



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI
DI GENOVA

Basi teoriche: trasmissione del calore nel sottosuolo e proprietà termiche delle rocce

Massimo Verdoya & Marco Orsi

Dipartimento di Scienze della Terra, Ambiente
e Vita, Università di Genova

Alessandria 26/10/2018
Impianti Geotermici: Utilizzo del Sottosuolo
Come Fonte Energetica -
Progettazione Sostenibilità Economica e
Quadro Normativo



L'estrazione o l'immagazzinamento del calore nel sottosuolo attraverso sistemi **geotermici "shallow" a circuito chiuso** è argomento di crescente interesse nel campo delle applicazioni energetiche rinnovabili.

A questo proposito vengono realizzate fori di sonda con profondità ~100 m che vengono utilizzate come scambiatori di calore verticali (BHE) accoppiandoli a pompe di calore geotermiche (ground source heat pumps, GSHP)

L'energia termica che può essere scambiata attraverso i BHE dipende in grande misura dalle **proprietà e dalla struttura termica del sottosuolo**, oltre che dalla resistenza termica del BHE





Le proprietà termiche delle rocce la struttura termica del terreno sono di fondamentale importanza per lo studio, la progettazione e il dimensionamento di sistemi che utilizzano risorse geotermiche a bassa entalpia attraverso dispositivi a pompa di calore

Temperatura indisturbata del terreno

Regime termico (conduzione o avvezione)

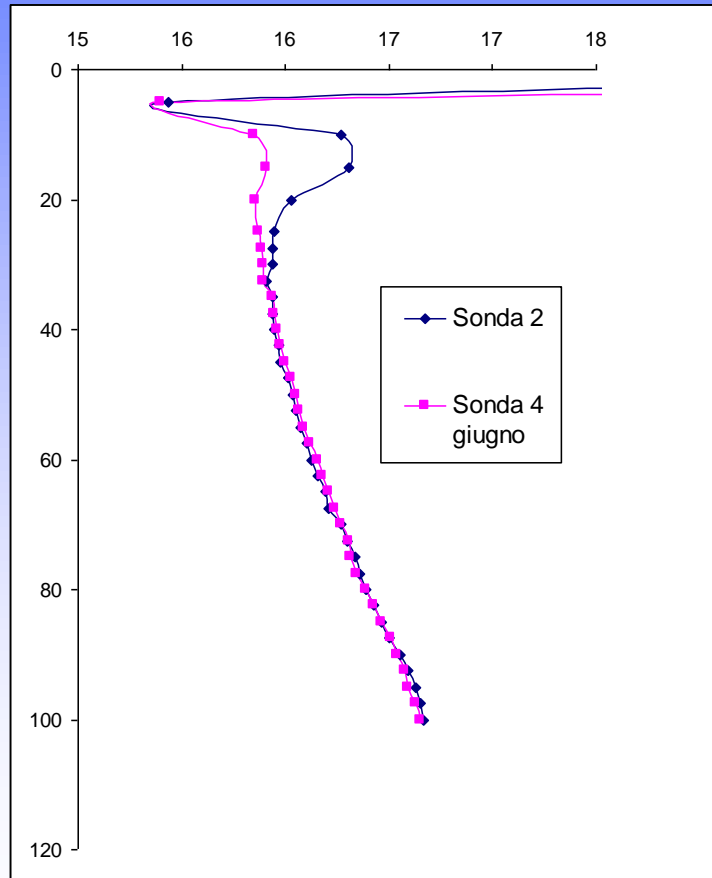
Conducibilità termica

Resistenza termica di pozzo

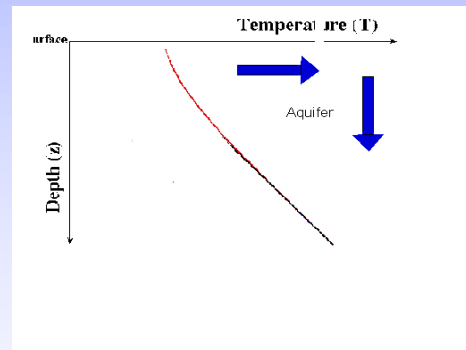
Diffusività termica

Capacità termica volumetrica

L'analisi dei profili di temperatura indisturbata registrati nei BHE con sensori ad alta precisione (Pt-100; ± 0.01 °C) è uno strumento fondamentale per la caratterizzazione del regime termico del sottosuolo (**conduzione/avvezione**)

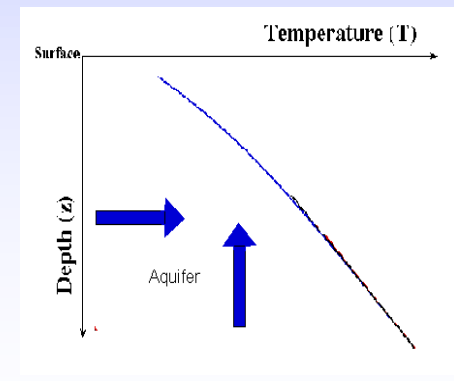


Riconoscere movimenti d'acqua sotterranea in un log può risultare difficile poiché il flusso d'acqua sotterranea può generare distorsioni nella curva T-z simili a quelle dovute alle perturbazioni climatiche a lungo periodo (decine di anni)

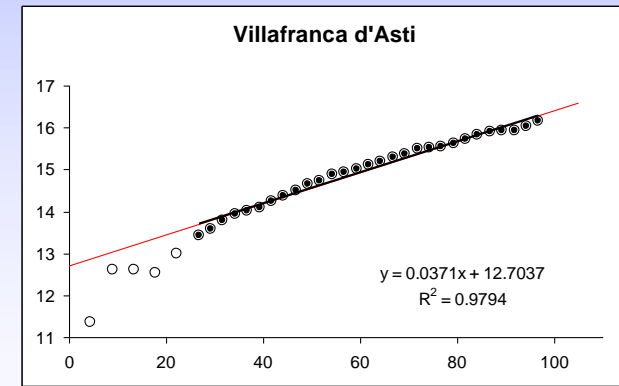
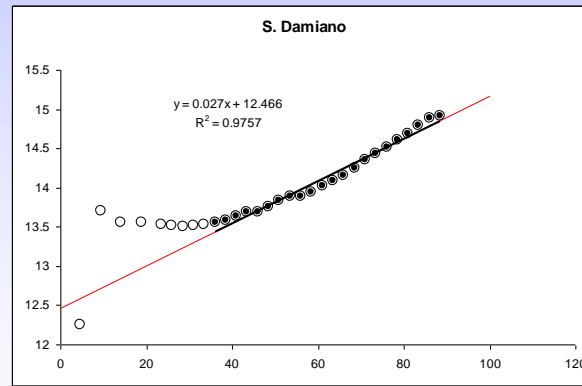
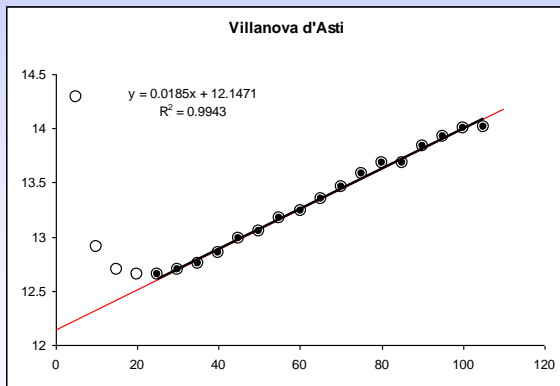
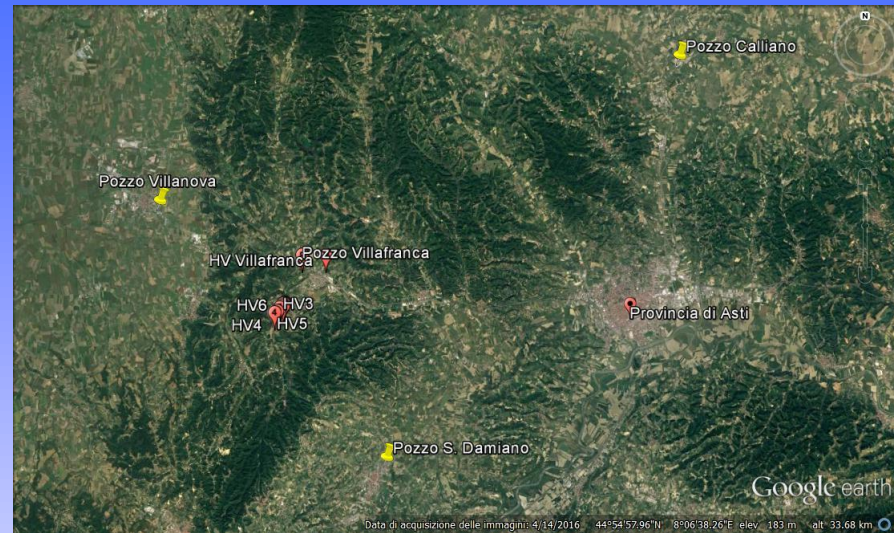
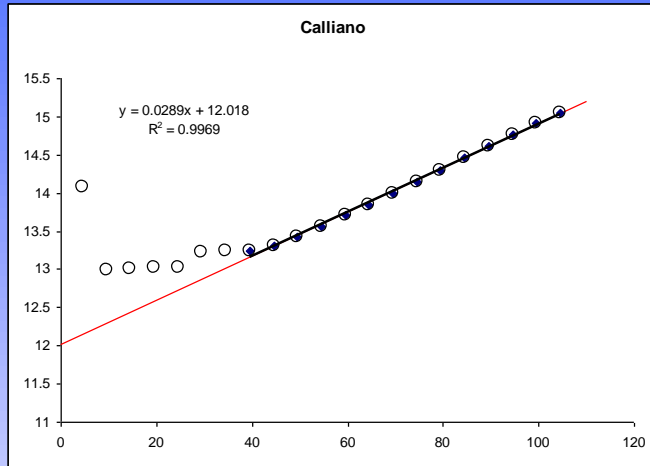


Flusso d'acqua verso il basso o flusso orizzontale in un acquifero relativamente più freddo

Flusso d'acqua verso l'alto o flusso orizzontale in un'acquifero relativamente più caldo

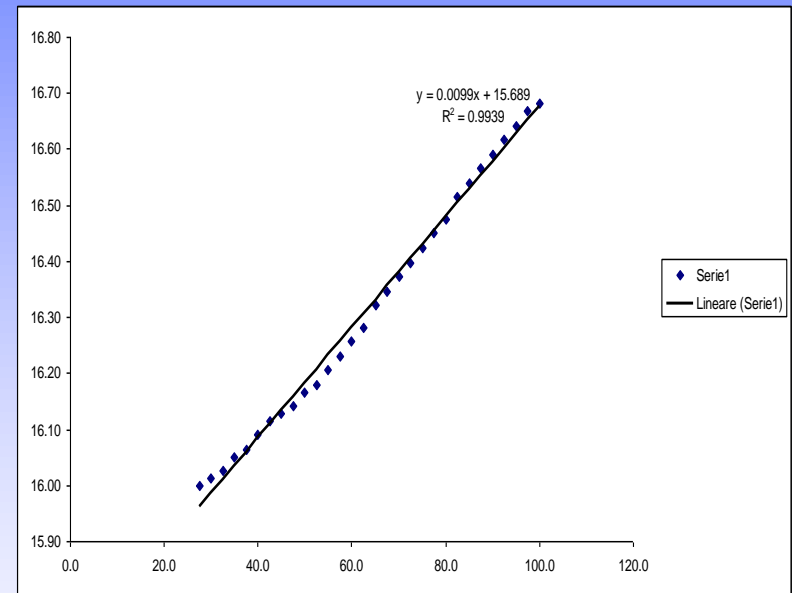
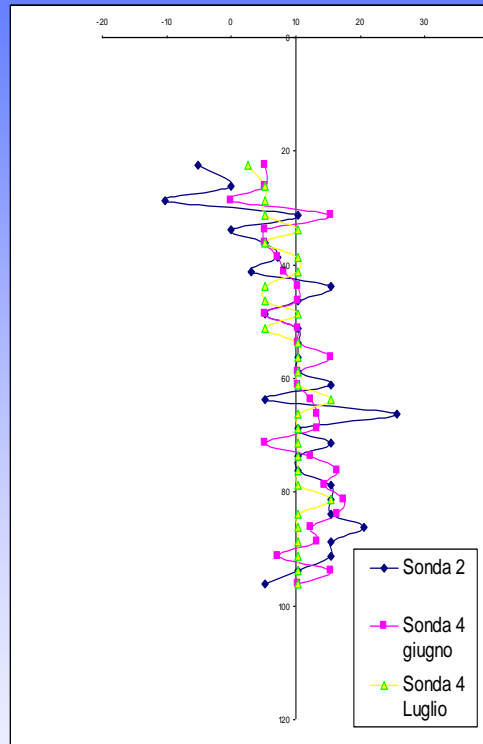
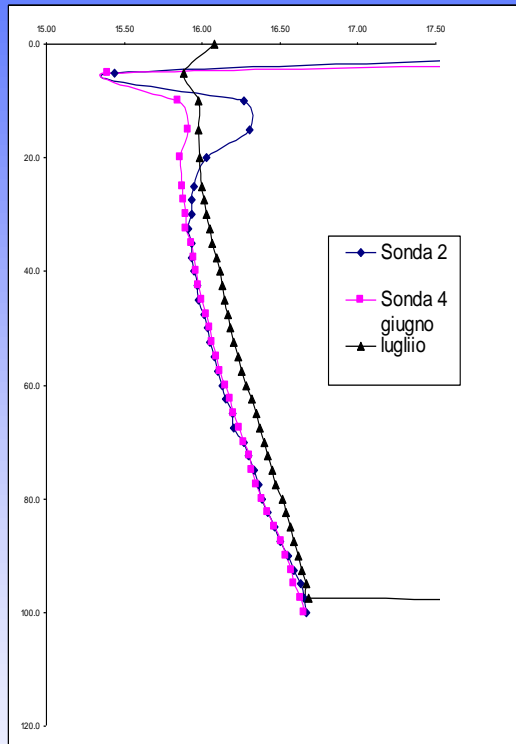


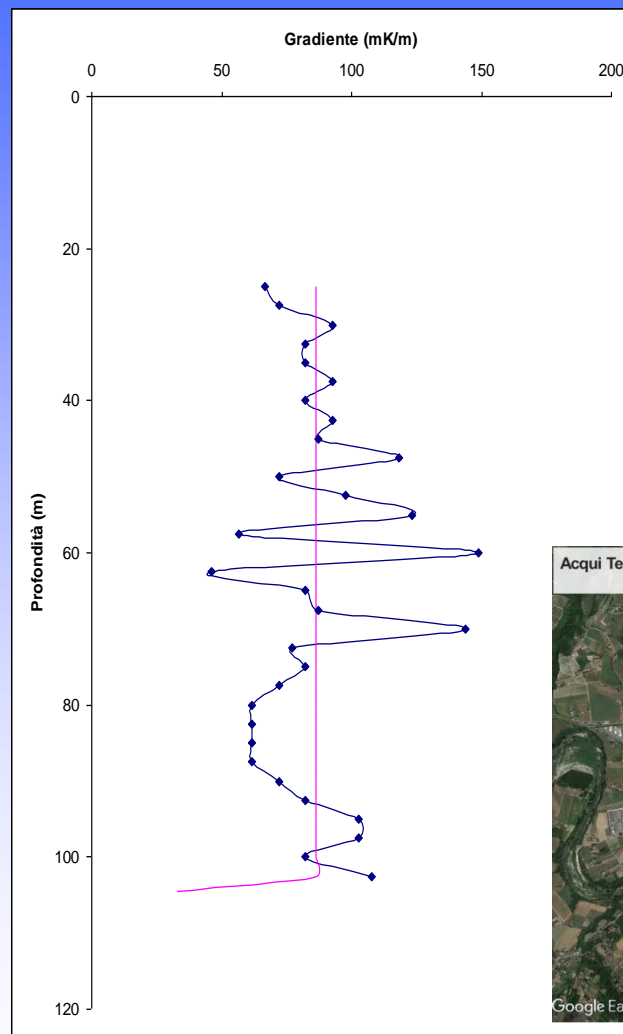
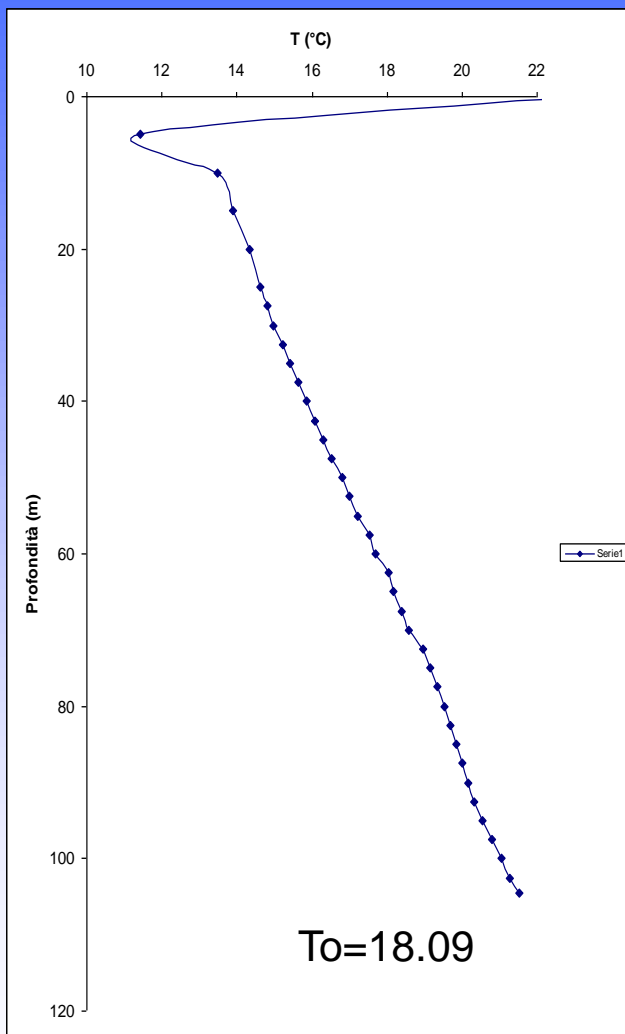
Regime termico conduttivo



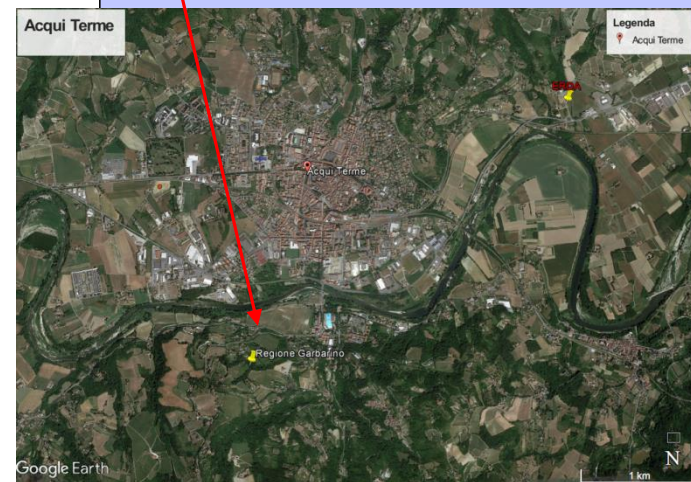


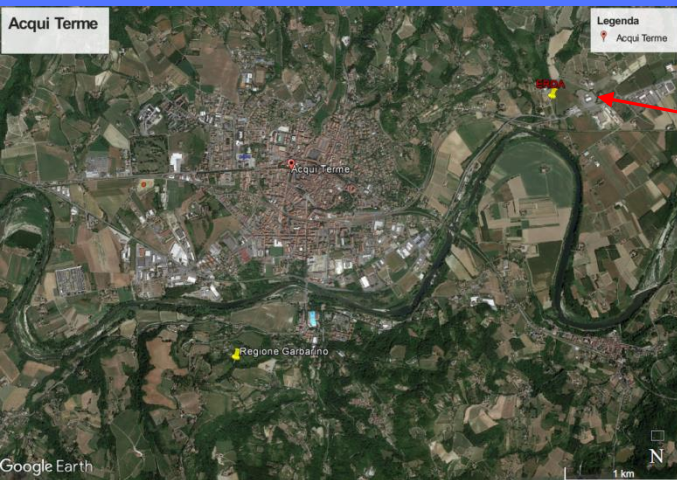
Regime termico conduttivo: Via Puggia, Genova (giugno-luglio 2016)



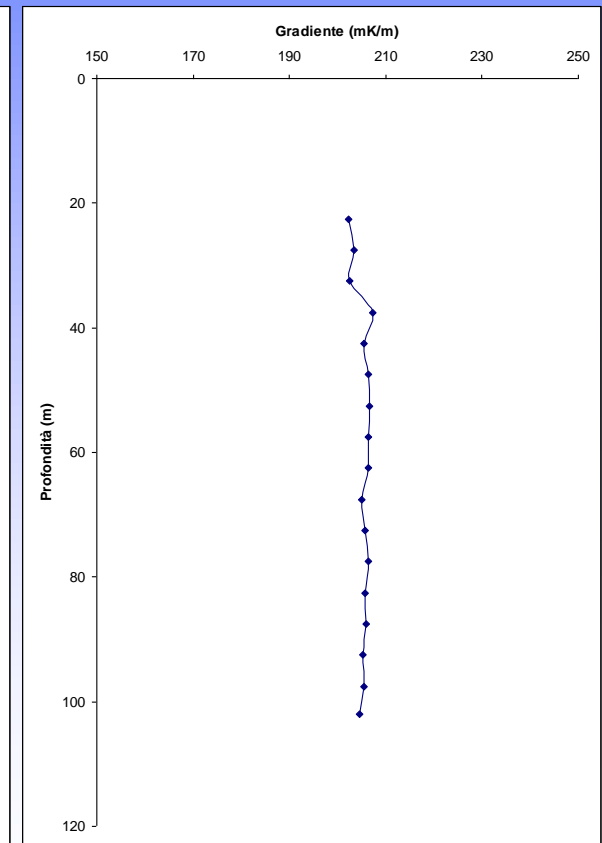
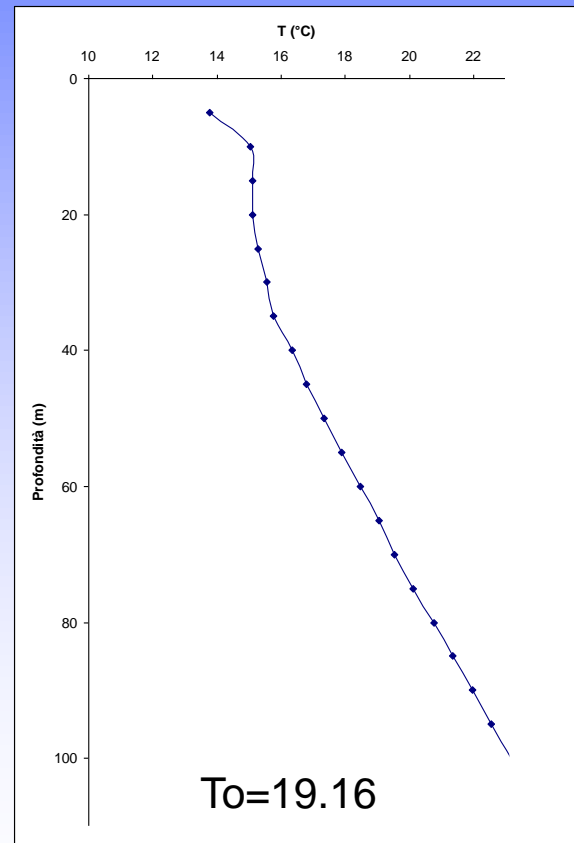


Regime termico conduttivo





Regime termico conduttivo





Regime termico conduttivo vs. avvevativo

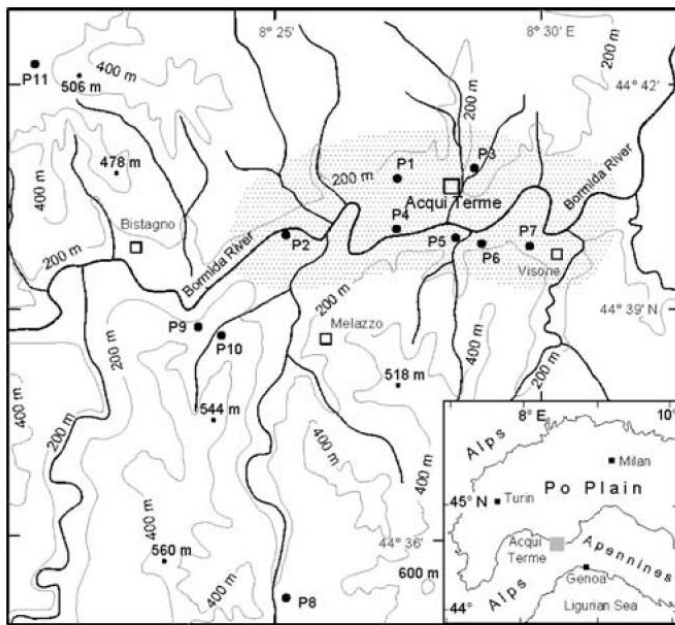
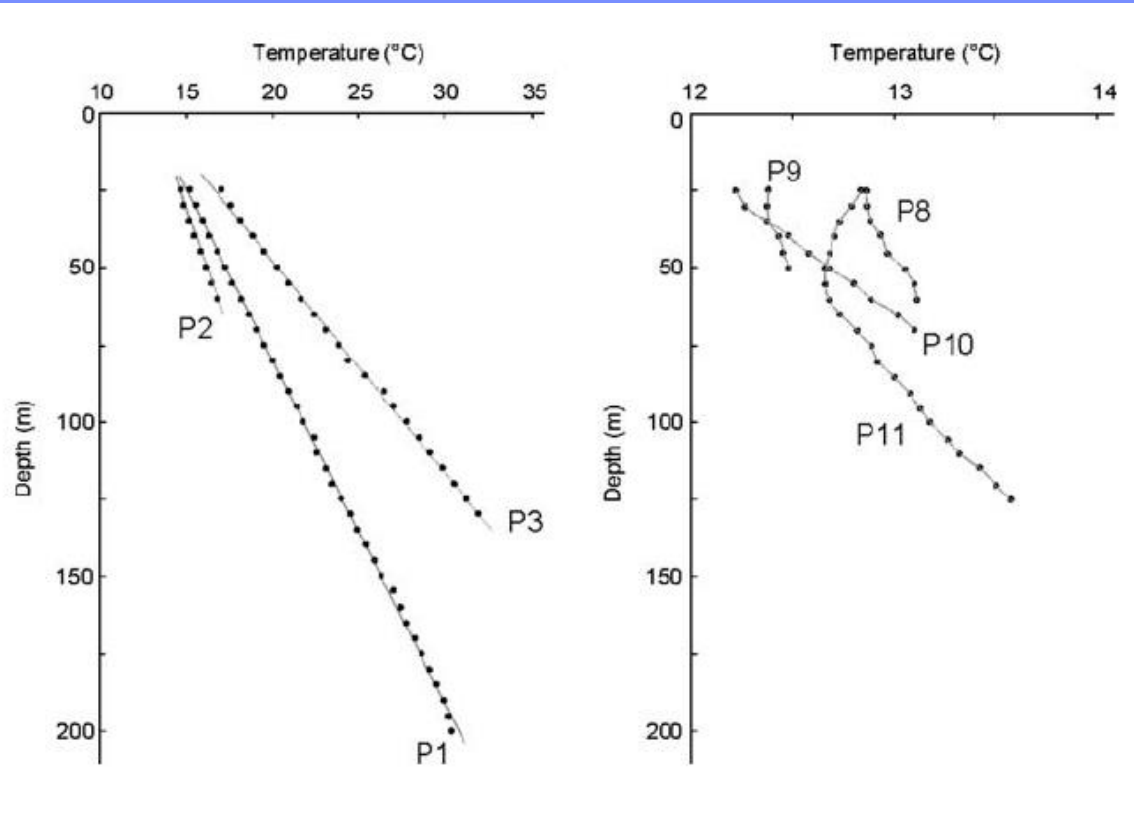
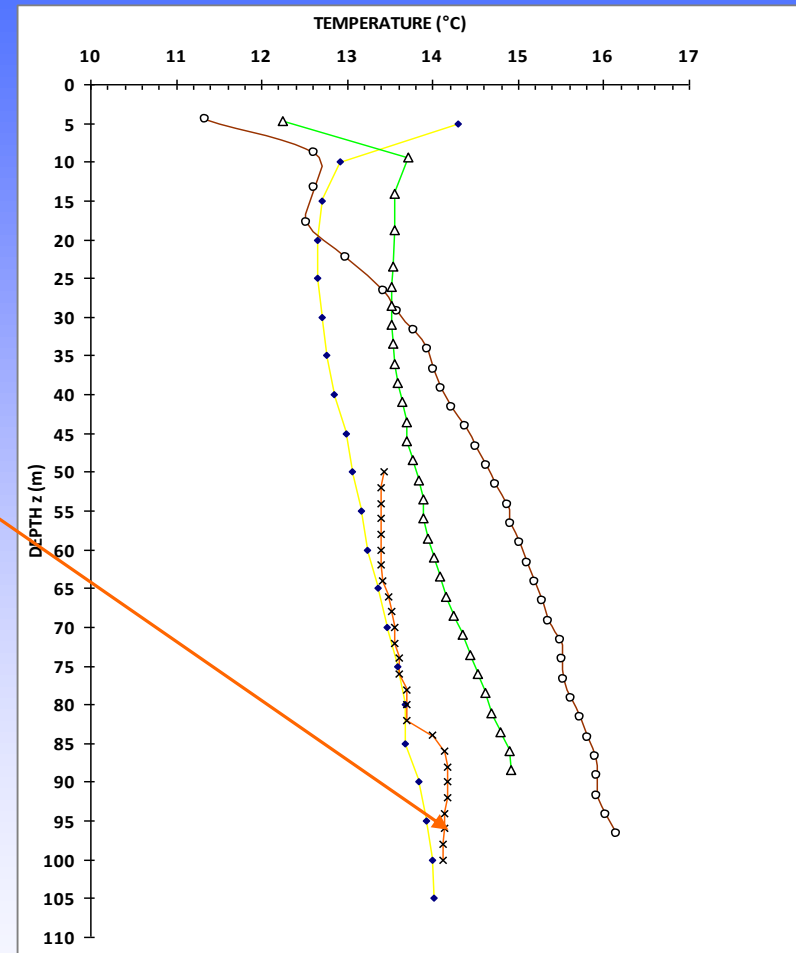
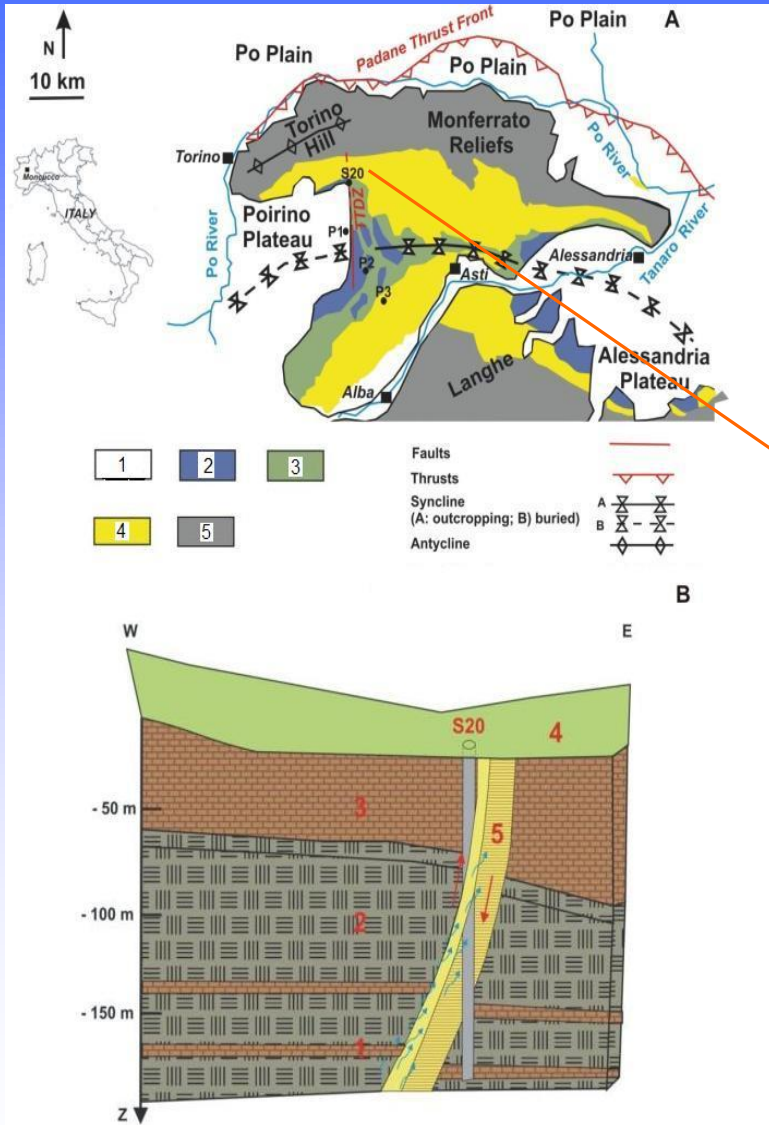


Fig. 1 Location of boreholes P1–P11 in the Acqui Terme geothermal district (dotted area) and its surroundings





Regime termico conduttivo vs. avvevivo

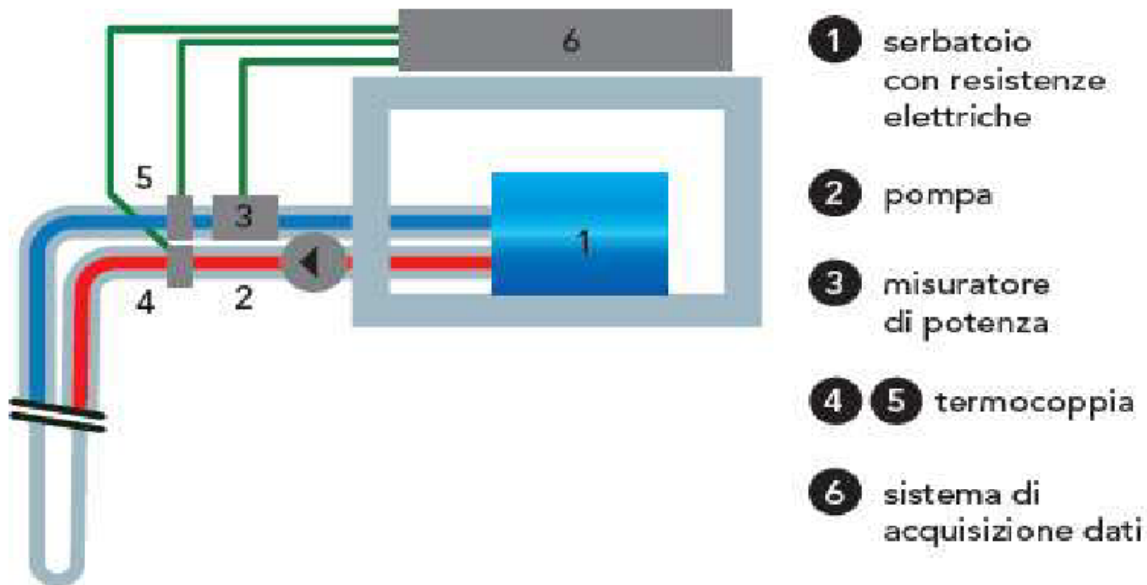
Le **misure di laboratorio delle proprietà termo-fisiche** possono risultare spesso infattibili poiché carote sono difficilmente recuperate durante queste le perforazioni. Inoltre, le proprietà di un sistema “ground source” coinvolge le proprietà dell’ammasso roccioso, che possono essere influenzate da caratteristiche strutturali (discontinuità e fratture)

Pertanto, una prova in-situ, solitamente chiamato test di risposta termica (TRT) è comunemente eseguita per la determinazione le proprietà termiche del sottosuolo e del pozzo



Il test di risposta termica si basa sull'immissione (o l'estrazione) di una quantità di calore costante nel BHE e sulla misura delle temperature di mandata e ritorno, per un periodo di tempo sufficientemente lungo (fino a 120 ore e non meno di 50)

Dalle misure si possono ricavare la **conducibilità** e la **diffusività** termica del terreno e la **resistenza termica di pozzo**



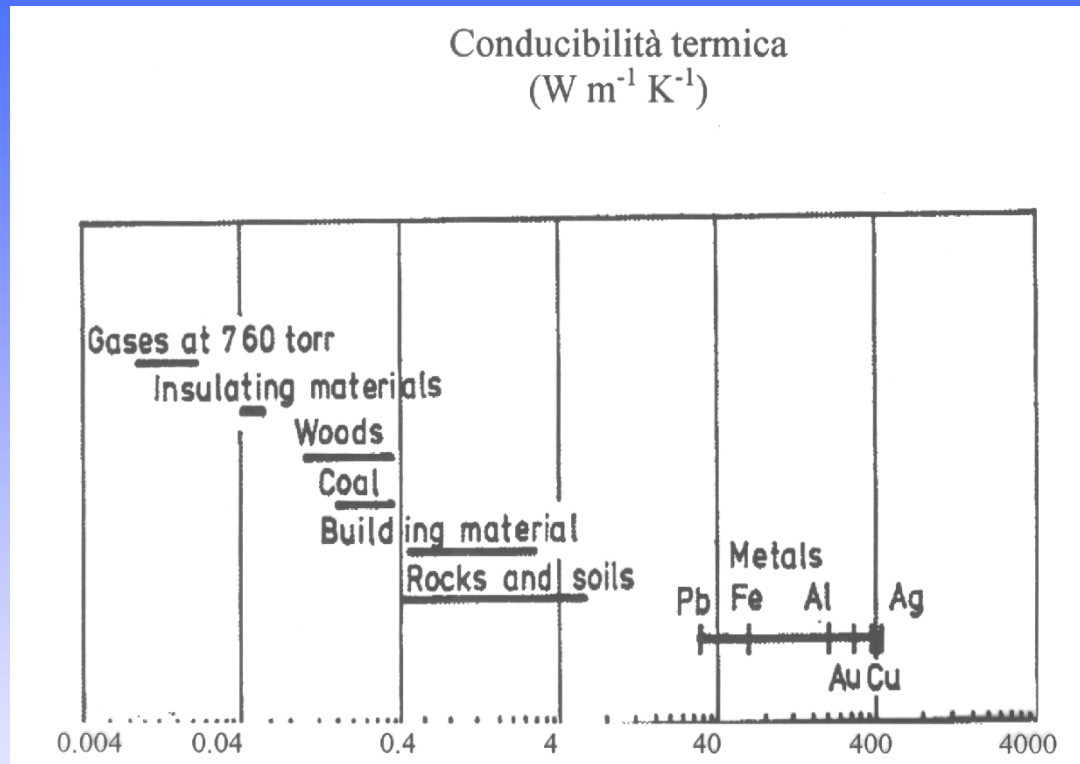


- **Conducibilità termica del sottosuolo**
- La temperatura in un mezzo conduttivo può variare in tutte le direzioni (x, y, z) e, più in generale, può variare nel tempo t secondo l'equazione di Fourier

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \chi \nabla^2 T$$

χ = diffusività termica ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) $\chi = \lambda / \rho c$

ρ = densità (kg m^{-3}), λ è la **conducibilità termica** ($\text{W m}^{-1} \text{°C}^{-1}$),
 c il calore specifico ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)



La maggior parte delle rocce e i suoli hanno λ compresa tra 0.4 e 4.5 $\text{W m}^{-1} \text{°C}^{-1}$, e le più comuni rocce differiscono di un fattore non superiore a circa 1.5. La conducibilità termica relativamente bassa delle rocce spiega l'aumento di temperatura con la profondità, nonostante il flusso geotermico dall'interno della Terra sia relativamente basso.



Calore specifico, capacità termica, capacità termica volumetrica

- calore specifico c esprime la quantità di calore per unità di massa m necessaria per una variazione unitaria di temperatura [$\text{J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$]
- Il calore specifico può essere derivato da prove di laboratorio e/o in situ. Per le rocce secche, esso tuttavia a temperatura ambiente non è molto variabile ($\sim 850 \text{ J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)
- Poiché per l'acqua esso vale $4186 \text{ J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, occorre quindi tener conto della eventuale porosità della roccia e del grado di saturazione
- Capacità termica volumetrica: è definita dal prodotto della densità per il calore specifico ($\rho \times c$) [$\text{J m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$]

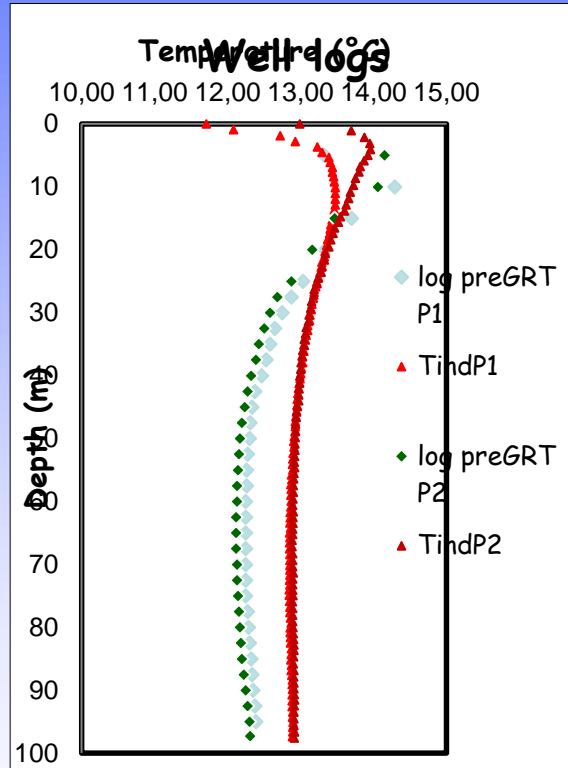


- La resistenza termica $R_b^{(*)}$ [$m \text{ } ^\circ\text{C W}^{-1}$] quantifica l'efficienza del BHE a estrarre o cedere calore. La resistenza dipende da diversi parametri

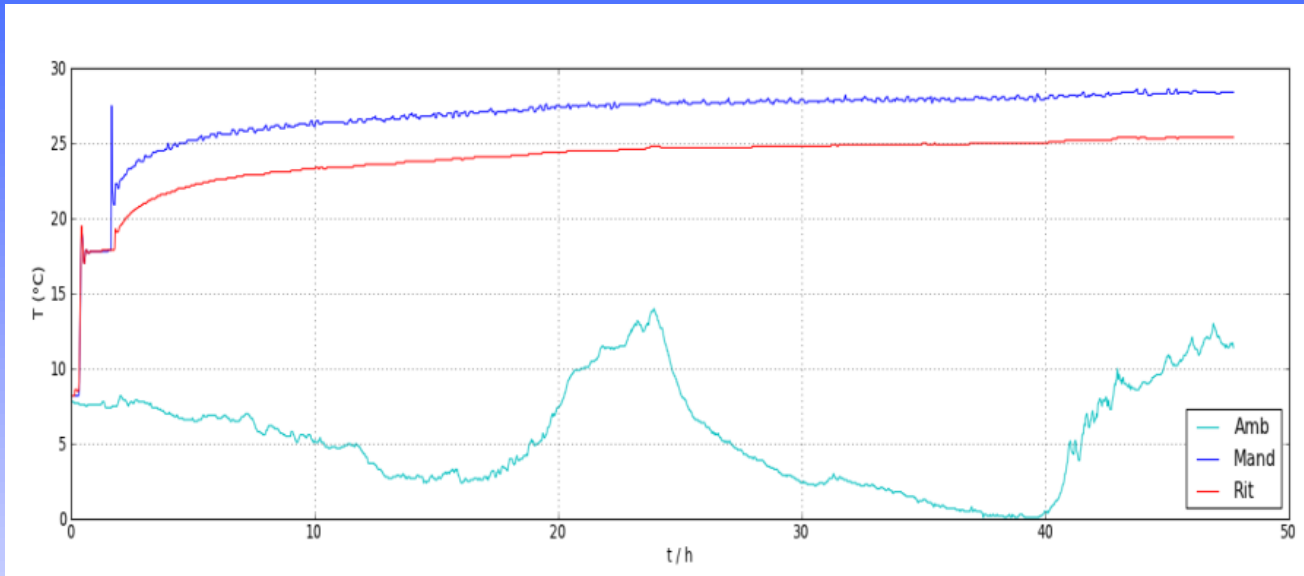
$$R_b = \frac{R_f + R_p}{2} + R_g$$

- dove R_f è la resistenza termica (avvettiva) del fluido che circola nel circuito del BHE, R_p è la resistenza conduttiva del tubo (polietilene) e R_g è la resistenza del grout
- I materiali di riempimento (grout = miscele di bentonite, sabbia e cemento) solitamente forniscono miglior trasferimento di calore rispetto all'acqua (maggiore conducibilità/minore resistenza)
- La resistenza, idealmente, deve essere più bassa possibile
- (*) si noti che le dimensioni della resistenza sono l'inverso della conducibilità

- Il TRT normalmente inizia con la determinazione della temperatura del terreno indisturbato tramite un log termico preliminare o una procedura alternativa (circolazione del fluido senza riscaldarlo/raffreddarlo)



Successivamente parte l'iniezione o l'estrazione di calore. La temperatura del fluido circolante (in/out) è registrata con passo di campionamento solitamente di 1 minuto



Il modello più frequentemente usato per analizzare le serie temporali di temperatura ottenute nel TRT è quello della sorgente lineare infinita (ILS).

Se alcune condizioni sono soddisfatte, questo modello può dare in tempi relativamente rapidi stime appropriate dei parametri termici utili alla progettazione, la conducibilità termica del sottosuolo e la resistenza termica di pozzo

Oltre che dalle caratteristiche termo-fisiche dei materiali di riempimento del BHE, quest'ultimo parametro dipende anche e dipende anche dalla geometria delle sonde



- Il tempo di misurazione necessario per ottenere dati sufficienti per un'analisi affidabile è stato molto discusso sin dall'inizio dei test TRT. Tempi tra >12 h non inferiori a 50-60 h vengono di regola suggeriti

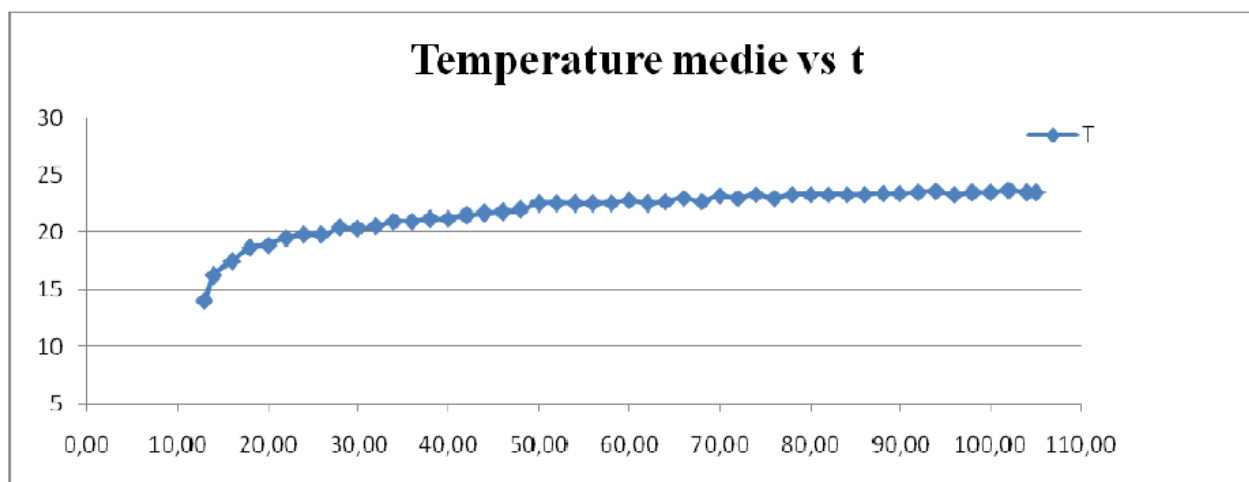
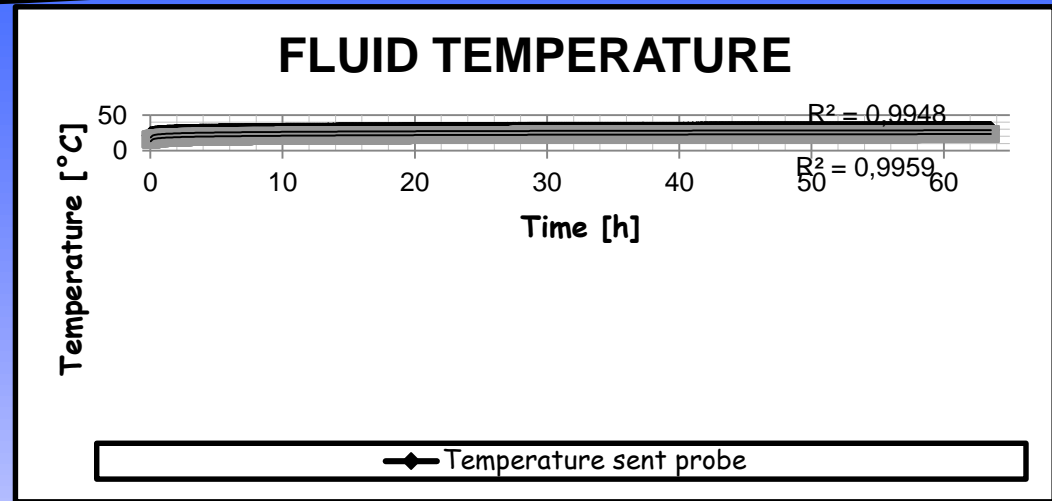


Fig.2.6 Grafico temperature medie - tempo durante un test GRT (Gehlin, 1998)



Interpretazione del TRT: sorgente lineare infinita (ILS)

Si assume che la sonda si comporti come una ILS.

La soluzione dell'equazione di Fourier che descrive la temperatura del fluido termovettore T_f registrata durante il test di estrazione/immissione di calore è:

$$T_f(t) = T_o + \frac{q}{4\pi\lambda} \ln(t) + \left\{ qR_b + \frac{q}{4\pi\lambda} \left[\ln\left(\frac{4\kappa}{r_b^2}\right) - \gamma \right] \right\}$$

Dove T_f (media tra la temperatura in ingresso e in uscita)

T_o è la temperatura del terreno indisturbato, misurata prima del TRT

q è flusso per unità di lunghezza della sonda (W/m), imposto dall'operatore

R_b è la resistenza termica (incognita)

r_b raggio pozzo

$\gamma = 0.577$ è la costante di Eulero

t il tempo

L'equazione della della ILS può essere riscritta come

$$T_f(t) = a \ln(t) + b$$

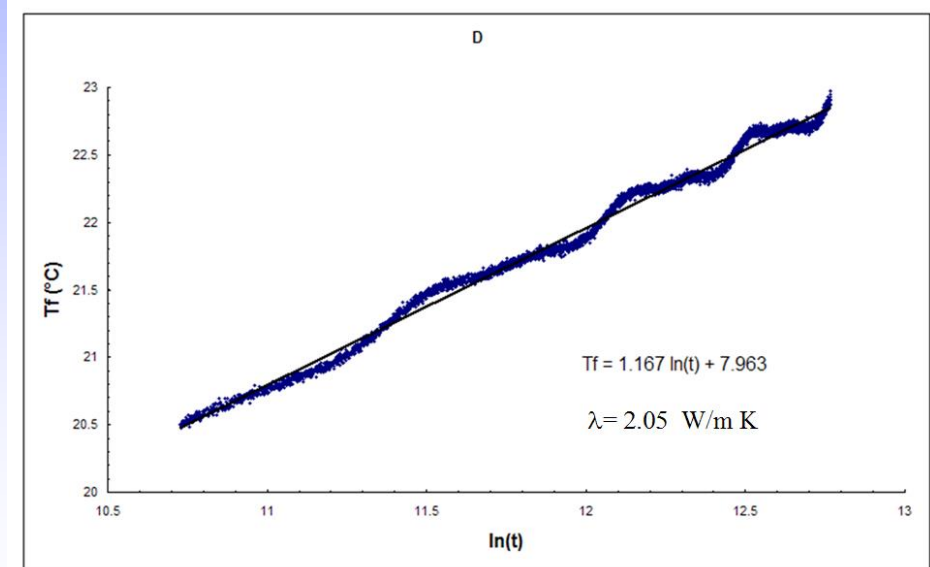
Dove

$$a = \frac{q}{4\pi\lambda}$$

$$a = \frac{\bar{T}(t_2) - \bar{T}(t_1)}{\ln(t_2) - \ln(t_1)}$$

Riportando i dati del TRT in un diagramma semi-logaritmico, si ottiene l'equazione di una retta dalla cui pendenza è possibile dedurre la conducibilità termica

$$\lambda = \frac{q}{4\pi} \frac{\ln(t_2) - \ln(t_1)}{\bar{T}(t_2) - \bar{T}(t_1)}$$





La resistenza termica può essere determinata dalla relazione della ILS, assumendo un valore di diffusività o misurandolo su campioni di laboratorio

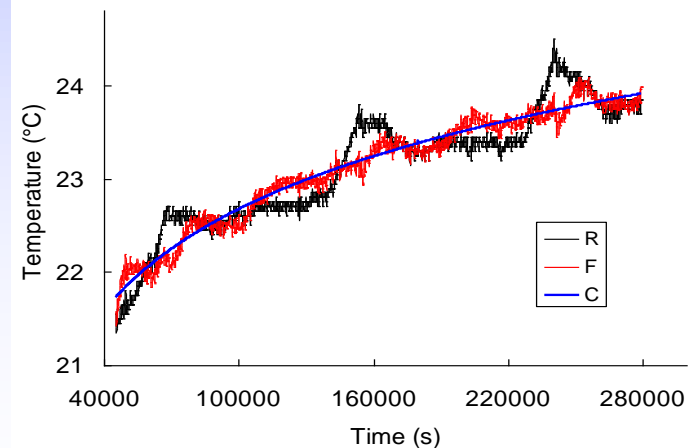
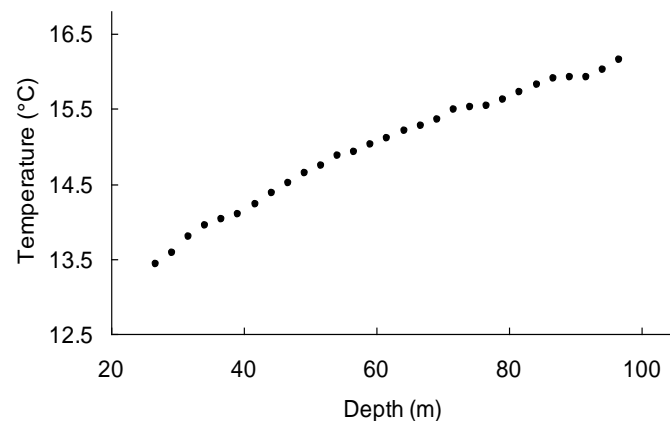
$$T_f(t) = T_o + \frac{q}{4\pi\lambda} \ln(t) + \left\{ qR_b + \frac{q}{4\pi\lambda} \left[\ln\left(\frac{4\kappa}{r_b^2}\right) - \gamma \right] \right\}$$

$$R_b = \frac{a - T_o}{q} - \left\{ \frac{1}{4\pi\lambda} \left[\ln\left(\frac{4\kappa}{r_b^2}\right) - \gamma \right] \right\}$$

L'interpretazione del TRT con il modello ILS porta alla stima della conducibilità termica (efficace) del terreno con un errore di circa 10%

Tuttavia, l'interpretazione dei dati con questo modello può essere spesso affetta da incertezze. Alcune sono legate intrinsecamente alle assunzioni del modello (regime termico puramente conduttivo, mezzo omogeneo e isotropo, assenza di flusso di calore verticale e scambiatori di lunghezza infinita)

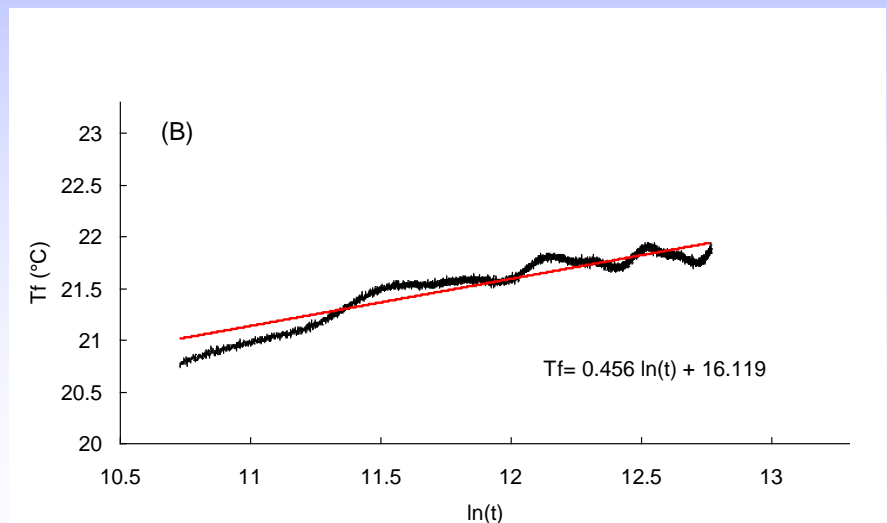
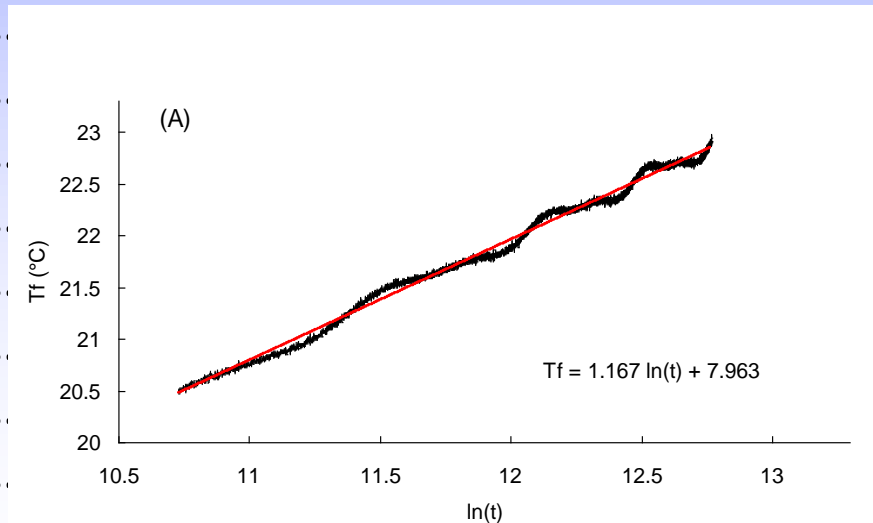
In presenza di acquiferi, processi di avvezione a causa del flusso d'acqua sotterranea possono contribuire significativamente al trasporto di calore. Ciò può portare a valori più elevati e non-realistici della conducibilità termica, specialmente se la velocità dell'acqua sotterranea è considerevole



Errori nell'interpretazione dei TRT con il modello ILS in terreni dominati da avvezione

Dalla pendenza della funzione lineare del logaritmo del tempo per un segnale sintetico ottenuto con una velocità di Darcy dell'ordine di 10^{-9} m s^{-1} (A), la conducibilità termica è di circa $2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, cioè in accordo con il valore assunto a priori nel calcolo del segnale sintetico

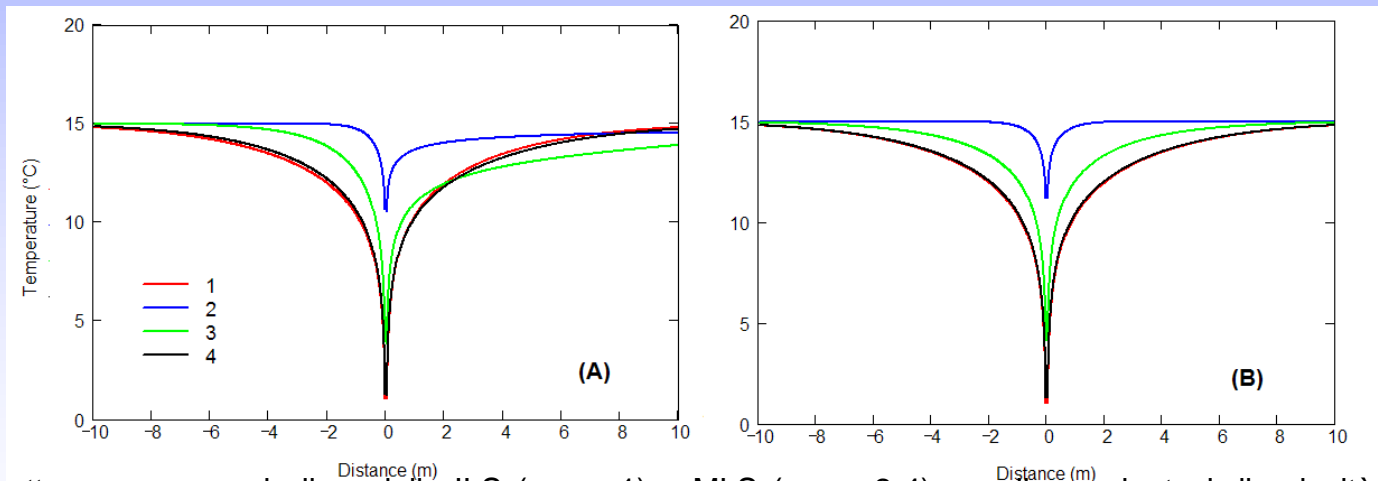
Per velocità di Darcy elevate (B), la conducibilità termica è invece di gran lunga sovrastimata ($> 5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$)





Per studiare l'effetto termico del flusso d'acqua, si può utilizzare una soluzione particolare dell'equazione dell'avvezione di calore, trattando il BHE come una sorgente lineare costante infinita e in movimento (**moving line source, MLS**). Questo modello è ben applicabile in situazioni di flusso d'acqua orizzontale (lontano da aree di ricarica/discarica)

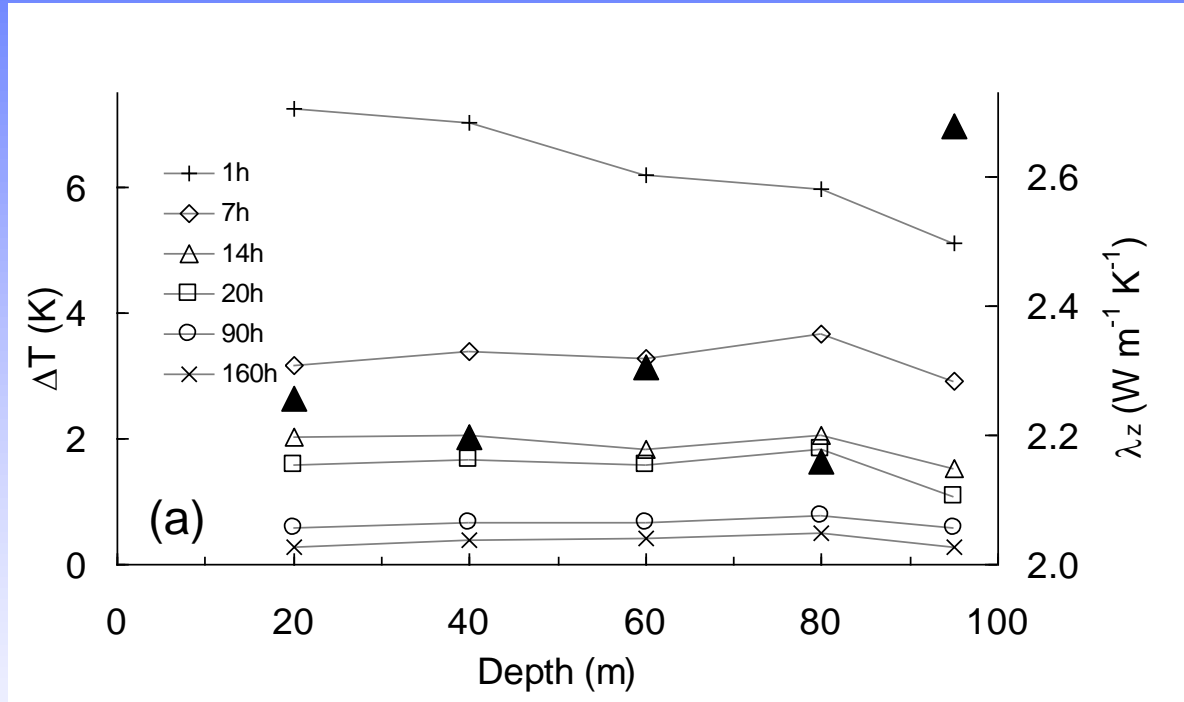
$$T_f(x, y, t) = T_o + \frac{q}{4\pi\lambda} \exp\left(\frac{\rho c v_x x}{2\lambda}\right) \int_0^{\frac{(\rho_w c_w v_x)^2 t}{4\rho c \lambda}} \exp\left[-\phi - \frac{(\rho_w c_w v_x)^2 r_b^2}{16\lambda^2 \phi}\right] \frac{d\phi}{\phi} + qR_b$$



Temperatura sotterranea secondo il modello ILS (curva 1) e MLS (curve 2-4) per diverse ipotesi di velocità di Darcy (2, $v_x=3.0 \times 10^{-6}$ m s⁻¹; 3, $v_x=3.0 \times 10^{-7}$ m s⁻¹; 4, $v_x=3.0 \times 10^{-8}$ m s⁻¹), parallelamente (A) e ortogonalmente alla direzione di flusso d'acqua sotterranea (B). Estrazione di calore q è 30 W m⁻¹ per un periodo di 300 giorni, in un terreno con temperatura indisturbata $T_o=15$ °C.

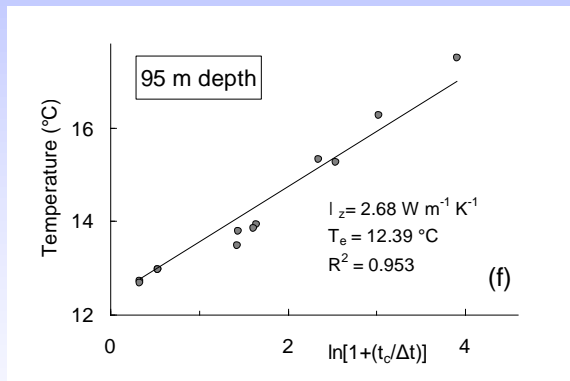
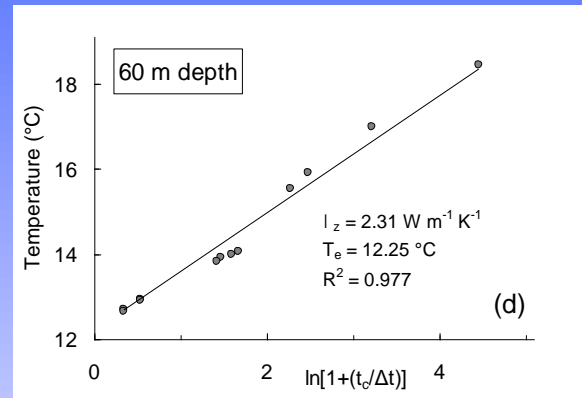
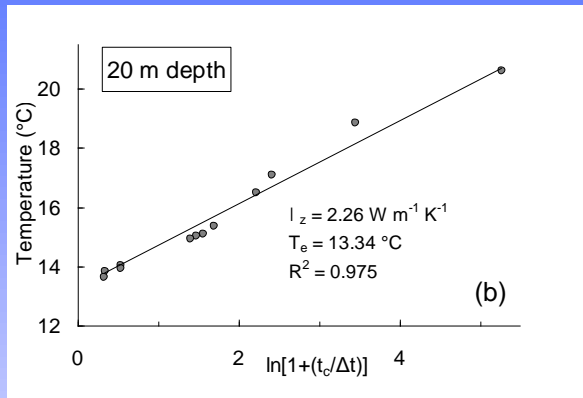
Thermal Recovery Method

Approccio alternativo alla stima della conducibilità termica in funzione della profondità



Variazione della temperatura nel tempo (in ore) a partire dalla fine del TRT nel BHE. Le temperature sono espresse come differenze rispetto alle temperature di equilibrio

Thermal Recovery Method: Diminuzione della temperatura nel BHE dopo il TRT



Lanchenbruch & Brewer (1959)

$$T_f(t) = T_e + \left(\frac{q}{4\pi\lambda_z} \right) \ln \left[1 + \left(\frac{t_c}{\Delta t} \right) \right]$$

Registrazioni termiche a diverse profondità utilizzati per il calcolo della conducibilità termica. T_e è la temperatura indisturbata a una data profondità desunta dal log termico di equilibrio, T_f , la temperatura del fluido circolante, q (W m^{-1}) il flusso di calore (costante durante il TRT) fornito dal fluido al pozzo, λ_z la conducibilità termica, t_c il tempo di circolazione del fluido durante il TRT, Δt il tempo intercorso tra la fine della prova e l'istante di misura di T_f (shut-in time). R^2 è il coefficiente di correlazione



Prove di Laboratorio:

- conducibilità termica
- diffusività termica
- capacità termica volumetrica



Effettuate su carote o campioni opportunamente preparati, forniscono indicazioni “puntuali” che vanno mediate sulla base delle ricostruzioni stratigrafiche

Le rocce coerenti vengono esaminate in laboratorio. Le diverse tecniche utilizzate permettono la determinazione simultanea di conducibilità, diffusività e capacità termica di volume




Per materiali incoerenti (ad es. argilla) sono disponibili strumenti portatili (sonde ad ago) il cui grado d'attendibilità è paragonabile a quello dei valori di laboratorio. Tuttavia, questi strumenti non vengono comunemente usati in campo

Test di laboratorio possono essere fatti anche sui grout



Considerazioni pratiche finali sulla presenza della falda

- La presenza di un acquifero è ritenuta in generale un fattore favorevole per le applicazioni GSHP-BHE
- Tuttavia, la sua presenza può portare a notevoli errori nella stima della conducibilità termica e quindi ad errori nel dimensionamento delle sonde
- Occorre inoltre studiare eventuali fenomeni di “depressione termica” causati dalla presenza di flusso di acque sotterranee, specie se ad elevate velocità di Darcy ($> 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$)
- La conoscenza della dinamica della falda (velocità e direzione di flusso) risulta fondamentale anche per pianificare posizione delle sonde ed evitare possibili interferenze



Grazie per la vostra attenzione