m per l'acquifero profondo).

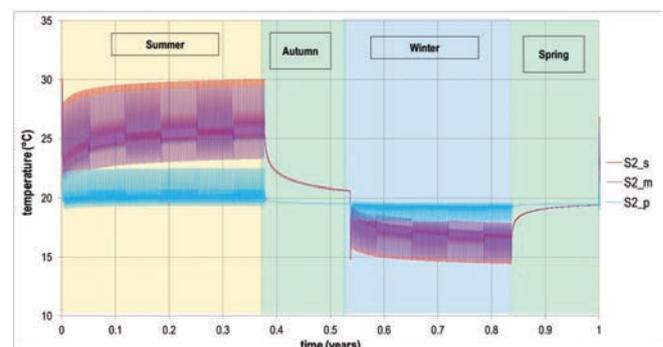


Fig. 12 - Ciclo annuale di funzionamento dell'impianto all'interno della simulazione, monitorato nelle immediate vicinanze della sonda S2.

Fig. 12 - Annual activity cycle of the plant within the simulation, monitored near S2 borehole.

## Conclusioni

I risultati ottenuti evidenziano l'importanza dello strumento modellistico per la valutazione degli effetti indotti nel sottosuolo dai sistemi di geoscambio a bassa entalpia in contesti geologici complessi. In aggiunta essi dimostrano l'utilità della simulazione numerica fin dalle fasi progettuali di un impianto, anche in ordine alla programmazione ottimale del successivo monitoraggio delle acque sotterranee, talora posto come collaudo della sostenibilità degli impianti.

La simulazione preliminare, impostata con il massimo grado di cautela, delinea una interferenza di modesta entità all'interno del sistema naturale: l'estensione del plume di calore si estende fino ad un massimo di 150 metri nell'acquifero superficiale e giunge a 200 metri nella falda carsica profonda.

Il maggiore innalzamento di temperatura viene registrato presso i punti di controllo vicini alla sorgente (sonde verticali), con valore massimo di 21.5°C per la falda superficiale (+2°C di impatto) e 19.9°C per l'acquifero profondo (+0.4°C di impatto); si osserva inoltre una tendenza generale al riscaldamento, dovuta al maggiore delta termico utilizzato durante il periodo estivo.

Lo studio ha fornito indicazioni circa la sensitività di parametri come la porosità efficace e la dispersività, considerando diversi scenari ed a partire da differenti ranges di variabilità dei valori di ingresso; nel caso specifico non è stata osservata un'influenza significativa dei parametri nei confronti della simulazione di trasporto termico.

La conducibilità idraulica si conferma essere il parametro più influente nella simulazione di trasporto di calore: essa condiziona l'estensione del plume termico e la velocità di attenuazione delle anomalie generate dalla iniziativa di geoscambio all'interno dei differenti acquiferi.

Un prossimo approfondimento delle ricerche attiene l'analisi delle relazioni tra concentrazione salina e temperatura dell'acqua nel calcolo della densità del fluido e della velocità di trasporto in falda.

Si rimarca infine l'importanza di una fase di taratura e di verifica del modello sul medio termine, in seguito alla disponibilità dei dati di monitoraggio, riferiti ad un periodo rappresentativo di misure della temperatura e di effettiva attività dell'impianto geotermico.

## BIBLIOGRAFIA

- Casasso A., Sethi R. (2012). Borehole Heat Exchangers: sensitivity analysis of the most important factors affecting their performances, 3rd International FEFLOW User Conference, Berlin.
- Chieco M., Mercurio A. (2014). Lavori di realizzazione di un impianto pilota di climatizzazione geotermica dotato di un sistema avanzato di monitoraggio energetico ed ambientale presso l'immobile regionale denominato Masseria Le Cesine "Realization of a geothermal pilot plant equipped with an advanced energy and environmental monitoring system in a regional property named Masseria Le Cesine", Lecce.
- De Filippis G. et al. (2013). Modellazione numerica del flusso idrico nell'acquifero fratturato e carsico della penisola Salentina (Sud Italia) "Hydraulic flow numerical modeling in fractured and karst aquifer of Salento peninsula (Southern Italy)", *Acque Sotterranee* n°1/131.
- Dickinson J.S. et al. (1981). Aquifer thermal energy storage: theoretical and operational analysis, *Geotechnique* 59, n°3.
- Farouki O.T. (1981). Thermal properties of soils, U.S. Army Corps of Engineers.
- Giudici M. et al. (2012). Modelling hydrostratigraphy and groundwater flow of a fractured and karst aquifer in a Mediterranean basin (Salento peninsula, southeastern Italy), *Environmental Earth Sciences*.
- Margiotta S., Negri S. (2005). Geophysical and stratigraphical research into deep groundwater and intruding seawater in the mediterranean area (the Salento Peninsula, Italy), *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5.
- Parr A. D. et al. (1983). Field Determination of Aquifer Thermal Energy Storage Parameters, *Groundwater* Vol.21, n°1.
- Romanazzi A., Polemio M. (2013). Modellazione degli acquiferi carsici costieri a supporto della gestione: Il caso del Salento (Puglia) "Coastal karst aquifers modeling for water resource management: Salento (Puglia) case study", *Italian Journal of Engineering Geology and Environment* 1.
- Sethi R., Di Molfetta A. (2007). Heat transport Modeling in an Aquifer Downgradient a Municipal Solid Waste Landfill in Italy, *American Journal of Environmental Sciences* 3.
- Thorne D. et al. (2006). Modflow/Mt3dms-based simulation of variable-density groundwater flow with simultaneous heat and solute transport, XVI International Conference on Computational Methods in Water Resources (CMWR-XVI), Copenhagen.
- Witte et al. (2002). In Situ Measurement of Ground Thermal Conductivity: A Dutch Perspective – H.J.L., *ASHRAE Transactions* 2002, Vol.108, Part 1.

**Ringraziamenti:** Questo lavoro è stato sviluppato con il supporto del progetto europeo LEGEND (Low Enthalpy Geothermal ENergy Demonstration) ed è stato realizzato grazie al R.U.P. Ing. Antonio Mercurio, con la preziosa collaborazione dei Geol. Giorgio de Giorgio e Stefano Margiotta.