



DIPARTIMENTO  
DI GEOSCIENZE



*UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA*

Dipartimento di Geoscienze  
TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN  
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**CONFRONTO TRA METODI *DTS* e *E-TRT* PER LA  
CARATTERIZZAZIONE TERMOFISICA DEL  
SOTTOSUOLO**

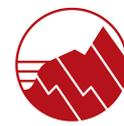
*Relatore: Prof. Antonio Galgaro*

*Correlatrice: Dott.ssa Giorgia Dalla Santa*

*Laureando: Visentin Alessandro*

ANNO ACCADEMICO 2021/2022





## INDICE

1	INTRODUZIONE .....	2
2	ENERGIA GEOTERMICA.....	6
3	SISTEMI A POMPA DI CALORE GEOTERMICA .....	10
3.1	POMPA DI CALORE GEOTERMICA.....	11
3.2	SCAMBIATORI DI CALORE A TERRENO .....	12
3.2.1	SISTEMI A CIRCUITO CHIUSO .....	13
3.2.2	SISTEMI A CIRCUITO APERTO .....	15
4	PARAMETRI TERMOFISICI DEL SOTTOSUOLO: LA CONDUCIBILITA' TERMICA.....	18
4.1	METODI DI LABORATORIO.....	24
4.2	METODI IN SITO (TEST DI RISPOSTA TERMICA) .....	29
4.2.1	STATO DELL'ARTE .....	30
4.2.2	GRT (Ground Response Test - heating mode traditional) .....	35
4.2.3	DTS (Distributed Temperature Sensing, sistema attivo a fibra ottica) .....	42
4.2.4	E-TRT (Enhanced Thermal Response Test, sistema basato su sfera flottante) .....	49
5	CASO IN STUDIO: "Ambasciata Svizzera a Roma" .....	54
5.1	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO GENERALE .....	54
5.2	ASSETTO STRATIGRAFICO E IDROGEOLOGICO.....	57
5.3	STRUMENTI E METODI.....	61
5.4	DISTRIBUTE THERMAL RESPONSE TEST .....	71
5.5	ENHANCED THERMAL RESPONSE TEST .....	80
6	DISCUSSIONE .....	93
7	CONCLUSIONI.....	108
	BIBLIOGRAFIA.....	112



# 1 INTRODUZIONE

La fibra ottica è un materiale costituito da filamenti vetrosi o polimerici, realizzati in modo da poter condurre al loro interno la luce, trovando importanti applicazioni nel campo delle telecomunicazioni, della diagnostica medica e nell'illuminotecnica. Con un diametro di rivestimento (mantello) di 125 micrometri (circa le dimensioni di un capello) e un peso molto ridotto, sono disponibili sotto forma di cavi flessibili, immuni ai disturbi elettrici e alle condizioni atmosferiche più estreme, e poco sensibili a variazioni di temperatura.

Il principio, sul quale si basa la fibra ottica, fu dimostrato per la prima volta da Daniel Colladon e Jacques Babinet, a Parigi, nel 1840 circa, principio della riflessione totale interna utilizzato per illuminare le fonti delle fontane pubbliche.

Idealmente, le fibre ottiche sono un mezzo di trasmissione perfetto. Infatti, oltre a non risentire in nessun modo di disturbi elettromagnetici o di diafonia, se strutturate adeguatamente per garantire la riflessione totale del segnale d'ingresso, teoricamente, permettono di trasferire completamente la potenza in ingresso fino all'uscita.

In pratica, però, intervengono dei fenomeni fisici che causano comunque attenuazione della potenza lungo la fibra; tali perdite, solitamente valutate statisticamente in termini di attenuazione specifica ovvero in dB/km, possono essere: per assorbimento, per diffusione (scattering) e per dispersione.

Sulla base di questi fattori fisici, limitanti la trasmissione di dati lungo la fibra, sono emerse le prime applicazioni, ovvero, l'utilizzo di sensori in fibra ottica per il rilevamento distribuito della temperatura, che sfruttano l'analisi delle onde trasmesse e riflesse per valutare/rilevare se lungo il percorso (lunghezza del cavo in fibra ottica) vi sono delle attenuazioni o alterazioni ottiche, poiché le variazioni di deformazione o temperatura causano la dispersione della luce laser, permettendo così di localizzare la zona interessata e l'entità del fenomeno attraverso dei sistemi software e di rilevamento.

Il rilevamento distribuito della temperatura tramite fibra ottica (DTS con fibra ottica) ha trovato applicazione, ad esempio, nel campo della geotermia offrendo la possibilità di investigare e monitorare le temperature e l'integrità dei pozzi geotermici, rappresentando un nuovo strumento di misura della temperatura in grado di operare su lunghe distanze e ad elevate temperature (L. Fiorina et al., 1985).

Strumento di misura che si distingue, dai più classici metodi di rilevamento della temperatura in sito nel campo della geotermia, ad esempio, il test di riposta termica tradizionale (TRT) che restituisce un valore mediato, poiché esegue un rilevamento

distribuito, della temperatura, lungo l'intera lunghezza considerata. Per tale dissomiglianza, questa tecnologia si propone come metodo alternativo.

Rappresentando una nuova tecnologia, in campo geotermico, Ken W. et al. nel 1997, hanno voluto comparare tra loro quattro diversi metodi di acquisizione della temperatura: un sistema analogico, in linea elettrica, due strumenti di memoria per la registrazione di pressione e temperatura (in-hole computer systems); e un sistema di rilevamento distribuito della temperatura in fibra ottica (DTS). Gli strumenti hanno prodotto misure accurate e dettagliate della temperatura, fino a 200°C, rispetto alla profondità e del gradiente di temperatura fino a 2 km. Sono state notate differenze assolute di temperatura fino a 0,4°C tra gli strumenti. Gli strumenti informatici e analogici hanno una precisione e una risoluzione significativamente migliore rispetto al DTS, ma quest'ultimo ha il vantaggio di essere in grado di misurare istantaneamente e continuamente la temperatura in tutto il foro.

Lo sviluppo di questo nuovo sistema di acquisizione ha offerto la possibilità di valutare al meglio la corretta progettazione e dimensionamento di un campo geotermico tramite la realizzazione di un Test di Risposta Termica Distribuito al fine di poter progettare e realizzare in modo più idoneo, sulla base della conoscenza dei contributi allo scambio termico di tutti gli orizzonti geologici attraversati dallo scambiatore di calore a terreno.

Il principale fattore limitante, che può mettere a rischio l'integrità e il campo di applicazione di questa nuova tecnologia per il settore geotermico, è rappresentato dall'elevato assorbimento della luce e dalla degradazione della fibra ottica stessa nel tempo a causa di elevate temperature unite alla presenza di molecole libere di Idrogeno (H). A causa della sua unione con l'ossigeno presente nel vetro, produce ossidrilici (OH) responsabili di assorbimento intrinseco della luce e danneggiamento della fibra ottica all'interno dei pozzi geotermici (R. Normann et al., 2001). Tale possibile, ma non frequente limitazione, non riguarda l'ambito degli scambiatori di calore di piccola profondità, come nel caso qui in studio, trattandosi di temperature di sottosuolo non superiori ai 35-40 °C.

Oltre al settore geotermico, il rilevamento distribuito della temperatura con cavi in fibra ottica ha trovato impiego nel campo del monitoraggio scientifico di ambito idrogeologico, in particolare, un esempio di applicazione al controllo idrogeologico in modalità passiva è rappresentato dallo studio delle variazioni di temperatura in un pozzo profondo, associate ad esperimenti di iniezione di acqua e al naturale movimento dell'acqua di falda per studiare le reazioni di una faglia, detta faglia di Nojima, attiva nel SW del Giappone (M. Yamano et al., 2005). Studio che ha dimostrato come la presenza di acqua influenzi la

distribuzione della temperatura, in particolar modo come in presenza di litologie fratturate o molto porose il rapido scarico di acqua rallenta il processo di ritorno alla temperatura iniziale a causa di un raffreddamento avvertito.

La tecnologia DTS sta emergendo, anche, come un potente strumento per l'osservazione dei processi idrologici ed ecologici su un'ampia gamma di scale spaziali e temporali. Diversi studi pubblicati suggeriscono un'ampia gamma di applicazioni (ad esempio, Selker et al., 2006, b, Westhoff et al., 2007, Lowry et al., 2007, Moffett et al., 2008). Il DTS utilizza cavi di comunicazione in fibra ottica standard ed è in grado di segnalare la temperatura di ogni metro di cavo per distanze superiori a 10 Km con frequenza temporale di 3 secondi. Con la capacità di osservare con precisione la temperatura in decine di migliaia di luoghi, il DTS ha il potenziale per l'osservazione trasformativa di diversi processi in tutte le scienze della terra e l'ecologica.

Altre applicazioni nel campo industriale includono: misura della deformazione e temperatura di linee elettriche, monitoraggio di gasdotti e oleodotti, monitoraggio pozzi di produzione petroliferi, sistemi di rilevazione incendio, monitoraggio recipienti in pressione, misurazione delle deformazioni legate a variazioni di temperatura per il monitoraggio di dighe e viadotti.

Il fine di questo lavoro di tesi è orientato a fornire elementi di conoscenza per approfondire le potenzialità e confrontarle per individuarne vantaggi e limiti, dando così un contributo alla scelta, nonché alla conoscenza scientifica e in campo applicativo, dei metodi di caratterizzazione termica in sito del sottosuolo di nuova generazione, che possano risultare maggiormente idonei a fornire informazioni quantitative sui parametri di progettazione e dimensionamento dei campi sonde di scambio termico a circuito chiuso. In particolare, è fondamentale determinare i valori di temperatura indisturbata, di resistenza termica dello scambiatore geotermico e di conducibilità termica del terreno e delle porzioni di sottosuolo interessate dagli scambi termici sonda – terreno potendo differenziare i contributi dei vari livelli geologici attraversati dallo scambiatore di calore a terreno. Tali prove in sito sono quindi necessarie per determinare le caratteristiche termiche di rocce, materiali non consolidati e miscele cementizie utilizzate per la sigillatura dei perfori in cui sono alloggiati gli scambiatori termici a terreno.

Ciò è stato possibile, analizzando e confrontando tra loro i risultati ottenuti da due diversi metodi di test di risposta termica in sito, realizzati per la progettazione del campo di scambio termico a terreno di un impianto GSHP (Ground Source Heat Pump – Pompa di

calore a sorgente geotermica, la quale si basa sullo scambio termico che avviene in un circuito chiuso mediante la circolazione di un fluido vettore in un tubo interrato nel terreno e collegato a una pompa di calore) previsto nel progetto di ristrutturazione dell'Ambasciata Svizzera in Italia a Roma (RM). In particolare, vengono confrontati due metodi di indagine distribuita della temperatura nel sottosuolo, basati su tecnologie diverse, a fibra ottica (DTS in fibra ottica) e con sfere "smart" ("GEOsniff" - enOware), flottanti ed integrate con elettronica miniaturizzata.

Entrambi i test sono stati realizzati nel 2022, in particolare, la tecnologia DTS (Distributed Temperature Sensing), basata su cavo ibrido in fibra ottica e filo scaldante, è stata installata nel mese di agosto, per eseguire un test di risposta termica distribuito (DTRT) in uno degli scambiatori geotermici verticali che compongono il campo complessivo, di profondità pari a 190 m installato in un contesto geologico caratterizzato da depositi vulcano-clastici. Mentre, la tecnologia "enOware GEOsniff", basata su sensori speciali e cavo scaldante, è stata installata nel mese di settembre, per eseguire un secondo test di risposta termica distribuito avanzato (E-TRT) nello scambiatore geotermico verticale denominato S6.

In aggiunta, sono state effettuate delle analisi di laboratorio su campioni di cutting derivanti dalla perforazione, prelevati sul sito, che hanno permesso di ottenere valori specifici di conducibilità termica dei diversi livelli campionati della stratigrafia desunta dal cutting di perforazione durante l'avanzamento dalla stessa mediante impiego di tecniche a distruzione di nucleo con circolazione di aria compressa e con acqua.



## 2 ENERGIA GEOTERMICA

L'energia geotermica è definita come la fonte di energia legata al calore endogeno della Terra. La manifestazione più chiara di questo fenomeno è l'attività vulcanica, i geysers e le sorgenti termali. Il calore è generato in primo luogo dal decadimento radioattivo di isotopi instabili intrappolati nel mantello terrestre come, ad esempio, Uranio (U238, U235), Torio (T232) e Potassio (K40), e in secondo luogo dal trasferimento del calore dal nucleo terrestre e distribuito eterogeneamente nella crosta terrestre. Un'altra parte di questo calore endogeno può essere dovuta a reazioni chimiche esotermiche come l'ossidazione dei solfuri, l'idratazione dell'anidrite, ecc. Meno rilevante in termini di quantità, ma importante per la parte superficiale della crosta, è il contributo dell'irraggiamento solare che varia a seconda delle stagioni. Esistono tre diversi processi che regolano il trasferimento di calore:

- *Conduzione*: regola il trasferimento di calore tra corpi in contatto fisico. Non implica spostamenti di materia ma solo di calore. Fisicamente, è il flusso di calore attraverso solidi e liquidi per vibrazione e collisione di molecole ed elettroni liberi. Le molecole in un dato punto di un sistema che si trovano a temperatura più alta vibrano più velocemente delle molecole di altri punti dello stesso sistema che sono a temperatura più bassa. Le molecole con movimento maggiore collidono con le molecole meno energizzate e trasferiscono parte della loro energia alle molecole meno energizzate delle regioni più fredde della struttura;
- *Convezione e avvezione*: trasferimento di calore attraverso flussi all'interno di un fluido (liquido o gas). La convezione è lo spostamento dei volumi di una sostanza in una fase liquida o gassosa. Quando una massa di un fluido viene riscaldata, le sue molecole vengono portate via e disperse facendo sì che la massa di quel fluido diventi meno densa. Per questo motivo, la massa riscaldata si sposterà verticalmente e/o orizzontalmente, mentre la massa di fluido più fredda e densa scenderà (le molecole a bassa energia cinetica spostano le molecole negli stati ad alta energia cinetica). Attraverso questo processo le molecole del fluido caldo trasferiscono continuamente calore verso i volumi del fluido più freddo;
- *Irraggiamento*: fenomeno predominante ad altissime temperature ma irrilevante nei sistemi geotermici a bassa entalpia, è il trasferimento di calore per onde elettromagnetiche o fotoni. Non ha bisogno di un mezzo di propagazione. L'energia

trasferita dalla radiazione si muove alla velocità della luce. Il calore irradiato dal Sole può essere scambiato tra la superficie solare e la superficie terrestre senza riscaldare lo spazio di transizione.

L'entità dell'energia geotermica immagazzinata è davvero enorme, come dimostrato in letteratura: facendo riferimento al bilancio termico terrestre, il flusso di calore totale dalla superficie terrestre è stimato in  $42 \times 10^{12}$  W (conduzione, convezione e irraggiamento). Di questi,  $l'8 \times 10^{12}$  W proviene dalla crosta terrestre, che rappresenta solo il 2% del volume totale della Terra, ma è ricca di isotopi radioattivi, il  $32,3 \times 10^{12}$  W deriva dal mantello, che costituisce l'82% del volume totale della Terra, e  $l'1,7 \times 10^{12}$  W proviene dal nucleo, che costituisce il 16% del volume totale del pianeta e non contiene isotopi radioattivi. Poiché il calore radiogenico del mantello è stimato in  $22 \times 10^{12}$  W, il raffreddamento di questa parte della Terra è di  $10,3 \times 10^{12}$  W.

Il raffreddamento del pianeta, tuttavia, è molto lento. La temperatura del mantello è scesa, al massimo, di  $300^{\circ}\text{C}$ - $350^{\circ}\text{C}$  in tre miliardi di anni e, alla sua base, la temperatura si aggira intorno ai  $4000^{\circ}\text{C}$ . È stato stimato che il calore totale contenuto nella Terra, ipotizzando una temperatura superficiale media di  $15^{\circ}\text{C}$ , sia dell'ordine di  $12,6 \times 10^{24}$  MJ e quello contenuto nella crosta sia dell'ordine di  $5,4 \times 10^{21}$  MJ (F.D. Stacey e D.E. Loper, 1988).

Il flusso geotermico medio di calore terrestre, definito come il rapporto tra l'energia generata all'interno del pianeta e la superficie totale della Terra, assume un valore di circa  $0,03 \text{ W/m}^2$ .

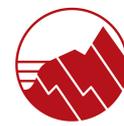
Le perforazioni profonde, che servivano principalmente per l'estrazione di idrocarburi, hanno permesso di rilevare un gradiente geotermico medio che rappresenta un aumento della temperatura con la profondità. Partendo dall'ipotesi che la trasmissione di calore nel sottosuolo avvenga solo per conduzione/avvezione, è possibile sfruttare le leggi della conduzione per un singolo pozzo con temperatura superficiale indipendente dal tempo. Dalla legge di Fourier del bilancio energetico di un cubo elementare è possibile ricavare per analogia il flusso termico che si instaura attraverso la superficie come mostrato nell'Equazione 1:

$$q = \lambda \frac{(T^1 - T^2)}{\Delta z} \quad (\text{Eq.1})$$

Dove:

$q$  = flusso di calore geotermico attraverso la superficie [ $\text{W/m}^2$ ];

$\lambda$  = conduttività termica del sottosuolo [ $\text{W/mK}$ ];



$T^1$  e  $T^2$  = temperature a due differenti profondità [K],  $z^1$  e  $z^2$  rispettivamente;

$\Delta z$  = distanza in "m" tra le due diverse profondità  $z^1$  e  $z^2$ .

Nota il flusso geotermico medio e le caratteristiche della roccia come conducibilità termica è possibile ricavare il gradiente geotermico:

$$\frac{q}{\lambda} = \frac{(T^1 - T^2)}{\Delta z} = \nabla T = \frac{0,03 \text{ W/m}^2}{1 \text{ W/mK}} = 0,03 \text{ K/m} \quad (\text{Eq.2})$$

Dove  $\nabla T$  è il gradiente di temperatura con la profondità [K/m].

Cioè, aumentando la profondità, la temperatura aumenta di 3 K ogni 100 m. Con questo andamento si avrebbe, per assurdo, una temperatura intorno ai 190.000° C al centro della Terra. In realtà questo gradiente termico è presente nei primi 200 m di profondità, cioè nel range di profondità di interesse del GSHP. In questa fascia il calore fornito è dovuto al calore endogeno della Terra e al calore di origine solare, che interessa i primi dieci metri di profondità. Il flusso geotermico è diverso in ogni zona del mondo, per questo motivo alcune aree sono meglio sfruttabili di altre dai sistemi GSHP.

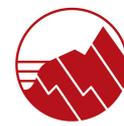
L'energia termica della Terra è quindi enorme ed inesauribile, ma solo una parte di essa può essere sfruttata. Finora l'utilizzo di questa energia è stato limitato a quelle zone dove le condizioni geologiche consentono ad un vettore (acqua in fase liquida o vapore) di "trasportare" il calore dalle formazioni calde profonde alla superficie o ad essa vicine, formando le ben note risorse geotermiche. Tuttavia, sappiamo che si sono sviluppate nuove metodologie innovative e con tecnologie all'avanguardia, in grado di utilizzare un'ampia gamma di temperature in tutto il mondo, integrando così la generazione di energia elettrica con il sistema di riscaldamento-raffrescamento degli edifici.

Il criterio di classificazione più comune delle risorse geotermiche si basa sull'entalpia dei fluidi che trasferiscono il calore dalle rocce calde profonde alla superficie terrestre. Si può considerare l'entalpia come approssimativamente proporzionale alla temperatura e usarla per esprimere il contenuto termico dei fluidi; quindi, fornisce un'idea del loro "valore" termico. L'attuale sfruttamento estensivo della risorsa porta ad una suddivisione della disciplina in tre diverse classi: alta, media e bassa entalpia, (P. Muffler e R. Cataldi, 1977):

- *Geotermia ad alta entalpia ( $T > 150^\circ\text{C}$ ):* questa disciplina è legata allo sfruttamento di fluidi molto caldi, utilizzati per generare elettricità. Un esempio sono i vapori ad alta temperatura della Valle del Diavolo di Larderello;



- *Geotermia a media entalpia* ( $90^{\circ}\text{C} < T < 150^{\circ}\text{C}$ ): I fluidi interessati non hanno una temperatura sufficientemente elevata per muovere le turbine di una centrale "tradizionale", ma possono comunque essere utilizzati per generare energia elettrica;
- *Geotermia a bassa entalpia* ( $90^{\circ}\text{C} > T$ ): La geotermia a bassa entalpia sfrutta l'inerzia termica e la stabilità termica del suolo (primi 100-150 m), trattando basse temperature (più frequentemente comprese tra 10 e 20°C). Risorsa termica che ha una temperatura stabile durante l'intero ciclo annuale, vicina alla temperatura di comfort degli edifici, molto più stabile dell'aria con la quale invece di solito si scambia calore (pompe di calore aerotermiche); per questo motivo il sottosuolo viene utilizzato quale sorgente e recettore termico per fini di riscaldamento e raffrescamento degli edifici.



### 3 SISTEMI A POMPA DI CALORE GEOTERMICA

Il sistema GSHP (Ground Source Heat Pump), nella sua configurazione più elementare, è costituito da una pompa di calore con un condensatore (modalità di raffreddamento) e un evaporatore (modalità di riscaldamento) collegati termicamente agli scambiatori di calore a terra utilizzando un fluido secondario, e un'unità interna che rappresenta effettivamente l'impianto termico per la distribuzione del calore. Bassa temperatura di esercizio (acqua nella tubazione a circa 40°C) con ampio dispiego superficiale di tubi per isolare termicamente l'edificio dall'ambiente esterno. Questi sistemi sfruttano una pompa di calore per forzare il trasferimento di calore contenuto nel terreno: spostano l'energia termica da un mezzo a temperatura più bassa ad uno a temperatura più alta. Il terreno non può fornire una temperatura confortevole di 20-22°C, possedendo una temperatura intorno ai 14-18°C durante tutto l'anno nelle zone miti come l'Italia; quindi, viene utilizzata una pompa di calore che innalza la temperatura del calore disponibile per rendere quest'ultimo utilizzabile, vantaggioso economicamente e con basse emissioni. Il circuito dello scambiatore di calore è realizzato in un materiale straordinariamente resistente ma che consente un efficiente passaggio del calore. I produttori di scambiatori geotermici utilizzano in genere polietilene ad alta densità (HDPE), che è una plastica resistente, con giunti termosaldati. Il fluido nel circuito è preferibilmente acqua o una soluzione antigelo ecologica, altrimenti si usa una miscela di acqua e glicole. La lunghezza del circuito dipende da diversi fattori come il tipo di configurazione del circuito, il carico di riscaldamento e raffreddamento della casa, le condizioni del suolo e il clima locale.

Gli impianti a pompa di calore geotermica (GSHP) estraggono il calore dal terreno in inverno (per il riscaldamento) e lo restituiscono al suolo in estate (per il raffrescamento), sono disponibili praticamente ovunque (non si tratta di "flussi caldi"), durante tutto l'anno e non solo in una stagione. Alcuni sistemi sono progettati per funzionare in una sola modalità, riscaldamento o raffreddamento, a seconda del clima. Il funzionamento classico di un impianto a pompa di calore a fonte geotermica è mostrato in Figura 1.

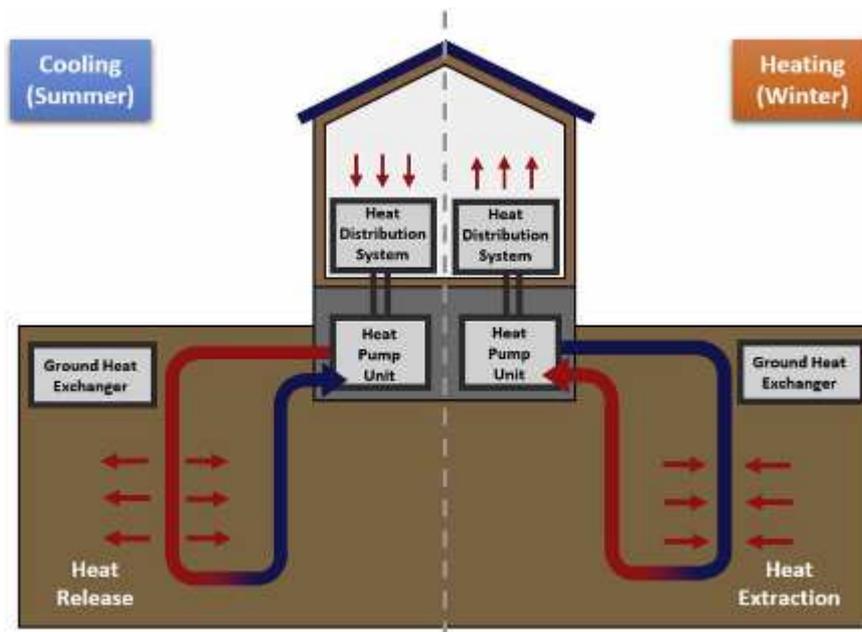


Figura 1. Schema funzionamento di un sistema GSHP (fonte: sito Web).

### 3.1 POMPA DI CALORE GEOTERMICA

La pompa di calore è una macchina in grado di estrarre e trasferire calore da un corpo a temperatura più bassa ad un corpo a temperatura più alta. Questo processo è inverso rispetto a quanto avviene in natura ed è dovuto al fatto che viene fornita energia elettrica alla macchina che "pompa calore". Il principio di funzionamento che sta alla base della pompa di calore è un ciclo termodinamico inverso, simile a quello che sta alla base di un comune frigorifero. Nel caso in cui l'unico interesse sia quello di riscaldare un dato ambiente, la pompa si dice "irreversibile"; nel caso in cui vi sia interesse sia a riscaldare (ad esempio durante l'inverno) che a raffreddare (ad esempio durante l'estate), la pompa è detta "reversibile". Il rendimento di una pompa di calore è rappresentato dal coefficiente di prestazione COP, inteso come il rapporto tra l'energia termica fornita al corpo da riscaldare e l'energia elettrica consumata affinché possa avvenire il trasporto del calore. Un valore di COP tipico di un impianto piuttosto efficiente può essere considerato pari a 3 (i valori normali sono compresi tra 2,5 e 3,5): ciò significa che per ogni kWh di energia elettrica consumata, la pompa di calore cederà 3 kWh di energia termica all'ambiente da riscaldare. Ovviamente, per una corretta valutazione, va tenuto presente il tipo di fonte

energetica utilizzata per la generazione di energia elettrica e l'intera filiera di produzione, trasporto e distribuzione dell'energia elettrica stessa. Uno schema delle pompe di calore geotermiche con il circuito del fluido è mostrato in Figura 2:

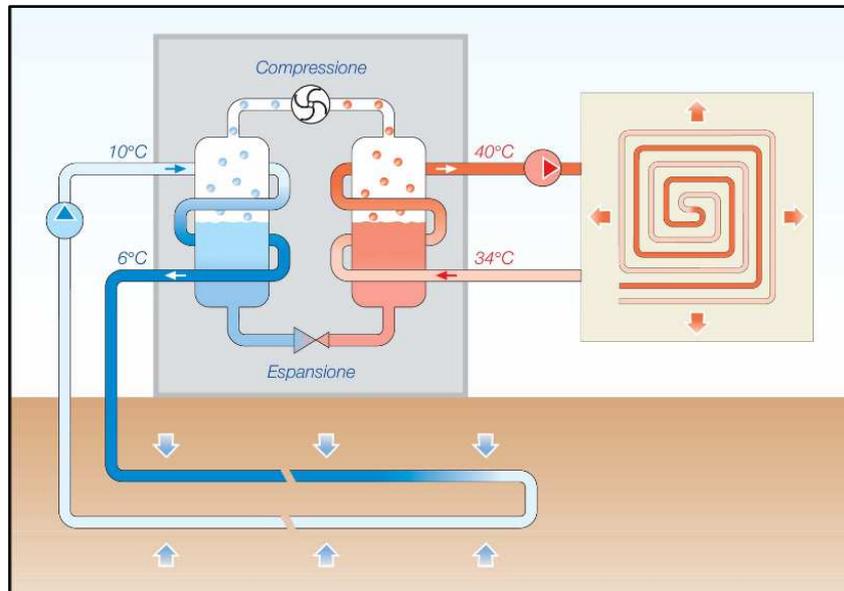


Figura 2. Funzionamento pompa di calore con sorgente geotermica (fonte: sito Web).

### 3.2 SCAMBIATORI DI CALORE A TERRENO

I GSHP impiegano uno scambiatore di calore a contatto con il suolo o con l'acqua di falda per estrarre o dissipare il calore. Rappresenta il costo più elevato per i nuovi sistemi GSHP, a causa delle elevate spese legate al carotaggio, alla perforazione del pozzo, e all'installazione delle sonde. Il corretto dimensionamento di questo componente è necessario per garantire prestazioni a lungo termine in linea con l'investimento economico. Le sonde hanno solitamente un diametro compreso tra 25 e 40 mm e sono in grado di lavorare con un range di temperatura da  $-20^{\circ}\text{C}$  a  $100^{\circ}\text{C}$  e fino ad una pressione di 16-20 bar. L'intercapedine tra tubo e foro viene riempita con un materiale cementizio appropriato per garantire un buon contatto tra il tubo e il terreno e per ridurre la resistenza termica. La miscela cementizia è spesso un impasto di argilla bentonitica che viene arricchita con additivi a maggiore conducibilità termica in modo da adeguarsi alla conducibilità termica

del terreno circostante. Lo scambio termico può essere sfruttato utilizzando sistemi a circuito chiuso o a circuito aperto.

### 3.2.1 SISTEMI A CIRCUITO CHIUSO

In questa configurazione gli scambiatori di calore sono collocati nel sottosuolo e all'interno dello scambiatore di calore circola un fluido termovettore che trasferisce il calore dal terreno a una pompa di calore e viceversa. Non ci sono interazioni dirette con il terreno, quindi è possibile utilizzare additivi antigelo per potenziare lo scambio termico quando necessario. Non è necessaria una manutenzione ordinaria, ma tali sistemi sono più suscettibili ai danni durante le operazioni di installazione. La lunghezza del tubo dipende dal contesto geologico e può variare ampiamente da pochi metri fino a oltre i 150 m (US – EPA). I sistemi a circuito chiuso sono più costosi dei sistemi a circuito aperto poiché richiedono scavi o trivellazioni più onerosi; tuttavia, sono più comuni a causa dei limiti dei sistemi a circuito aperto. Sono possibili diversi schemi: scambiatori orizzontali, verticali, circuiti a stagno o lago e pali energetici. Nella Figura 3 è possibile vedere i diversi tipi di installazione per tale configurazione di sistema a circuito chiuso.

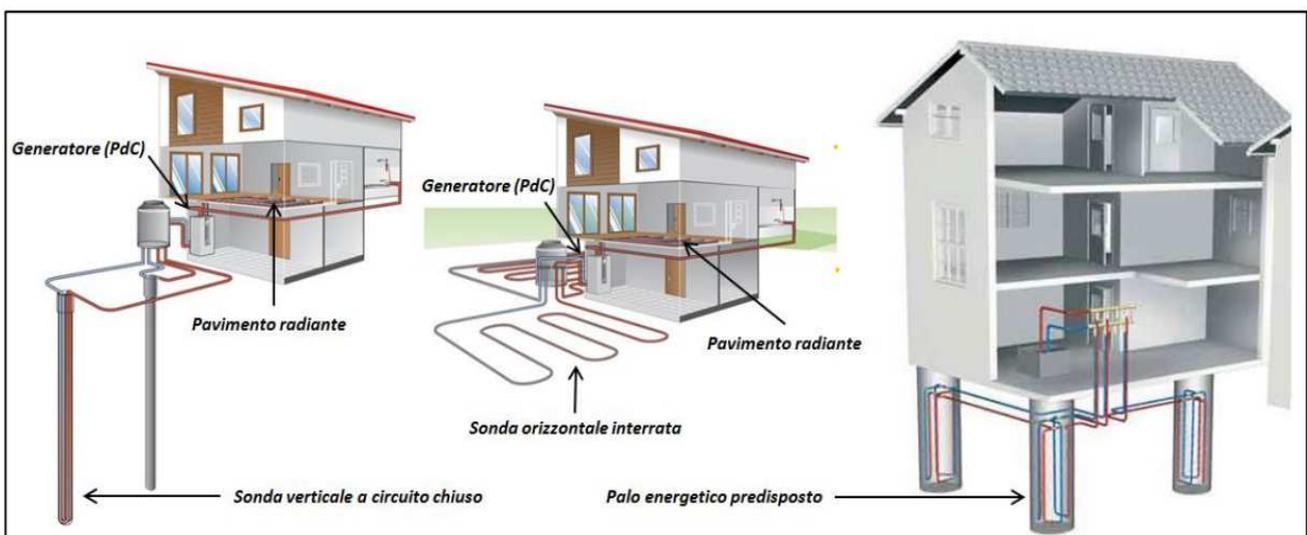
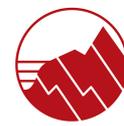


Figura 3. Diverse installazioni per i sistemi a circuito chiuso (fonte: sito Web Rehau).



Per quanto riguarda i sistemi a circuito chiuso, è opportuno elencare ed evidenziare, qui di seguito, le principali differenze tra le più comuni modalità di installazione degli scambiatori di calore al suolo.

- 1) **CIRCUITI ORIZZONTALI:** sono solitamente utilizzati per piccole installazioni, dove lo spazio richiesto è disponibile. La configurazione di questi sistemi è più semplice ed ha un costo di installazione inferiore con i tubi interrati in trincee con profondità comprese tra 1 e 2 m. Negli impianti orizzontali, e soprattutto in quelli funzionanti solo per il riscaldamento, il principale apporto termico è fornito dall'irraggiamento solare assorbito dal terreno. Un tipico sistema orizzontale ha una lunghezza di 35-60 m per kW di capacità di riscaldamento o raffreddamento. Per l'installazione di scambiatori di calore geotermici disposti in orizzontale, di solito viene rimosso completamente uno strato di terreno, vengono posati i tubi e successivamente viene riportato il terreno sopra i tubi. Tipicamente, i tubi sono disposti in parallelo o in serie; sono disponibili anche tipologie più "compatte", con disposizione a spirale o a trincea. I tipi "compatti" ottengono il posizionamento di tubi di lunghezza maggiore in trincee più piccole, richiedendo quindi una superficie inferiore.
- 2) **CIRCUITI VERTICALI:** sono ampiamente utilizzati quando è necessario installare una capacità di scambio termico sufficiente in presenza di una superficie areale limitata. Ciò è possibile perché la temperatura al di sotto di una certa profondità compresa tra 15 e 20 m rimane costante durante tutto l'anno. In un pozzo standard, tipicamente profondo da 50 a 150 metri, vengono installati tubi in HDPE e lo spazio tra il tubo e il foro viene riempito con un materiale appropriato per garantire un buon contatto tra il tubo e il terreno indisturbato e ridurre la resistenza termica. I diametri dei fori tipici per le sonde a circuito verticale sono compresi tra 10 e 20 cm. I circuiti verticali sono generalmente più costosi da installare ma richiedono meno tubazioni rispetto ai circuiti orizzontali, poiché sfruttano la profondità rispetto all'ampiezza. Vengono classificati in due categorie di base che sono:
  - Tubi a U: costituiti da una coppia di tubi rettilinei, collegati con un ritorno a U nella parte inferiore. A causa del basso costo del materiale, due o anche tre di tali tubi a U sono generalmente installati in un foro.
  - Tubi coassiali: costituiti da un tubo centrale e uno o più canali di flusso periferici e possono offrire vantaggi unici (se progettati correttamente) rispetto ai tubi a U. Possono offrire un buon contatto termico tra il flusso esterno e la parete del pozzo e perdite di carico inferiori.

- 3) **PALI ENERGETICI:** sistema che fornisce energia attraverso un sistema di tubazioni chiuse all'interno dei pali di fondazione. I pali geotermici sono costituiti da fondazioni su pali combinate con sistemi a pompa di calore geotermica a circuito chiuso. Il loro scopo è fornire supporto all'edificio, oltre a fungere da fonte di calore e dissipatore di calore. Il calcestruzzo che forma i pali è un mezzo ideale per il trasferimento di energia e le tubazioni sono costituite da tubi flessibili in plastica che sono facilmente alloggiabili all'interno delle gabbie di rinforzo dei pali. Gli spazi tra la parete del tubo in acciaio e i tubi dello scambiatore di calore sono riempiti con malta conduttiva. Generalmente i pali geotermici sono profondi tra 15-40 m e possono superare 1 m di diametro.

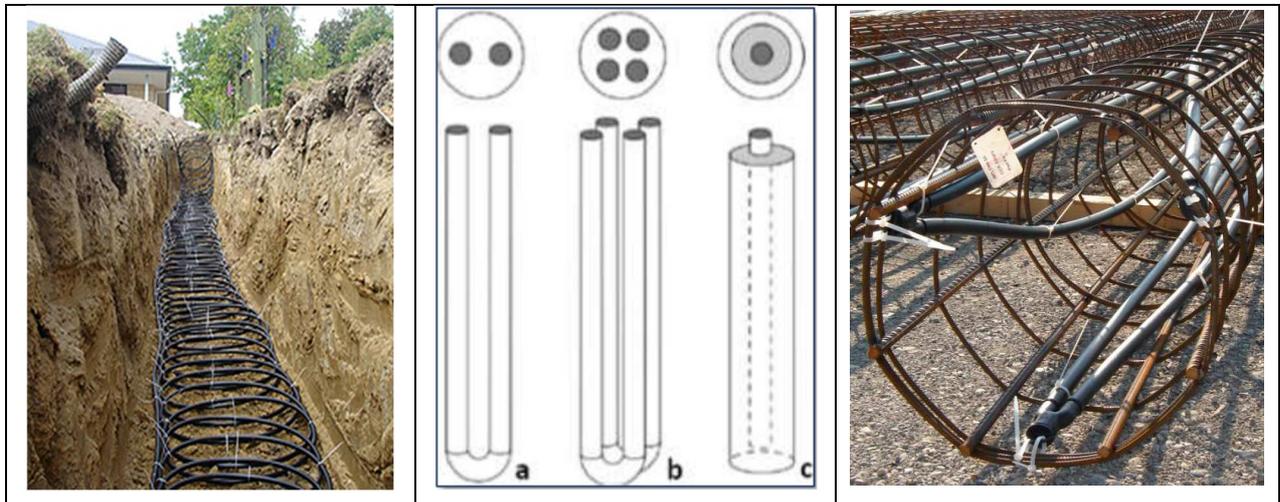
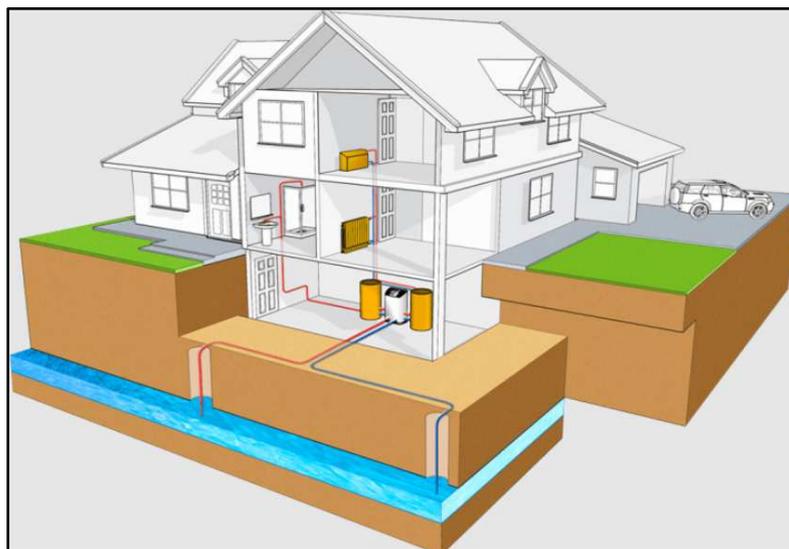


Figura 4. Le 3 diverse installazioni per i sistemi a circuito chiuso (fonte: sito Web).

### 3.2.2 SISTEMI A CIRCUITO APERTO

Questi sistemi utilizzano come fluido di scambio termico l'acqua di pozzo o di superficie che circola direttamente nel circuito. Il sistema a circuito aperto è più efficiente di un sistema a circuito chiuso. Ciò è dovuto al fatto che il circuito aperto, pompando l'acqua direttamente alla pompa di calore, riduce il numero di scambi termici che avvengono in un impianto. Inoltre, in un sistema a circuito aperto, la situazione di partenza corrisponde a quella di regime, cosa che non avviene nel circuito chiuso dove la presenza del tempo transitorio comporta una riduzione del rendimento. Essi interagiscono direttamente con il terreno, una volta che l'acqua circola attraverso lo scambiatore di calore fino alla pompa di

calore essa ritorna al suolo attraverso il pozzo di scarico o attraverso lo scarico superficiale; questi sistemi sono ovviamente pratici solo dove c'è un'adeguata alimentazione di acqua relativamente pulita. Per quanto riguarda lo scarico dell'acqua, devono essere soddisfatti tutti gli standard e le normative locali in materia di scarico delle acque sotterranee come, la quantità di acqua che può essere estratta, la temperatura dell'acqua di scarico e la qualità dell'acqua di scarico. Uno svantaggio della configurazione a circuito aperto è che l'acqua estratta deve essere chimicamente neutra e con una bassa quantità di minerali, come il ferro, per evitare la corrosione, l'incrostazione e il ridimensionamento del sistema (Morris A., Sheet A., 2009). Vantaggi sono, invece, che le temperature dell'acqua rimangono quasi costanti, i sistemi a circuito aperto richiedono meno perforazioni ed hanno implementazioni a terra più semplici e quindi costi iniziali inferiori. Esistono tre configurazioni comuni a circuito aperto: pozzi di estrazione, pozzi di estrazione e reiniezione e sistemi idrici superficiali.



*Figura 5. Esempio di sistema a circuito aperto (sito GeoNovis).*

Nell'ambito della progettazione di tali sistemi energetici, il dimensionamento dello scambiatore di calore geotermico è uno dei compiti più importanti ed è fondamentale per ottenere buone prestazioni. È quindi essenziale che i calcoli vengano eseguiti accuratamente per garantire che il futuro impianto non sia sotto o sovradimensionato. Se il sistema è sottodimensionato risulterà in: scarsa efficienza, diminuzione dei livelli di comfort, continui blocchi e attivazione dei sistemi di sicurezza della pompa di calore. Un altro rischio del sottodimensionato è che il sistema non sia in grado di soddisfare la



richiesta termica dell'edificio. Ciò comporterà un utilizzo maggiore del riscaldamento ausiliario riducendo così l'efficienza del sistema e aumentando le emissioni di anidride carbonica. Un sottodimensionamento comporterà anche un'estrazione di calore più significativa dal terreno e quindi un tempo di recupero più lungo per il raggiungimento delle condizioni originali. Viceversa, se il sistema è sovradimensionato, il costo di installazione aumenterà e potrebbe rendere insostenibili i costi complessivi del progetto. Il dimensionamento accurato è importante dal punto di vista economico poiché i costi di realizzazione di un GSHP sono superiori rispetto ai sistemi di riscaldamento convenzionali.



## 4 PARAMETRI TERMOFISICI DEL SOTTOSUOLO: LA CONDUCEBILITÀ TERMICA

L'energia immagazzinata sotto forma di calore, all'interno del sottosuolo, che può essere utilizzata per applicazioni di riscaldamento e raffreddamento presa in considerazione nel dimensionamento degli scambiatori di calore non rappresenta l'unica variabile in gioco che influenza la capacità dei sistemi GSHP, ma devono essere considerate anche le proprietà termiche del sottosuolo stesso e della malta di cementazione, per essere in grado di stimare altrettanto correttamente le probabili temperature sotterranee e le caratteristiche del trasferimento di calore nel sistema sonda – malta di cementazione – sottosuolo.

La quantità di calore scambiato e le prestazioni energetiche dell'intero sistema sono fortemente influenzate dalla capacità di scambio termico del terreno che circonda gli scambiatori di calore a terreno (Sarbu e Sebarchievici, 2014). Un altro fattore chiave è l'equilibrio tra la domanda di riscaldamento e quella di raffreddamento dell'edificio: in caso di domanda sbilanciata, il comportamento termico del terreno influisce in modo più significativo sull'evoluzione nel tempo della prestazione energetica complessiva. Pertanto, la determinazione dei parametri termici del terreno è cruciale sia per progettare l'adeguata lunghezza totale del foro da installare, la spaziatura e la disposizione dei BHE, ovvero la lunghezza del singolo BHE, il numero di BHE e la posizione reciproca, che incidono sui costi di installazione a breve termine e anche per mantenere adeguate prestazioni energetiche del GSHP sistema a lungo termine.

Gli effetti di un'errata valutazione della capacità di scambio termico locale del terreno potrebbero portare ad una errata progettazione del campo di perforazione, con ripercussioni sull'installazione, sulle prestazioni e sui costi di esercizio del sistema GSHP. Ad esempio, se il valore globale della conducibilità termica del terreno viene sovrastimato durante la progettazione, la lunghezza totale calcolata del collettore necessaria per soddisfare la richiesta di riscaldamento e raffreddamento dell'edificio sarà sottodimensionata. Di conseguenza, l'intero sistema GSHP mostrerà una minore efficienza energetica della pompa di calore e un maggiore consumo di energia elettrica. Al contrario, in caso di sottostima della capacità di scambio termico, la lunghezza totale del foro richiesta sarà maggiore del necessario e i costi iniziali di installazione del campo di perforazione saranno più elevati, sebbene l'efficienza energetica operativa sarà maggiore del valore impostato in fase di progettazione.

In termodinamica, la conducibilità termica ( $\lambda$ ), è la proprietà di un materiale che esprime la capacità di condurre il calore. Appare principalmente nella Legge di Fourier per la conduzione del calore e permette di quantificare il flusso termico condotto attraverso un blocco di un dato materiale:

$$Q = -\lambda A \frac{d\theta}{dx} \quad (\text{Eq.3})$$

Dove:

$Q$  = flusso di calore in joule al secondo, che equivale ad un watt ( $\text{J s}^{-1} = \text{W}$ ),

$\lambda$  = conducibilità termica del materiale ( $\text{W m}^{-1}\text{K}^{-1}$ ),

$A$  = area della sezione trasversale del blocco di materiale considerato ( $\text{m}^2$ ),

$\theta$  = temperatura ( $^{\circ}\text{C}$  o  $\text{K}$ ),

$x$  = coordinata della distanza nella direzione di diminuzione della temperatura (si noti che il calore fluisce verso la diminuzione della temperatura: da qui il segno negativo nell'equazione),

$\frac{d\theta}{dx}$  = gradiente geotermico ( $\text{K m}^{-1}$ ).

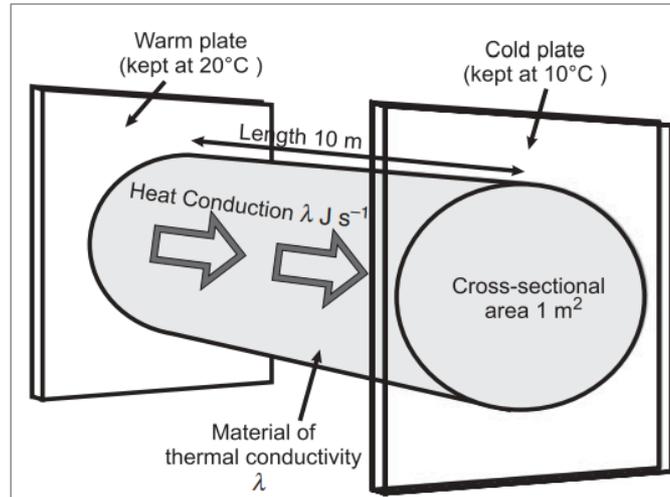
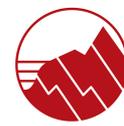


Figura 6. Principio della legge di Fourier (da Banks, 2012).

La conducibilità termica ( $\lambda$ ) è misurata in watt per metro-kelvin ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$  o  $\text{W/mK}$ ). Moltiplicata per una differenza di temperatura  $\Delta T$  (in  $\text{K}$ ) su un'area unitaria ( $\text{m}^2$ ), e diviso per uno spessore unitario (in metri,  $\text{m}$ ), la conducibilità termica predice il tasso di perdita di energia (in  $\text{W}$ ) attraverso una porzione di materiale. Quando la conducibilità termica è alta i materiali vengono definiti *conduttori* (metalli  $\text{Fe}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Ag}$ , leghe con  $\lambda$  compresa tra



200÷500 W/K m), quando è bassa i materiali vengono definiti *isolanti* (non metalli, legno, gomma, gas con  $\lambda$  compresa tra 0,1÷10 W/k m); questi ultimi vengono utilizzati per resistere al flusso termico, sono materiali eterogenei, caratterizzati da bassa  $\lambda$  e da cavità interne anch'esse con bassa  $\lambda$ ; ne sono esempi polistirolo, miscele di fibre e polveri con intercapedini d'aria (fibre di vetro, poliuretani, schiume rigide). Sono fondamentali per il risparmio energetico di sistemi coinvolgenti flussi di fluidi a  $T \neq T_{\text{ambiente}}$  limitando la dispersione di calore. Questi materiali sono dotati di una resistenza termica specifica per unità di superficie:

$$r = \frac{L}{\lambda} \quad (\text{Eq.4})$$

Dove:

$r$  = resistenza termica ed è misurata in  $\text{m}^2 \text{K/W}$ ,

$L$  = spessore del materiale considerato (m),

$\lambda$  = conducibilità termica (W/mK).

Esistono altri tre parametri che descrivono la capacità del sottosuolo, o di un corpo roccioso, di immagazzinare e condurre calore, e sono:

- Il *calore specifico* ( $C_p$ ): corrisponde alla quantità di calore o energia necessaria per innalzare, o diminuire, di 1K [J/(K\*kg)] la temperatura di un'unità di massa di un certo materiale o di una sostanza;
- La *capacità termica* ( $C$ ): indica la capacità dei materiali di immagazzinare calore al loro interno [J/K];
- La *diffusività termica* ( $\alpha$ ): è una proprietà termofisica dei materiali che esprime la capacità di migrazione del calore in relazione alla capacità termica [ $\text{m}^2/\text{s}$ ]. E' in relazione con conducibilità termica, calore specifico ( $C_p$ ) e densità ( $\rho$ ) secondo la seguente espressione:

$$\alpha = \frac{\lambda}{\rho C_p} \quad (\text{Eq.5})$$

Inoltre, il flusso di calore tra due superfici dipende dalla differenza di temperatura e dalla resistenza termica. La relazione tra il flusso di calore  $q$  [W/m], la differenza di temperatura  $\Delta T$  [K] e la resistenza  $R$  [K/(W/m)] è espressa nell'Equazione 6:

$$\Delta T = q * Rb \quad (Eq.6)$$

La resistenza termica, nel caso specifico di uno scambiatore geotermico a circuito chiuso dipende da diverse componenti, come:

- la resistenza termica tra il fluido termovettore e la parete del tubo;
- la resistenza termica all'intero tubo della sonda stessa;
- la resistenza termica tra la parete esterna del tubo e il materiale di cementazione del perforo;
- la resistenza termica tra materiale di cementazione e terreno circostante.

Oltre a questi principali parametri, che rappresentano il contesto termodinamico, bisogna considerare e distinguere il tipo di sottosuolo in esame comprese quelle caratteristiche che a loro volta influenzano i parametri sopracitati, quindi, le caratteristiche di facies litica o incoerente, granulometrico-tessiturali, porosità, grado di saturazione, tipo di fluido intergranulare, fase minerale dominante e gradiente geotermico (Schön, 2011), in quanto:

- per le rocce, la conducibilità termica è influenzata principalmente dalla composizione mineralogica, e, a seguire, dalla porosità, dalla presenza e tipologia di liquidi saturanti; generalmente, maggiore è la porosità (primaria o secondaria) e il grado di riempimento da parte di fluidi minore sarà la conducibilità termica. Dal punto di vista della composizione mineralogica, sappiamo che, ad esempio, la presenza di quarzo comporta ad un aumento della conducibilità termica. Clauser e Huenges (1995) hanno definito due diagrammi ternari evidenziando l'effetto della composizione mineralogica e della presenza di aria e acqua nello spazio dei pori per diversi tipi di roccia.

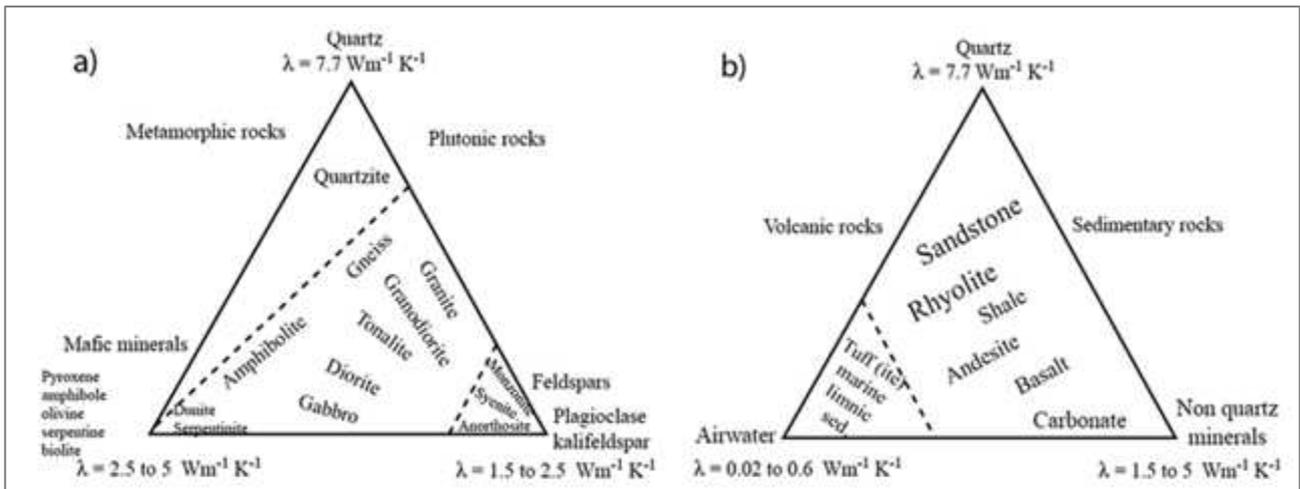


Figura 7. Conduttività termica dei minerali fondamentali che formano le rocce e relazione compositiva con le rocce. (a) rocce metamorfiche e plutoniche, (b) rocce vulcaniche e sedimentarie (da Clauser e Huenges, 1995).

- per i sedimenti non consolidati, la conducibilità termica è influenzata da diversi fattori come contenuto idrico, composizione mineralogica, distribuzione granulometrica e gradazione, contenuto organico, densità del deposito correlato alle condizioni di pressione a cui è sottoposto, che spesso interagiscono tra loro influenzando le proprietà termiche dei sedimenti incoerenti (Tarnawski et al., 2009; Abu-Hamdeh, 2003). La Figura 8 riassume le misure riportate in articoli scientifici da diversi autori come panoramica dei valori di conducibilità termica per ghiaie, sabbie e limi/argille. I valori massimi e minimi di una stessa categoria presentano un intervallo di variazione piuttosto ampio dovuto alla differenza delle proprietà fisico-strutturali dei materiali testati; i sedimenti non consolidati presentano una variabilità molto elevata in termini di composizione mineralogica e gradazione granulometrica anche se classificati come appartenenti alla stessa principale classe granulometrica.

Sediment category	Thermal Conductivity [W/m K]		
	Min-value	Max-value	Recommended value
Gravel dry	0.4	0.9	0.4
Gravel water-saturated	1.6	2.5	1.8
Sand dry	0.3	0.9	0.4
Sand moist	1	1.9	1.4
Sand water-saturated	2.0	3.0	2.4
Clay/silt dry	0.4	1.0	0.5
Clay/silt water-saturated	1.1	3.1	1.8
Till/loam	1.1	2.9	2.4
Peat, soft lignite	0.2	0.7	0.4

Figura 8. Valori di riferimento della conducibilità termica estratti dalla letteratura (VDI 4640, 2010). I valori riportati non tengono conto del contributo della convezione al trasferimento di calore che può essere ottenuto nel caso in cui i BHE incontrino acque sotterranee in movimento.

Per la determinazione della conducibilità termica, e degli altri parametri termofisici, dei materiali sono possibili sia misure in laboratorio su campioni, sia in situ a scala reale.

In ogni caso il terreno deve essere disturbato o per un carotaggio, utile per le prove di laboratorio, o per l'installazione di dispositivi sotterranei per l'esecuzione di prove in situ. Da considerare il fatto che, nelle misurazioni di laboratorio, il campione prelevato dal carotaggio del terreno avrà modificato le sue caratteristiche fisiche quali il contenuto di acqua, lo stato di stress, il grado di consolidamento e le sue caratteristiche geometriche quali la presenza di fratture. Questo può comportare ad un cambiamento del valore di conducibilità termica originale. Mentre i test in situ offrono risultati più affidabili poiché tengono conto delle specifiche condizioni idrogeologiche del sito in esame, riducendo gli inconvenienti connessi al fattore di scala delle indagini termofisiche.

I test in situ per la caratterizzazione delle proprietà termiche del terreno per applicazioni geotermiche a bassa entalpia si riferiscono al Thermal Response Test (TRT) noto anche come Geothermal Response Test (GRT o GeRT). Attraverso questa prova è possibile ottenere un valore della conducibilità termica del terreno che è mediato lungo tutta la verticale dello scambiatore di calore a terreno. Oltre alla conducibilità termica, con questo test è anche possibile stimare la resistenza del foro.

Nel corso degli anni, a partire da questo test tradizionale, sono state implementate nuove tecnologie e metodi per consentire di ottenere non solo un valore medio lungo la profondità, ma una ricostruzione continua del profilo di conducibilità termica lungo l'intera

verticale. Ciò è possibile implementando il classico apparecchio TRT con un misuratore di temperatura lungo l'intera profondità del terreno analizzato, ma il principio di funzionamento del test rimane lo stesso.

Questi test sono noti come Distributed Temperature Sensing (DTS) o Distributed Thermal Response Test (DTRT) ed Enhanced Thermal Response Test (E-TRT). Il primo utilizza il cavo in fibra ottica come rilevatore di temperatura, il secondo utilizza diversi misuratori di temperatura liberi.

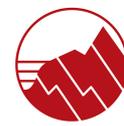
#### 4.1 METODI DI LABORATORIO

Esistono diversi modi per misurare la conducibilità termica di un campione di terreno derivante da un carotaggio. Ognuno di questi è adatto per una gamma limitata di materiali, a seconda delle proprietà termiche e della temperatura media.

I metodi comunemente adottati per misurare la conducibilità termica di campioni di rocce o sedimenti possono essere suddivisi in due categorie principali, i metodi stazionari e i metodi transitori. I metodi dello stato stazionario determinano le proprietà termiche stabilendo una differenza di temperatura nel campione che non cambia nel tempo, questo rende l'analisi del segnale semplice (lo stato stazionario implica segnali costanti). Lo svantaggio è che di solito è necessaria una configurazione sperimentale ben progettata. Mentre i metodi transitori monitorano la dissipazione del calore dipendente dal tempo all'interno di un campione durante il processo di riscaldamento (Vieira et al., 2017). I metodi transitori sono solitamente molto più veloci dei metodi stazionari che richiedono: a) un tempo lungo per raggiungere le condizioni stazionarie; b) un apparato in grado di garantire una condizione termica stabile per eseguire la misura; c) un controllo accurato per creare e mantenere la stabilità delle condizioni di misurazione.

La determinazione diretta in laboratorio si basa su campioni di materiale (roccia o terreno) raccolti e preparati utilizzando dispositivi specifici basati su diverse metodologie di acquisizione, come:

- *TCi Thermal Conductivity Analyzer*: utilizza la tecnica Modified Transient Plane Source utilizzando un sensore di riflessione del calore interfacciale unilaterale che



applica una fonte di calore costante momentanea al campione in conformità con i metodi ASTM (ASTM D7984-16, 2016). Il sensore consiste in un anello di protezione che circonda la bobina del sensore primario (diametro di 1,5 cm) per indurre un trasferimento di calore unidimensionale nel campione. Prima di ogni sessione di misurazione, il dispositivo viene calibrato con campioni di riferimento adeguati forniti dal produttore. Questi sono testati per la misurazione della conduttività termica da laboratori esterni certificati di terze parti. Il sensore di misura viene applicato sulla superficie piana del campione in prova, dopo un'operazione di lucidatura.

- *Thermal Conductivity Scanning (TCS) apparatus*: è un dispositivo senza contatto ad alta precisione basato sulla scansione ottica della superficie del campione con una fonte di calore focalizzata, mobile e a funzionamento continuo in combinazione con due sensori di temperatura a infrarossi. L'apparecchiatura consente di eseguire la misurazione dei profili delle proprietà termiche lungo più campioni, nonché di tenere conto di eventuali disomogeneità o anisotropie. Questo dispositivo richiede che i campioni vengano tagliati a metà con una lunghezza di almeno 5 cm dopo il processo di preparazione. Sulla superficie piana del campione viene tracciata una tacca nera larga 2 cm con colore non lucido a base acqua lungo la linea di misura. Prima di ogni misurazione, il dispositivo viene "riscaldato" per circa 30 min e successivamente i sensori "caldo" e "freddo" vengono calibrati misurando un campione standard di riferimento, scelto in base alla conducibilità termica prevista.
- *Transient Line Source*: applica il metodo, secondo i metodi ASTM (ASTM D5334-00, 2000). Il campione di materiale viene sollecitato da un temporaneo impulso di flusso termico (ad es. *ISOMET 2114 Thermal Properties Analyser*), al fine di analizzare la risposta in temperatura nel tempo del campione. Questo metodo deriva dalla tecnica del filo caldo transitorio (Assael et al., 2010). Questo dispositivo viene principalmente utilizzato per eseguire misure sperimentali su sedimenti non consolidati.
- *The guarded hot plate method (ASTM C 177-046)*: viene utilizzato per misurare la conducibilità di grandi campioni di isolanti termici. Questo metodo è inappropriato per i terreni, anche se la loro conduttività è bassa, a causa delle grandi dimensioni dei campioni necessari.
- *Needle Probe (ASTM D5334-00.8)*: procedura di misura che impiega una sonda ad ago termico in cui una corrente costante viene fatta passare attraverso un

riscaldatore contenuto in un ago ipodermico. La variazione della temperatura viene monitorata con il tempo per determinare la conducibilità nella fase di misura in condizioni stazionarie.

Analogamente ad altre proprietà, la conducibilità termica è caratterizzata da un ampio intervallo di valori all'interno dello stesso tipo di materiale. La Figura 9 presenta i valori di conducibilità termica presentati in letteratura per i tipi di roccia più comuni. Questa diffusione dei valori è il risultato di diversi fattori determinanti che influenzano la conducibilità termica, tra cui temperatura, porosità, grado di saturazione, fluido dei pori, fase minerale dominante, struttura e anisotropia.

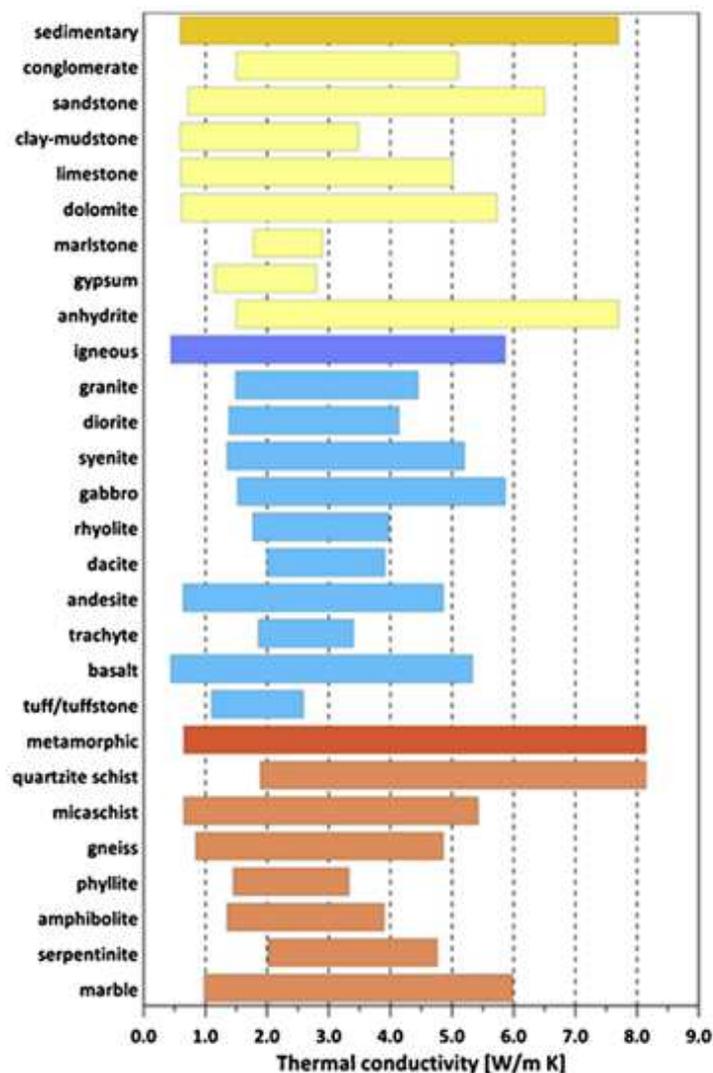


Figura 9. Variabilità della conducibilità termica di alcune rocce in funzione della porosità e del fluido contenuto nelle porosità (G. Dalla Santa et al., 2020).

Nei casi in cui, non fosse possibile eseguire una perforazione a carotaggio continuo, per determinare con buona precisione la stratigrafia del sito interessato e prelevare dei

campioni rappresentativi del sottosuolo, o non si è in grado di desumere la stratigrafia derivante dal cuttings di perforazione in caso di perforazione a distruzione di nucleo è comunque possibile basarsi sulle conoscenze geologiche e idrogeologiche della zona in esame, per poter ricostruire un profilo verticale delle litologie presenti ed assegnare dei parametri termici a ciascun intervallo stratigrafico preso in considerazione, tramite l'utilizzo delle indicazioni fornite dalle normative di riferimento VDI 4640, ASHRAE e UNI 11466 o attraverso l'utilizzo dell'innovativo Database termico Cheap-GSHP dell'UNIPD (Università degli Studi di Padova) (G. Dalla Santa, A. Galgaro et al., 2020). Queste normative e il database consentono di assegnare i parametri termici a ciascun deposito individuato; quindi, è possibile stimare la conducibilità termica complessiva delle litologie attraversate pesando i valori sullo spessore di ciascun intervallo. L'utilizzo di queste informazioni fornisce una conoscenza iniziale di base ai fini di una caratterizzazione preliminare del potenziale di geoscambio, per una stima della fattibilità di un nuovo sistema GSHP.

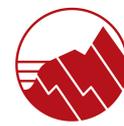
I valori riportati in Tabella 1, derivano da una stima del valore di conducibilità termica determinato per rocce magmatiche, metamorfiche, sedimentarie e materiali sciolti sulla base di valori bibliografici, misure dirette in laboratorio e database termico Cheap-GSHP dell'UNIPD.



Material	From Literature Review				Directly measured					UNIPD-Cheap GSHPs database		
	$\lambda$ W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>		$\rho c_p$ MJ m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>	$\rho$ in 10 <sup>3</sup> Kg m <sup>-3</sup>	$\lambda$ W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>		$\rho c_p$ MJ m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>	$\rho$ in 10 <sup>3</sup> Kg m <sup>-3</sup>	REC	$\lambda$ W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>		
	min	max	*	min	max	min	max	min		max	rec.	
<b>Sedimentary rocks</b>	0.59	7.70			1.03	5.62				0.59	7.70	
conglomerate	1.50	5.10	1.8-2.6	2.2-2.7						1.50	5.10	1.94
sandstone	0.72	6.50	1.8-2.6	2.2-2.7	1.03	4.54	2.00	2.06-2.28	2.43-2.66	0.72	6.50	2.60
clay-mudstone	0.59	3.48	2.1-2.4	2.4-2.6	1.47	3.21	2.54	1.80-2.23	2.70	0.59	3.48	2.13
limestone	0.60	5.01	2.1-2.4	2.4-2.7	2.42	4.41	2.88	1.81-2.22	2.35-2.80	0.60	5.01	2.50
dolomite	0.61	5.73	2.1-2.4	2.4-2.7	1.96	5.22	3.65	2.03-2.34	2.47-2.78	0.61	5.73	3.58
marlstone	1.78	2.90	2.2-2.3	2.3-2.6						1.78	2.90	2.04
gypsum	1.15	2.80	2.0	2.2-2.4						1.15	2.80	1.60
anhydrite	1.50	7.70	2.0	2.8-3.0						1.50	7.70	4.77
<b>Igneous rocks</b>	0.44	5.86			0.86	3.29				0.44	5.86	
granite	1.49	4.45	2.1-3.0	2.4-3.0	2.02	3.68	3.13	1.80-2.12	2.66-2.73	1.49	4.45	2.74
diorite	1.38	4.14	2.9	2.9-3.0	1.99	3.04	2.50	1.75-2.10	2.60-2.71	1.38	4.14	2.40
syenite	1.35	5.20	2.4	2.5-3.0	2.20	2.66	2.41	2.02-2.06	2.69	1.35	5.20	2.51
gabbro	1.52	5.86	2.6	2.8-3.1	2.41	2.79	2.60	2.08-2.04	2.84	1.52	5.86	2.41
rhyolite	1.77	3.98	2.1	2.6	1.89	3.29	2.61	1.95-2.09	2.11-2.5	1.77	3.98	2.96
dacite	2.00	3.91	2.9	2.9-3.0						2.00	3.91	2.60
andesite	0.64	4.86	2.3-2.6	2.6-3.2	0.96	1.39	1.16	1.38-1.57		0.64	4.86	1.43
basalt	2.20	3.40	2.1	2.6	1.86	1.95	1.91	1.87-2.00	2.33-2.63	1.86	3.40	2.48
trachyte	0.44	5.33	2.3-2.6	2.6-3.2	0.86	2.69	1.78	1.89-2.07	2.13-3.02	0.44	5.33	1.82
tuff/tuffstone	1.10	2.59								1.10	2.59	1.10
<b>Metamorphic rocks</b>	0.65	8.15			1.98	4.43				0.65	8.15	
quartzite schist	1.89	8.15	2.1	2.5-2.7						1.89	8.15	5.18
micaschist	0.65	5.43	2.2-2.4	2.4-2.7	1.98	4.43	2.83	2.09-2.26	2.72-2.76	0.65	5.43	2.53
gneiss	0.84	4.86	1.8-2.4	2.4-2.7	3.04	3.89	3.70	2.19 - 2.2	3.03	0.84	4.86	2.95
phyllite	1.50	3.33			1.45	2.94	2.59	1.41-1.95	2.76-2.82	1.45	3.33	2.45
amphibolite	1.35	3.90	2.0-2.3	2.6-2.9						1.35	3.90	2.90
serpentinite	2.41	4.76			2.01	3.72	2.62	2.1-2.2	2.63-2.82	2.01	4.76	2.52
marble	0.98	5.98	2.0	2.5-2.8						0.98	5.98	2.50
<b>nconsolidated sediments</b>												
clean gravel, dry	0.13	0.9	1.3-1.6	1.8-2.2	0.14	0.55	0.33			0.14	0.9	0.4
heterometric gravel with sand, wet	0.18	3.00			0.94	1.33	1.08			0.2	3.00	1.08
medium sand, dry	0.15	0.90	1.3-1.6	1.8-2.2	0.15	0.68	0.26	0.41-1.48		0.15	0.9	0.4
medium sand, wet	1.00	2.60	2.2-2.8 <sup>b</sup>	1.9-2.3 <sup>b</sup>	1.44	2.45	1.86	1.53-2.27		1.0	2.6	1.9
silty sand/sandy silt, wet	1.20	2.25			1.24	2.06	1.56	1.85-2.48		1.20	2.25	1.62
silt, dry	0.26	1.09	1.5-1.6	1.8-2.0	0.25	0.82	0.50	1.37-1.52		0.25	1.09	0.55
silt and clayey silt, wet	0.82	2.60	2.0-2.8 <sup>b</sup>	2.0-2.2 <sup>b</sup>	0.93	1.76	1.32	1.84-2.43		0.82	2.60	1.45
clay, dry	0.25	1.52	1.5-1.6	1.8-2.0	0.25	1.22	0.64	0.49-1.38		0.25	1.52	0.64
plastic clay, wet	0.60	1.90	2.0-2.8 <sup>b</sup>	2.0-2.2 <sup>b</sup>	0.87	1.39	1.03	0.62-2.67		0.60	1.90	1.10
organic materials: peat	0.2	0.7	0.5-3.8	0.5-1.1	0.30	0.66	0.51	0.32-0.78	from sharry to OC	0.2	0.7	0.51

Tabella 1. Database termico UNIPD Cheap-GSHPs (Dalla Santa et al., 2020).

Tuttavia, il corretto dimensionamento e un'attenta progettazione dei sistemi GSHP dovrebbero richiedere dati e sondaggi specifici del sito per uno studio di fattibilità accurato. I test di risposta termica in sito rispondono all'esigenza di un'ulteriore caratterizzazione delle condizioni termofisiche e del potenziale di scambio termico dell'ambiente geologico preso in esame, in particolare quando le perforazioni potrebbero attraversare falde acquifere sotterranee.



## 4.2 METODI IN SITO (TEST DI RISPOSTA TERMICA)

Il principale metodo per determinare la conducibilità termica in sito è rappresentato dal Test di Risposta Termica (TRT o GRT). Le varianti del Test di Risposta Termica differiscono in base alla modalità di funzionamento (ad esempio, riscaldamento o raffreddamento), alle condizioni al contorno (flusso termico costante o temperatura in ingresso costante), al periodo di analisi (fase attiva o fase di recupero) e al sistema di misurazione (standard, migliorato o distribuito). Ad ogni modo, il principio comune su cui si basano tutte le varianti del Test di Risposta Termica è la misura della risposta termica del terreno a seguito di un'eccitazione termica nota e la valutazione delle proprietà termiche del terreno e del foro di trivellazione utilizzando un modello di trasferimento termico appropriato.

La prova, dunque, nasce con l'intenzione di valutare la resa termica lineare della sonda. Nella pratica però l'indagine è inevitabilmente limitata alla valutazione di alcuni parametri: la conducibilità termica efficace del terreno e la resistenza termica della sonda nel suo complesso, solo indirettamente legati alla resa termica lineare. La reale funzione del test è duplice. In primo luogo, permette di confermare e/o determinare le caratteristiche termofisiche del terreno e della sonda e quindi di ricavare direttamente i valori da inserire nei programmi di simulazione dei campi geotermici. Costituisce quindi una validazione delle scelte di progettazione.

Proprio per questo il test viene effettuato in fase di progettazione preliminare: si procede poi alla modifica del campo sonde prima che l'impianto sia realizzato e quindi con ottimizzazioni in termini di resa dell'impianto, numero di sonde, costi e tempo.

In secondo luogo, il valore di resistività termica della sonda dipende dai materiali utilizzati, dalla qualità della cementazione e, solo in minima parte, dalla reale posizione della sonda all'interno del foro. Può dunque essere utilizzato come parametro di controllo e qualità sulla corretta esecuzione della sonda. Il test viene effettuato tramite apposita apparecchiatura portatile prima di realizzare il campo sonde definitivo e posare i collegamenti orizzontali. Prima di eseguire il test si attende generalmente che la malta di iniezione abbia completato la maturazione, la normativa in materia di calcestruzzo considera 28 giorni come tempo sufficiente. Maturazione necessaria, che permette all'acqua, componente presente nella miscela, di evaporare lentamente e compiere la reazione esotermica conferendo al calcestruzzo le sue definitive caratteristiche di resistenza. La non completa maturazione significherebbe che, parte dell'acqua utilizzata

nella miscela cementizia, rimanga all'interno delle porosità del cemento andando a modificare le capacità termiche del cemento stesso e la resistenza termica del sistema cemento – sonda. Un fenomeno analogo, che prende il nome di “*blinding*”, può verificarsi quando non si utilizza una proporzione corretta tra acqua e materiale cementizio durante la fase di cementazione del perforo. La maggior o minor quantità d'acqua presente influenzerebbe il processo di cristallizzazione, quindi maturazione, del cemento.

Inoltre, un test troppo precoce comporta che il terreno interessato sia più caldo dell'indisturbato proprio a causa della reazione esotermica dell'acqua, causando quindi, visto che la prova viene svolta iniettando calore, risultati non realistici, con sottostima delle performance estive e sovrastima delle performance invernali. L'esecuzione del test è consigliata in letteratura per impianti con potenza superiore ai 30 kW.

Affinché i risultati siano significativi è necessario che la sonda geotermica testata sia rappresentativa delle altre costruite o in fase di realizzazione; pertanto, deve avere per quanto possibile stessa profondità e stessa tecnologia di costruzione.

#### 4.2.1 STATO DELL'ARTE

Una corretta progettazione di un sistema energetico basato su fonti geotermiche richiede una buona stima delle proprietà termiche del suolo. Sebbene il test di risposta termica sia un metodo riconosciuto per determinare le proprietà di trasferimento del calore in BHE, il risultato del TRT dipende dalle condizioni del test e dai modelli analitici o numerici che predicono la conducibilità termica del terreno. Pertanto, gli sforzi di ricerca sono attualmente concentrati sulla realizzazione di un ulteriore sviluppo di questa tecnica, che consente la progettazione ottimale degli scambiatori di calore a terreno. Eklöf C. e Gehlin S. (1996) e Austin et al. (1998), sono stati i primi che hanno iniziato con lo sviluppo di un TRT. Diverse fonti possono spiegare la deviazione tra i valori stimati e reali delle proprietà termiche del suolo, come l'errore casuale e sperimentale, la durata della prova, le stime considerate nel modello analitico o numerico e la temperatura di campo lontano.

Austin et al. (1998), discutono sulle incertezze dovute alle diverse procedure di analisi con diverse apparecchiature di prova. I risultati mostrano che l'errore nella misurazione del trasferimento di calore è dell'ordine del  $\pm 10\%$ , che è un errore percentuale simile nei parametri di stima a terra. Un errore sperimentale minimo può essere ottenuto se si presta

attenzione nella misurazione della velocità di trasferimento del calore. L'ipotesi della velocità costante di trasferimento di calore può essere la ragione di incertezze dovute alla procedura di analisi. Nel modello a sorgente lineare, variazioni significative della velocità di trasferimento del calore al pozzo si traducono in una stima della conducibilità termica altamente variabile (Austin et al. 1998). Per questo motivo i modelli, che non assumono una velocità costante di trasferimento di calore, sono quelli in grado di fornire una migliore stima dei parametri termici. Tuttavia, Witte H.J.L. nel 2002 dimostrano che l'ipotesi di una velocità di trasferimento di calore costante sia nel modello a sorgente lineare che nei metodi di stima dei parametri può produrre un dimensionamento degli scambiatori di calore simile.

Per quanto riguarda le incertezze del modello, va notato il confronto di quattro modelli di stima dei parametri bidimensionali sviluppati da Gehlin et al. (2002). Sia le differenze che le analogie tra questi quattro modelli vengono affrontate e discusse. Il primo e il secondo modello rappresentano soluzioni basate sulla sorgente lineare, il terzo modello è una soluzione sulla base di una geometria cilindrica mentre il quarto è un modello numerico unidimensionale sulle differenze finite basato sulla valutazione della temperatura e della conduttanza termica. Possiamo notare come i due modelli basati sulla sorgente lineare messi a confronto presentino risultati simili. Diversamente, il modello con geometria cilindrica e il modello numerico manifestano valori più alti dei parametri termici del suolo. Questo può essere correlato alla massa termica del materiale all'interno del foro nel metodo basato sulla sorgente cilindrica. Inoltre, nel modello numerico, vi è la tendenza a sovrastimare la temperatura del pozzo per le ore di prova iniziali ed è necessario più tempo per valutare i dati. Il modello a sorgente lineare è il modello più veloce e semplice, mentre il modello numerico risponde meglio per condizioni di iniezione di calore variabili.

Nel 2007, Signorelli et al., iniziano ad affrontare l'ipotesi tradizionale nella valutazione dei TRT per risolvere i modelli numerici. In questo modo, il maggior tempo richiesto nei TRT viene valutato così come l'influenza di altri effetti come la lunghezza pozzo, presenza di eterogeneità nel sottosuolo o di acque di falda; queste variabili vengono prese in considerazione come elementi 3D finiti del modello numerico sulla base di dati teorici. Più recentemente invece, Marcotte e Pasquier (2008) sviluppano funzioni di sorgente lineare considerando la trasformata di Fourier e le interpolazioni analitiche per ottenere una maggiore precisione nella stima dei parametri del foro di trivellazione in minor tempo. Sulla base del calore di convezione nel terreno, Raymond et al. nel 2011, sviluppano un modello



numerico di flusso e trasferimento di calore delle acque sotterranee in BHE per condizioni non ideali. A questo scopo, viene utilizzato il simulatore HydroGeoSphere. Il modello numerico sviluppato viene confrontato con il modello a sorgente lineare, in cui l'analisi numerica viene eseguita in condizioni standard. Inoltre, questo modello numerico è utilizzato per analizzare una prova eseguita in un ambiente geologico in cui le ipotesi relative alla sorgente lineare non possono essere giustificate. Il modello numerico fornisce una stima più affidabile della conducibilità termica in particolare in contesti geologici complessi in cui alcune ipotesi non possono essere soddisfatte dal modello lineare. La progettazione ottimale degli impianti di scambiatori di calore a terra è difficile da stimare mediante un metodo di TRT convenzionale. Anche se questo metodo è stato utilizzato fino ad ora nella progettazione di GHE, il TRT consente solo la stima dei valori medi per conducibilità termica del terreno circostante e di resistenza del pozzo. La variazione della temperatura lungo la profondità del pozzo di trivellazione e per il periodo di prova della risposta termica è stata ampiamente affrontata e illustrata da alcuni autori come Signorelli et al., Marcotte e Pasquier (2008), Bandos et al. (2009) e Raymond et al. (2011), derivando che i TRT non sempre forniscono i dati relativi alle proprietà termofisiche del terreno in modo adeguato.

Il termometro a fibra ottica appare per la prima volta alla fine degli anni '80 come uno strumento per raccogliere informazioni sui profili di temperatura nel pozzo. In questo modo il termometro a fibra ottica permette di misurare la temperatura lungo una lunghezza in molteplici intervalli di tempo. Fujii et al. nel 2006 sviluppano un sistema pionieristico per determinare le variazioni di conducibilità termica lungo la profondità del pozzo mediante sensori a fibra ottica. Tuttavia, questo sistema deve essere migliorato poiché la distanza tra il sensore e le pareti della sonda geotermica con ritorni ad U ha una forte influenza sulle misurazioni della temperatura.

Successivamente Fujii et al., nel 2009, sviluppano ulteriormente il sistema da loro implementato; essi misurano la temperatura di ingresso e di uscita nel foro così come la temperatura all'interno del pozzo utilizzando un sensore in fibra ottica recuperabile (estraibile dal pozzo), che si trova all'interno della sonda geotermica a U ed ha una precisione di 1°C. Pertanto, la temperatura viene registrata lungo la profondità del pozzo. Questi dati di temperatura e la variazione della temperatura in uscita e in ingresso sono elaborati in un programma basato sulla funzione di sorgente cilindrica per stimare la distribuzione della conduttività termica lungo il foro di trivellazione mediante il metodo di non regressione lineare. Considerando le condizioni geologiche e sotterranee del pozzo, i



risultati di questo metodo si sono quasi avvicinati alle caratteristiche del terreno. Inoltre, il flusso delle acque sotterranee si riflette sulla temperatura misurata, la quale è maggiore negli intervalli con flusso delle acque sotterranee rispetto agli intervalli senza flusso.

I miglioramenti per le apparecchiature di TRT sono descritti da Wang et al., che sviluppano un innovativo metodo di riscaldamento a temperatura costante (CHTM) per il TRT. Mentre le apparecchiature di TRT convenzionali cercano di fornire un flusso di riscaldamento costante durante il test, le apparecchiature TRT migliorate garantiscono una temperatura del fluido in ingresso costante (CHFM). Inoltre, il TRT migliorato può funzionare efficacemente sia in modalità di iniezione di calore che in quella di estrazione del calore. Un modello matematico basato sul modello a sorgente cilindrica viene usato per valutare questi dati. A questo scopo, un programma basato su Visual Basic 6.0 viene utilizzato per ottenere soluzioni analitiche di funzioni cilindriche. Rispetto al CHFM, il TRT basato sul metodo CHTM presenta diversi vantaggi nelle modalità operative, così come nel funzionamento di controllo, stabilità e precisione. Il vantaggio più rilevante è che il tempo necessario per raggiungere uno stato di trasferimento costante del calore tra il BHE e l'ambiente circostante è ridotto. Tuttavia, ci sono alcune barriere come l'alto requisito di controllo, un modello complesso per valutare i dati con un costo elevato che dovrebbe essere superato. Un altro punto è la simulazione 3D del test di risposta termica, a cui Schiavi nel 2009 implementa le equazioni differenziali parziali del trasferimento del calore. I tassi di calore effettivamente scambiati durante un TRT vengono valutati tramite il cosiddetto ambiente *COMSOL Multyphysics*. Allo stesso modo la distribuzione della temperatura del foro di trivellazione durante il TRT è determinata da questo modello tridimensionale così come i parametri del terreno sono stimati attraverso il modello a sorgente lineare. I risultati mostrano che il TRT valutato dal simulatore 3D, che si basa sul modello a sorgente lineare, fornisce una stima adeguata per i parametri del terreno in configurazioni di sonde geotermiche a U.

Successivamente Acuña, nel 2010, oltre alla risposta termica lungo il pozzo, ha sviluppato un metodo per misurare la temperatura del fluido all'interno della sonda geotermica a U utilizzando cavi in fibra ottica, metodo noto come Distributed Thermal Response Test (DTRT). La differenza con le ricerche svolte da Fujii (nel 2009) è la procedura di misurazione. Mentre Fujii misura la temperatura all'interno della sonda nel tubo di flusso verso il basso, Acuña (2010), misura in entrambi i tubi dello scambiatore di calore a U. In questo modo i cavi in fibra ottica scendono e risalgono attraverso le condotte verso il basso e verso l'alto del BHE. Queste misurazioni vengono effettuate mediante la



tecnologia Distributed Temperature Sensing (DTS), che fornisce un quadro chiaro della temperatura lungo la lunghezza del pozzo a qualsiasi profondità e in qualsiasi momento. Inoltre, il rilevamento della temperatura distribuito con la tecnologia dei cavi in fibra ottica è completato da altre tecniche ampiamente note come termocoppie, termometri a resistenza, logger, misuratori di livello delle acque sotterranee. I risultati mostrano l'influenza della potenza di pompaggio sulla valutazione della temperatura del terreno indisturbata durante i TRT e vi è una differenza tra la resistenza termica stimata dal TRT convenzionale e l'innovativo DTRT basato sul rilevamento distribuito della temperatura attraverso un l'utilizzo di un cavo in fibra ottica.

Il rilevatore di temperatura distribuito in fibra ottica (DTS) è una tecnologia emergente, non solo per scopi geotermici, ma anche per la caratterizzazione e il monitoraggio di una vasta gamma di processi idrologici con l'applicazione ad altre discipline, compresi i rischi idrogeologici, cambiamenti climatici e monitoraggio degli ecosistemi su diverse scale spaziali e temporali. Ne è un esempio il progetto della U.S. *Geological Survey* (Lane et al.), avviato nel 2006, per dimostrare e valutare il DTS come tecnologia a supporto degli studi idrologici, attraverso casi in studio di monitoraggio DTS sull'interazione tra falda acquifera e flusso fluviale. Sempre nel campo idrologico, Selker et al. nel 2007, utilizzano il calore come tracciante per indagare le dinamiche delle acque di falda e sulla loro interazione con le acque fluviali, aspetto fondamentale per molti ecosistemi. Dai risultati è emerso che questa tecnologia (DTS) offre la possibilità di valutare la quantità e la qualità dell'acqua in tempo reale con un'ottima risoluzione spaziale e temporale.

Nel campo dei cambiamenti climatici, B.M. Freifeld et al. nel 2008, hanno utilizzato il rilevatore distribuito di temperatura perturbato in fibra ottica (DTPS) per determinare la conducibilità termica in pozzo e utilizzarla come indicatore paleoclimatico al fine di monitorare lo spessore del permafrost e ricavare la storia della temperatura del sottosuolo in una regione del Canada.

#### 4.2.2 GRT (Ground Response Test - heating mode traditional)

Strumento principale per eseguire tale indagine è il Geothermal Response Test (GeRT), si tratta di una procedura standardizzata di misurazione dello scambio di calore che avviene, attraverso la sonda geotermica, tra un fluido termovettore e il sottosuolo. Si misura e registra quindi, in funzione del tempo, la temperatura media del fluido termovettore (acqua) che scorre nello scambiatore installato (sonda geotermica), per un valore prefissato costante della differenza di temperatura tra mandata e ritorno al terreno e la portata nello scambiatore.

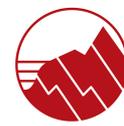
Lo scopo del test è stimare il valore medio della conducibilità termica ( $\lambda$ ) del sottosuolo e valutare la resistenza termica della sonda posata nel terreno  $R_b$  (o, equivalente, la conducibilità termica del sistema). Il test viene effettuato direttamente sul campo con l'apparecchiatura portatile GEOgert 2.0 (Figura 10), costruita ad hoc per testare le sonde geotermiche.



Figura 10. GEOgert 2.0 Modulo 1 e Modulo 2, GRT in fase di esecuzione del test.

L'apparecchiatura è costituita da due moduli; il modulo di misura comprende:

- un circuito idraulico costituito da un circolatore ed una serie di valvole di regolazione, intercettazione e sicurezza;
- un sistema di misurazione costituito da due sonde di temperature PT100 per il fluido, una sonda di temperatura PT100 per l'aria esterna, un misuratore di portata elettromagnetico e un trasmettitore di pressione;



- un sistema di acquisizione e memorizzazione dati.

Il secondo modulo è specifico per l'esecuzione del GRT in caldo e comprende:

- uno scambiatore di calore;
- un circuito idraulico costituito da un circolatore, un vaso di espansione ed una serie di valvole di intercettazione sicurezza.

La prova inizia con la misurazione della temperatura del suolo indisturbata, seguita da un'iniezione o un'estrazione di calore a potenza costante per un periodo di 72 ore. Il più delle volte il test viene eseguito in modalità di iniezione di calore per ridurre al minimo l'influenza di fattori esterni che influenzano le misurazioni. Il fluido termovettore viene riscaldato a una potenza costante e la sua temperatura in entrata e in uscita dal foro viene misurata, insieme alla portata, alla temperatura ambiente, viene misurata anche la potenza in ingresso al riscaldatore elettrico e alla pompa di circolazione. Di solito, le misurazioni vengono effettuate a intervalli regolari di 1 minuto. In fine un "*data logger*" acquisisce e memorizza i dati per l'intera durata del test.

Al fine della valutazione, è necessario che le proprietà del fluido, le caratteristiche geometriche e termiche della tubazione, la stratigrafia del terreno nonché la temperatura "indisturbata" dello stesso siano note.

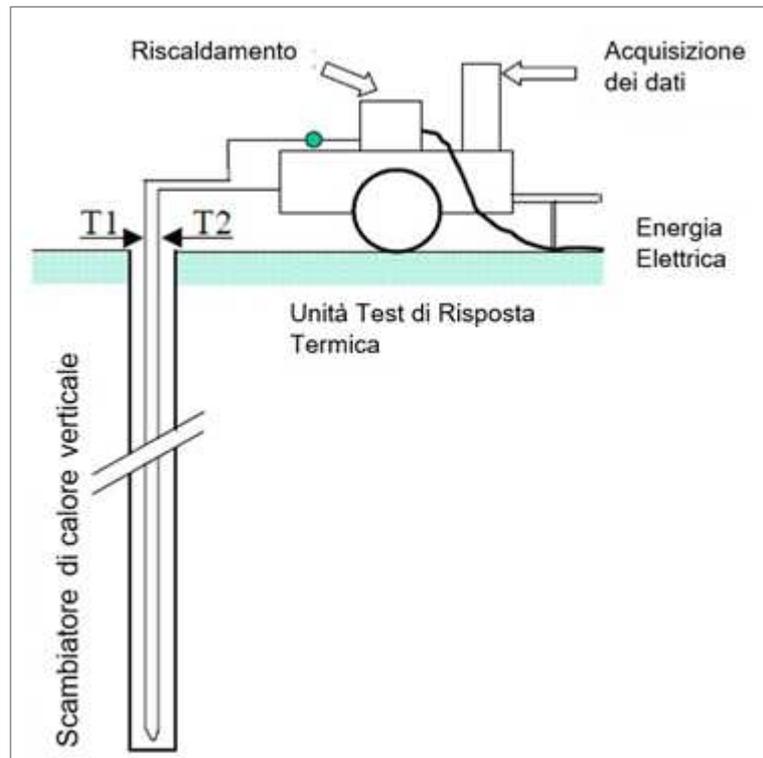


Figura 11. Schema funzionamento GEOgert (Ghelin, 2002).

Nella Figura 11 si riporta lo schema riguardante l'apparecchiatura portatile per lo svolgimento del test in situ, sulla base dei quali è elaborata la macchina per realizzazione del GRT tradizionale.

Le misurazioni vengono analizzate utilizzando un modello di scambio termico analitico o numerico, per valutare la conducibilità termica del terreno e i valori di resistenza termica del foro di trivellazione. Ai fini della valutazione della prova di risposta termica, nei modelli analitici e numerici si tiene conto delle seguenti ipotesi:

- il trasferimento di calore convettivo nel terreno è trascurato;
- il calore di conduzione è considerato solo dai modelli;
- il processo termico è la simmetria nella direzione radiale dall'asse del foro;
- nella direzione lungo l'asse del foro, la conduzione termica è trascurabile.

In caso di prova in freddo, a differenza del sistema originale si avrà la presenza di uno scambiatore di calore al posto del sistema di riscaldamento. Questo sistema estrae una potenza termica costante (e nota) al flusso, anch'esso noto, di fluido; contemporaneamente, registra le informazioni circa la temperatura del fluido stesso in ingresso e uscita della sonda.



La conducibilità termica calcolata con il test è quella effettiva della sonda: essa rappresenta il valore medio di conducibilità del terreno intorno al foro, dal momento che include l'influenza sul trasferimento di calore di falde acquifere, fratture nel sottosuolo, ecc.

La differenza tra la temperatura in ingresso e in uscita dalla sonda dipende dallo scambio termico con il terreno, ovvero dalle caratteristiche di conducibilità di terreno, materiale di riempimento e parete della sonda. Viste le caratteristiche geometriche del sistema sonda, il corpo emettitore di calore (tubo riempito di fluido termovettore) viene assimilato ad un filo di lunghezza infinita. In queste condizioni, il trasferimento di calore intorno alla sorgente avviene principalmente secondo la modalità radiale (sorgente termica lineare) ed è governato dall'equazione 7 (Elkison, 1987), che riguarda l'evoluzione nel tempo della temperatura media del fluido circolante in sonda  $T_f(t)$ :

$$T_f(t) - T_m = \frac{Q}{4\pi\lambda} \ln(t) + Q \left[ R_b + \frac{1}{4\pi\lambda} \left( \ln \left( \frac{4\alpha}{rb^2} \right) - \gamma \right) \right] \quad (\text{Eq.7})$$

Dove:

- ✓  $T_f(t)$  = temperatura media di ingresso e di uscita del fluido in sonda al tempo  $t$ , in °C;
- ✓  $T_m$  = temperatura indisturbata del terreno (media sulla profondità), in °C;
- ✓  $t$  = tempo, in secondi;
- ✓  $Q$  = potenza termica lineare iniettata nella sonda, ossia rapporto tra la potenza media complessivamente trasmessa e la lunghezza della sonda, in W/m;
- ✓  $r_b$  = raggio della perforazione, in m; diametro esterno della camicia;
- ✓  $\gamma$  = costante di Eulero, pari a 0,5772;
- ✓  $\lambda$  = conducibilità termica del terreno, in W/(mk);
- ✓  $R_b$  = resistenza termica della perforazione, in K/(wm);
- ✓  $\alpha$  = diffusività termica del terreno, in m<sup>2</sup>/s; calcolata come:

$$\alpha = \frac{\lambda}{\rho C} \quad (\text{Eq.8})$$

Dove:

- ✓  $\rho$  è la densità media del terreno attraversato, in Kg/m<sup>3</sup>;
- ✓  $C$  è la capacità termica media del terreno attraversato, in J/(KgK).

È evidente dall'equazione 7 come la temperatura del fluido dipenda linearmente dal logaritmo del tempo secondo un coefficiente angolare definito dal parametro  $\varphi$  come descritto nell'equazione seguente (Eklof e Gehlin, 1996):

$$\varphi = \frac{Q}{4\pi\lambda} \quad (\text{Eq.9})$$

L'equazione 9 può dunque essere rappresentata nella forma:

$$Tf(t) = \varphi \ln(t) + \rho \quad (\text{Eq.10})$$

Si mette così in evidenza che  $\varphi$  rappresenta il coefficiente angolare della funzione  $T_f(\ln(t))$ . Questo permette una risoluzione semplice dell'equazione 10 ben comprensibile per via grafica. Infatti, se si rappresentano i valori sperimentali di temperatura in ordinata, mentre il tempo viene rappresentato in ascissa su scala logaritmica, si individua una retta. Il coefficiente angolare di questa retta è desumibile scegliendo due punti qualsiasi della retta con la relazione:

$$\varphi = \frac{T_1 - T_2}{\ln(t_1) - \ln(t_2)} \quad (\text{Eq.11})$$

A questo punto si utilizza il coefficiente  $\varphi$  per trovare il valore di conducibilità  $\lambda$  con la seguente equazione:

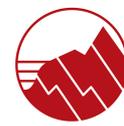
$$\lambda = \frac{Q}{4\pi\varphi} \quad (\text{Eq.12})$$

Il valore della conducibilità termica  $\lambda$  consente ora di ricavare la resistenza termica effettiva della sonda posata e cementata  $R_b$ , utilizzando la seguente espressione ricavata dall'equazione 7:

$$R_b = \frac{1}{Q} (Tf - Tm) - \frac{1}{4\pi\lambda} (\ln(t) + \ln\left(\frac{4\lambda}{rb^2}\right) - \gamma) \quad (\text{Eq.13})$$

Poiché l'onda termica si muove nel terreno con velocità molto bassa, è importante escludere dall'analisi i primi risultati ottenuti, in quanto sono relativi al materiale di riempimento e non al terreno. Il tempo minimo significativo è espresso dalla relazione:

$$t \geq \frac{5rb^2}{\alpha} \quad (\text{Eq.14})$$



Considerando che il tempo limite per la significatività della prova si attesta in genere intorno alle 8 ore e che un maggior tempo di indagine consente di interessare con il test via via porzioni di terreno meno disturbate dalla perforazione, si preferisce protrarre il test per non meno di 48 ore. È possibile, inoltre, ottenere un indice dell'affidabilità dei risultati tramite l'interpretazione passo-passo del test (nel tempo). Se il test è ben realizzato, non ci sono fluttuazioni significative nella falda ed il comportamento del terreno intorno alla sonda non è stato influenzato pesantemente dalla perforazione, la conducibilità termica apparente rimane sostanzialmente costante nel tempo.

Per poter utilizzare l'approssimazione della sorgente di linea infinita deve essere garantito un rilascio costante della potenza termica durante l'intera durata della prova. La deviazione standard della potenza in ingresso dovrebbe essere inferiore all'1,5% della potenza in ingresso media e la variazione massima dovrebbe essere inferiore al 10%. Il modello della sorgente lineare infinita è una semplificazione di un altro modello diretto utile per analizzare i dati risultanti dal test, ovvero il modello della sorgente cilindrica: quest'ultimo assume lo scambiatore di calore nel foro come un cilindro infinito con un flusso di calore costante attraverso le sonde geotermiche ad U. Quando questi metodi vengono utilizzati per la valutazione dei test di risposta termica, le fluttuazioni della potenza di alimentazione possono produrre risultati imprecisi che si traducono in una perdita di precisione. Per ovviare a questo inconveniente, occorre eliminare dalla prova gli effetti dei flussi di calore variabili, oppure utilizzare modelli di stima dei parametri per valutare i risultati. Questi modelli indiretti consentono l'analisi di test di risposta termica con variazioni di potenza superiori a quelle ritenute accettabili con metodi di valutazione diretta. I metodi di stima dei parametri tengono conto delle variazioni della potenza in ingresso considerando impulsi termici costanti in modo graduale piuttosto che una potenza in ingresso costante complessiva. In ogni caso, la soluzione migliore sarebbe quella di fornire energia in più fasi, il che implica una procedura più lunga e quindi più costosa.

Un'altra variabile che può invalidare l'approssimazione della sorgente lineare infinita è la presenza di un flusso di acque sotterranee. Quando si valuta un test con un flusso significativo di acqua sotterranea, il trasferimento di calore si traduce in una stima più elevata ma imprecisa della conducibilità termica del terreno, che aumenta continuamente con il tempo di analisi. Un metodo utile per verificare l'eccessivo flusso di acque sotterranee nella valutazione della sorgente lineare standard infinita è la valutazione graduale con un punto di partenza comune e una lunghezza crescente delle serie di dati.



La conducibilità termica risultante per ogni intervallo di tempo può essere calcolata e tracciata nel tempo. Altrimenti, quando si valuta un test di risposta termica influenzata dal flusso delle acque sotterranee, si raccomandano modelli analitici o numerici basati anche sui processi di avvezione.

In generale, i test di risposta termica sono soggetti a possibili errori causati da incertezze nelle misurazioni, nei parametri di progettazione e nel metodo di analisi. Le incertezze nelle misurazioni derivano da fattori quali la posizione imprecisa, la taratura o le limitazioni degli strumenti di misura e le fluttuazioni nell'ambiente di prova. L'aria intrappolata nei tubi può causare gravi imprecisioni di misurazione per quanto riguarda la portata dell'acqua e può influenzare negativamente il trasferimento di calore al suolo. Le incertezze nei parametri di progettazione sono causate da dati inaccessibili, incompleti o imprecisi sulle proprietà del materiale (ad esempio, densità e capacità termica del fluido vettore di calore), dimensioni geometriche (ad esempio, diametro e profondità del foro), condizioni al contorno e di ingresso (ad esempio, temperatura del suolo indisturbata). Le incertezze nel metodo di analisi sono attribuibili alle limitazioni intrinseche dei modelli matematici utilizzati per determinare i valori di conducibilità del terreno e di resistenza del foro di trivellazione, nonché alla durata delle prove di risposta termica. La durata di un test di risposta termica influisce notevolmente sulla precisione dei risultati stimati. Una durata di prova più lunga consente una valutazione più accurata e affidabile delle proprietà termiche del terreno e del foro di trivellazione. Ciò è dovuto al fatto che prova più lunghe consentono un trasferimento di calore maggiore nel pozzo trivellato e di raggiungere lo stato quasi stazionario ed è quindi possibile coinvolgere porzioni di terreno meno disturbate dalla perforazione, riducendo gli errori statistici dovuti a sbalzi termici e di potenza. Si raccomanda una durata minima di 50 ore della prova, per raggiungere una condizione quasi stazionaria.

In fine, l'estensione dei risultati del test alle sonde vicine deve essere fatta considerando comunque i seguenti fattori:

- La resistenza termica della sonda non dipende solo dai materiali utilizzati ma anche dalle condizioni di posa (disposizione dei tubi all'interno del foro, franamenti con conseguente aumento del diametro reale di perforazione, riempimento poroso o non completo). Questi aspetti sono difficilmente controllabili anche da personale esperto e pertanto vengono usualmente considerati mantenendo un fattore di sicurezza del 10 % sui risultati.



- La variabilità geologia e idrogeologica può essere notevole all'interno di un campo sonde anche non di elevate dimensioni. La verifica delle litologie riscontrate durante la fase di perforazione può essere eseguita in maniera qualitativa da personale esperto anche in presenza di perforazione a distruzione di nucleo. È facile dimostrare che qualora si sia in presenza di n. orizzonti geologici differenti che si presentano a differente profondità in ciascuna sonda, ripetendo il test su n. sonde ed estendendo le equazioni precedenti, si può determinare il coefficiente di conducibilità termica di ciascun orizzonte. Il metodo è decisamente sensibile agli errori di misurazione, ma può fornire una valida stima dell'errore che si commette nell'estensione dei risultati a tutto il campo sonde.

#### 4.2.3 DTS (Distributed Temperature Sensing, sistema attivo a fibra ottica)

I test di risposta termica convenzionali danno valori di conducibilità del terreno mediata su tutta la lunghezza dello scambiatore di calore nel foro. Non è possibile misurare la conducibilità termica per diversi strati geologici con un test tradizionale. Al contrario, l'identificazione di contrasti verticali nella conducibilità termica lungo la profondità del foro può consentire l'ottimizzazione nel dimensionamento e nelle geometrie del campo sonde rispetto alla loro collocazione, dimensioni e profondità. Per superare questo problema, sono state sviluppate nuove tecnologie, una delle quali è rappresentata dal rilevamento distribuito basato sulla fibra ottica (*DTS with optic fiber*). È una tecnologia che fornisce all'utente un metodo per misurare la distribuzione della temperatura lungo un cavo in fibra ottica in qualsiasi momento e in modo ripetuto. Fatta eccezione per la strumentazione di registrazione a una o entrambe le estremità della fibra, non vi è strumentazione elettronica, sensori, fili elettrici o collegamenti elettrici lungo la linea. La linea, fibra ottica, può essere installata in modo permanente o temporaneo per un successivo utilizzo.

I rilevatori di temperatura distribuiti in fibra ottica sono stati ampiamente riconosciuti grazie alla loro ampia gamma di applicazioni (idrofoni, temperatura, pressione, monitoraggio della deformazione, ecc.) e alla loro capacità di registrare le misurazioni a piccoli intervalli (~ 1 m) su lunghe distanze (decine di chilometri) e ad alta frequenza temporale (Grattano e Sole, 1999). In generale, i sensori distribuiti funzionano sfruttando la riflettometria del dominio del tempo ottico: in altre parole, localizzando le perdite di segnale e le variazioni



lungo la fibra analizzando il segnale retrodiffuso o riflesso. Questa luce di ritorno "retrodiffusa" viene poi analizzata dal box della strumentazione per determinare la temperatura nel punto da cui ha avuto origine la retrodiffusione. Poiché la velocità della luce è costante, anche in una fibra, il tempo di viaggio bidirezionale dal "lancio" dell'impulso luminoso al ritorno della luce retroilluminata determina la posizione della temperatura registrata lungo la fibra. Il monitoraggio continuo di tale luce retroilluminata consente la costruzione di un profilo di temperatura continuo lungo la lunghezza della fibra. Tale profilo di temperatura è chiamato "*Distributed Temperature Survey*" o DTS (si noti che S può anche riferirsi a *Sensing* o *Sensor*).

L'impulso luminoso viene lanciato da un laser nella strumentazione di superficie o "*instrument box*". Questo impulso luminoso è caratterizzato, tipicamente, da una lunghezza d'onda compresa fra 800 a 1600 nm, situato nell'infrarosso e appena oltre lo spettro visibile. Quando questa luce entra nella fibra, viene rallentata. Il grado di rallentamento è legato all'indice di rifrazione del vetro nella fibra. La velocità della luce nella fibra,  $v$ , è correlata alla velocità della luce nel vuoto,  $c$ , e all'indice di rifrazione delle fibre, attraverso la seguente equazione:

$$v = \frac{c}{n} = \frac{3 \cdot 10^8}{1,5} = 2 \cdot 10^8 \text{ m/s} \quad (\text{Eq.15})$$

La maggior parte del vetro ha un valore di "n" compreso tra 1,5 e 1,7. Usando un valore di  $n=1,5$ , la velocità della luce in una fibra di vetro corrisponde a circa  $2 \times 10^8$  m/s. Se la fibra di vetro ha un indice di rifrazione più grande dell'ambiente circostante, allora la luce all'interno della fibra può essere intrappolata e costretta a propagarsi attraverso la fibra.

Ciò si verifica quando l'angolo di incidenza tra il raggio di luce all'interno della fibra e la sua interfaccia con l'ambiente circostante è inferiore a qualche valore critico.

Questo è il principio della "riflessione interna totale" basata sulla Legge di Snell.

L'impulso della luce laser ha tipicamente una durata di circa 10 ns (nanosecondi) o di meno. Quando quell'impulso entra nella fibra, si dice che sia "lanciato". La lunghezza di un impulso di 10 ns nella fibra, supponendo che l'indice di rifrazione della fibra sia 1,5, è data moltiplicando la velocità della luce nella fibra,  $c/n$ , volte la durata dell'impulso di 10ns.

$$\text{Lunghezza impulso laser nella fibra} = \left( \frac{3 \times 10^8}{1,5} \right) \times \frac{m}{s} \times (10 \times 10^{-9})s = 2 \text{ m} \quad (\text{Eq.16})$$

Questo impulso di luce è, in effetti, un sensore viaggiante che si muove attraverso la linea della fibra e trasmette informazioni sulla temperatura (Figura 12.). La lunghezza di questo impulso è un fattore di risoluzione lungo la lunghezza della fibra.

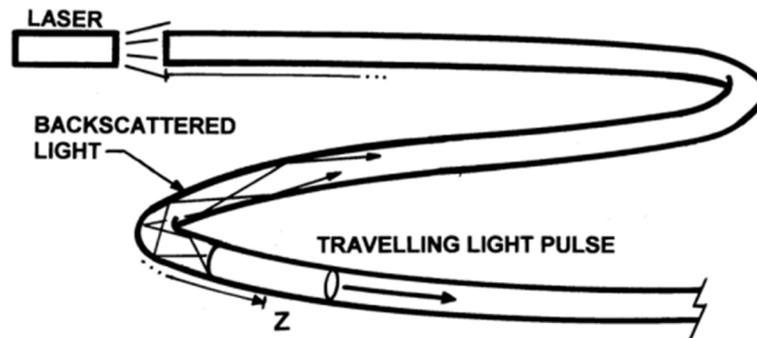


Figura 12. Percorso dell'impulso della luce e la luce retrodiffusa (Shell DTS).

L'indice di rifrazione della fibra è solitamente ben noto prima dell'installazione e determina la velocità della luce nella fibra. Quando l'impulso luminoso viaggia verso un certo punto lungo la fibra,  $z$ , la luce retrodiffusa deve tornare lungo lo stesso percorso e la lunghezza totale del percorso bidirezionale per il segnale è  $2z$ . Se la velocità della luce nella fibra è  $v$ , una finestra può essere aperta in un certo momento " $t$ " per catturare quella luce retrodiffusa. Il tempo " $t$ " per questa finestra è:

$$t = 2z/v \quad (\text{Eq.17})$$

La dimensione della finestra necessaria per ottenere una risoluzione di un metro lungo la fibra ( $\Delta z = 1$  mt.) è:

$$\Delta t = \frac{2\Delta z}{v} = 2 \times \frac{1}{2 \times 10^8} = 10^{-8} = 10 \text{ ns} \quad (\text{Eq.18})$$

Quindi la strumentazione in superficie o "instrument box" deve essere in grado di fornire una serie di finestre adiacenti di 10 ns. Le società di servizi possono fornire finestre anche più piccole, di circa 1,0 ns. Tuttavia, finestre più piccole possono essere efficaci solo su lunghezze di fibra più corte e di conseguenza il tempo di campionamento aumenterebbe.

Le informazioni possono essere raccolte con incrementi di profondità di un metro se le finestre di rilevamento di luce retrodiffusa sono impostate per una durata di 10 ns. Questa

si chiamerebbe "risoluzione di campionamento", cioè l'incremento di profondità a cui vengono raccolti i dati di temperatura. Tuttavia, non è la stessa profondità o "risoluzione spaziale" di un sistema DTS. "Risoluzione spaziale" è più o meno definita come la distanza necessaria a un sistema per rispondere pienamente a un cambiamento improvviso o graduale della temperatura.

Nelle nostre condizioni, con le variazioni nella luce retrodiffusa, nel filtraggio e nell'elettronica, la transizione reale attraverso un punto non sarebbe lineare, ma seguirebbe una forma come quella mostrata in Figura 13. In questo caso la risoluzione spaziale può essere definita come la distanza media tra i punti del 10% e del 90% sulla curva di temperatura.

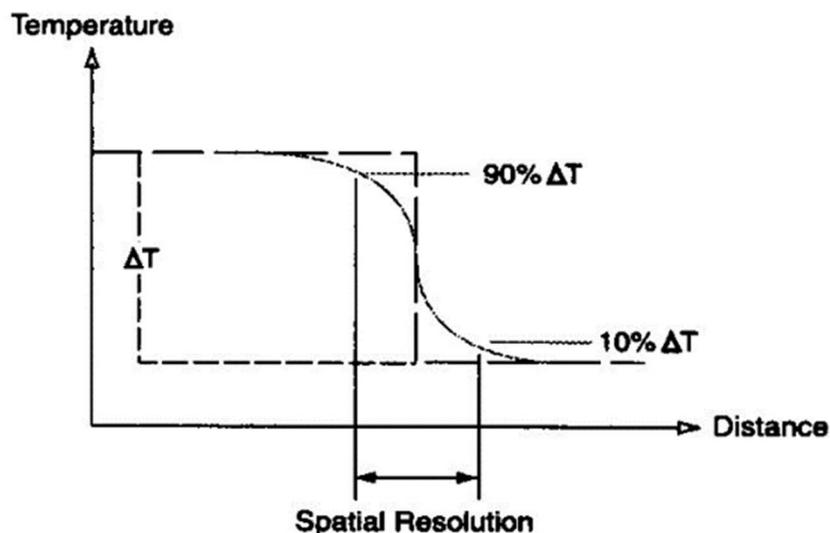


Figura 13. Risoluzione spaziale (da Sensa 2002).

Mentre l'impulso luminoso si propaga lungo la fibra, energizza il vetro, la struttura reticolare e le molecole. A prima vista, le onde che ritornano appaiono come riflessi. Non lo sono. Il reticolo energizzato e le molecole emettono luce con lunghezze d'onda appena sopra e appena sotto la lunghezza d'onda dell'onda incidente. L'onda riflessa principale è alla lunghezza d'onda dell'onda lanciata ed è chiamata picco o banda di *Rayleigh*. Questo è di gran lunga il segnale più forte restituito. Fatta eccezione per alcuni test di controllo di qualità speciali, questo segnale viene solitamente filtrato e soppresso. Le onde associate alle vibrazioni del reticolo appaiono come linee di *Brillouin* o picchi sullo spettro della luce retrodiffusa. Le linee *Brillouin* sono molto vicine e difficili da separare dalla principale

banda *Rayleigh*. Infine, le onde più deboli, derivanti da vibrazioni molecolari e atomiche, sono le bande di Raman. Lo spettro è mostrato nella Figura 14.

Il segnale Raman è il segnale utilizzato per la valutazione della temperatura. È sufficientemente forte e ha una dipendenza dalla temperatura unica. Anche la sua lunghezza d'onda viene spostata sostanzialmente (circa 40/Nm) dal picco principale di *Rayleigh*, consentendo così di filtrare i picchi dominanti di *Rayleigh* e *Brillouin*.

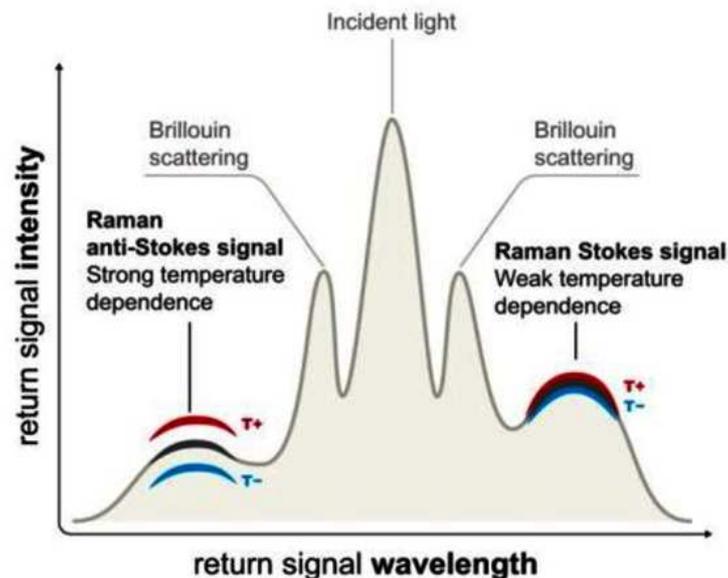


Figura 14. Gamma di lunghezze d'onda contenute nel segnale retrodiffuso (sito web: APSensing).

Il segnale Raman è composto dalle cosiddette bande "*Stokes*" e "*Anti-Stokes*". La banda di *Stokes* alle lunghezze d'onda più alte (rosso spostato) è stabile con poca sensibilità alla temperatura. La banda *Anti-Stokes* alle lunghezze d'onda inferiori (blu spostato) presenta una sensibilità alla temperatura, dove maggiore è l'energia all'interno della banda, maggiore è la temperatura e viceversa.

Un rapporto tra l'energia o l'area all'interno della banda *Anti-Stokes* e quella della banda *Stokes* può essere semplicemente correlato alla temperatura della linea in fibra ottica alla profondità in cui il segnale ha avuto origine. La temperatura  $T(z)$  può essere correlata al rapporto tra i segnali *Anti-Stokes* e *Stokes* attraverso la seguente equazione:

$$T(z) = T_{ref} \left( 1 + \frac{\Delta\alpha \cdot z}{\ln\left(\frac{c^+}{c^-}\right)} + \frac{\ln\left(\frac{I^+}{I^-}\right)}{\ln\left(\frac{c^+}{c^-}\right)} \right) \quad (\text{Eq.19})$$

Dove:

- ✓  $T(z)$ : temperatura lungo la fibra alla profondità  $z$  [in K];
- ✓  $T_{ref}$ : temperatura di riferimento [k];
- ✓  $\Delta\alpha$ : attenuazione differenziale tra segnali Anti-Stokes e Stokes retrodiffusi [ $m^{-1}$ ];
- ✓  $I^+$ : intensità della banda Stokes;
- ✓  $I^-$ : intensità della banda Anti-Stokes;
- ✓  $C^+$  e  $C^-$ : costanti relazionate alla sensitività di  $I^+$  e  $I^-$  con la temperatura.

È questo rapporto, in combinazione con il tempo di transito di un impulso ottico, che viene utilizzato per determinare la temperatura della fibra in un determinato punto.

Pertanto, collegando la distribuzione della temperatura alla profondità, si ottiene il profilo di temperatura lungo il pozzo; ed effettuando più misurazioni nel tempo a profondità fisse, si ottiene il comportamento temporale della temperatura.

Questa tecnica di test di risposta termica distribuita è molto simile a un test di risposta termica standard. Consiste nel l'iniezione di calore o nel l'estrazione di calore dallo scambiatore di calore nel pozzo a potenza costante e nella misurazione della risposta termica del terreno in più punti lungo la profondità del pozzo. Viene utilizzato un cavo di rame come mezzo di riscaldamento e i due cavi (fibra e rame) sono generalmente integrati in un unico cavo ibrido. L'uso del DTS nei test di risposta termica consente di ottenere misurazioni con un'elevata risoluzione spaziale, temporale e di temperatura. I test possono raggiungere un alto livello di prestazioni, poiché sono stati eseguiti test con risoluzione spaziale di 0,2 m, risoluzione temporale di 1 min e risoluzione della temperatura di 0,1 °C. Lo schema del funzionamento di un classico test di risposta termica distribuito attraverso un cavo in fibra ottica è mostrato nella figura 15.

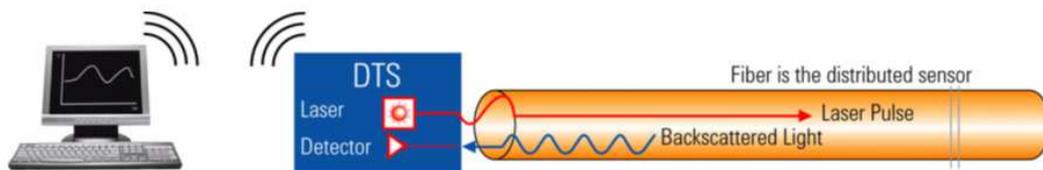


Figura15. Schema del funzionamento di un sistema DTS (da: manuale d'uso APSensing).

L'analisi dei test di risposta termica distribuita è anch'essa abbastanza simile a quella di un test di risposta termica tradizionale tranne che per alcune differenze.



Quando si analizza una prova di risposta termica distribuita, il foro di trivellazione viene diviso in diverse zone più piccole, ciascuna di 0,5 mt. o più grande. Per ogni zona si ottiene, dalle misurazioni effettuate della temperatura verticale lungo il pozzo, la temperatura media del fluido e la differenza tra i valori di temperatura in ingresso e in uscita. La capacità termica di ciascuna zona è determinata dal rapporto tra la portata del fluido termovettore e la differenza tra le temperature di ingresso e di uscita della zona. L'analisi viene eseguita separatamente per ogni zona, e in questo modo si ottengono le corrispondenti stime di conducibilità termica e resistenza del pozzo.

L'analisi può essere eseguita utilizzando uno qualsiasi dei metodi di valutazione descritti per il TRT tradizionale, anche se viene utilizzata maggiormente l'approssimazione della sorgente lineare infinita. Per una migliore precisione, è comune effettuare l'analisi in fase di recupero.

Diversi studi recenti hanno dimostrato i vantaggi dei test di risposta termica distribuiti rispetto ai test tradizionali (Galgaro et al., 2018). Queste prove sono state utilizzate con successo per identificare e caratterizzare le fratture idrauliche e gli strati del suolo. Dall'altra parte però, le stime della conduttività del sottosuolo ottenute dal test di risposta termica convenzionale e i valori medi ottenuti dal DTRT sono molto simili tra loro. C'è una differenza massima di circa 0,3 W/mk, con differenze di solito inferiori al 10%, nelle stime della conducibilità del terreno tra i due metodi, come riportato in letteratura.

Ad ogni modo ci sono delle considerazioni da fare, poiché qualsiasi cambiamento nelle condizioni operative della fibra e della strumentazione DTS (es. temperatura ambientale) può alterare l'acquisizione dei dati. Inoltre, le misurazioni della temperatura distribuita dipendono dalla posizione della fibra all'interno del foro e dalla posizione relativa dei tubi che costituiscono la sonda geotermica. Poiché queste posizioni sono sconosciute e possono variare lungo la profondità del pozzo, vi sono alcuni errori intrinseci nel calcolo della temperatura media del fluido per ogni zona.

Tuttavia, il metodo DTS basato su fibra ottica fornisce una suddivisione completa dei valori di conducibilità termica lungo il pozzo e per questo rappresenta uno strumento importante nelle applicazioni geotermiche.

#### 4.2.4 E-TRT (Enhanced Thermal Response Test, sistema basato su sfera flottante)

Seguendo l'esempio dei sistemi DTS, sono state sviluppate nuove tecnologie per eseguire un test di risposta termica "potenziato". Queste tecnologie sono particolarmente adatte per l'implementazione dell'*Enhanced Thermal Response Test* (ETRT), in cui, come nel test di risposta termica distribuito, viene determinata non solo la temperatura media del sottosuolo su tutta la lunghezza della sonda geotermica, ma possono essere individuati livelli con una conducibilità termica maggiore o minore e può essere discriminato un moto di falda.

Un test di risposta termica potenziato è molto simile a un test di risposta termica distribuito: entrambi implicano l'iniezione di calore nel terreno (perturbazione) mediante uno o più cavi scaldanti, ma la misura della distribuzione verticale della temperatura del terreno viene effettuata tramite sensori di misura galleggianti all'interno degli scambiatori di calore a terreno anziché attraverso il cavo in fibra ottica.

Ci sono diverse aziende focalizzate sullo sviluppo e la produzione di kit avanzati per la realizzazione di TRT più semplici, gestibili e accurati, tra cui la tecnologia "enOware" con il suo prodotto "GeoSniff auto TRT kit". Per quanto riguarda l'apparecchiatura di prova automatica TRT GeoSniff, il componente più importante è sicuramente il sistema di sensori: consistono in "*smart marble*" (biglie) con diametro esterno di 20mm all'interno dei quali si trovano i sensori di pressione (30 bar pre-calibrati) e temperatura (da -10°C a +40°C pre-calibrati). Inoltre, sempre all'interno delle biglie vi è anche un sistema di archiviazione dati e un sistema di trasmissione via wireless.

L'apparecchiatura è composta anche da un "caricatore", posto su una valvola collegata ad una delle due estremità della sonda geotermica ad U che escono dal piano campagna, in cui sono stoccati i sensori. Il "*magazine*" può contenere fino a otto diverse biglie, e quindi consente otto misurazioni in tempi diversi. All'esterno del "*magazine*", inoltre, ci sono due antenne per comunicare via wi-fi con un dispositivo e una SIM che permette, attraverso un sistema GPRS, di controllare da remoto lo strumento. Sull'altro baffo della sonda in esubero da piano campagna, è collegata un'elettropompa sommersa; essa è posta all'interno di un barile riempito d'acqua che serve per far circolare l'acqua nella sonda e, al termine della prova, fa risalire e quindi recuperare i sensori nel "*magazine*". È possibile vedere l'intera apparecchiatura "enOware GeoSniff" utilizzata per ETRT nella Figura 16.



Figure 3: Submersible pump



Figure 4: GEOsniff® TRT



Figure 5: AUTO TRT BOX



Figure 6: AUTO TRT MAGAZINE



Figure 7: Tripod



Figure 8: Plastic barrel

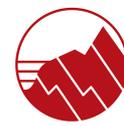
Figure 9: cable drum with  
heating cableFigure 10: Return hose with  
heating cable inlet

Figura 16. Componenti del sistema GEOsniff® AUTO TRT Kit (sito enOware).

Infine, c'è ovviamente un'unità di controllo (centralina) chiamata “*control BOX*” per l'intero impianto con alimentazione elettrica per la pompa, per il cavo scaldante e per il “*magazine*”.

Il test consiste nel far scendere a intervalli regolari, preimpostati attraverso il software che controlla il “*magazine*”, i sensori “*smart marble*” (biglie) all'interno della sonda geotermica per acquisire una serie di livelli di temperatura e di pressione idrostatica che poi verrà convertita in un valore relativo di profondità. Il sensore, una volta introdotto nella sonda, scenderà ad una velocità ridotta a causa della sua densità leggermente superiore ( $1,7 \text{ kg/dm}^3$ ) rispetto a quella dell'acqua che riempie la sonda; quindi, con una velocità di discesa di circa  $6,5 \text{ m/min}$ . I dati di temperatura e di pressione registrati dai sensori (biglie) con una risoluzione di  $0,01 \text{ K}$  e  $1,0 \text{ mbar}$  vengono trasmessi via wireless alla centralina (*control BOX*) e registrati su supporto informatico. Una volta terminate le misure alla fine del test, i sensori vengono pompate nuovamente nel “*magazine*” attraverso l'apposita pompa di circolazione. Gli intervalli di misura e il set di parametri del test vengono definiti





cm circa, sia durante la fase di “heating/eccitazione termica” che durante la fase di “recovery/recupero” con i quali poter calcolare l’andamento della conducibilità termica con la profondità.



## 5 CASO IN STUDIO: “Ambasciata Svizzera a Roma”

### 5.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO GENERALE

L'area di indagine è situata nella porzione centro-settentrionale del territorio Comunale di Roma nella zona del quartiere “Parioli”, nell'ambito del progetto di ristrutturazione e riqualificazione energetica del complesso dell'Ambasciata di Svizzera in Italia, sita a Roma in Via Barnaba Oriani 61.



Figura 18. Immagine satellitare con inquadramento geografico dell'area. (Fonte: Google Earth).

La città di Roma è situata in un'area collinare erosa dal Tevere e dai suoi affluenti, e presso il margine tirrenico della catena Appenninica, dove una serie di faglie normali, a direzione NW-SE, ribassano i carbonati mesocenoziocici che formano la dorsale dell'Appennino. Si colloca quindi in una zona di transizione tra la fascia rilevata della catena ed il bacino subsidente tirrenico, e tra i complessi vulcanici Sabatini ed Albani, siti rispettivamente a NW e a SE. Proprio per la sua complessità geodinamica, l'evoluzione geologica di quest'area è controllata da molteplici fattori, quali la tettonica, le oscillazioni eustatiche e l'attività erosiva e deposizionale del fiume Tevere.

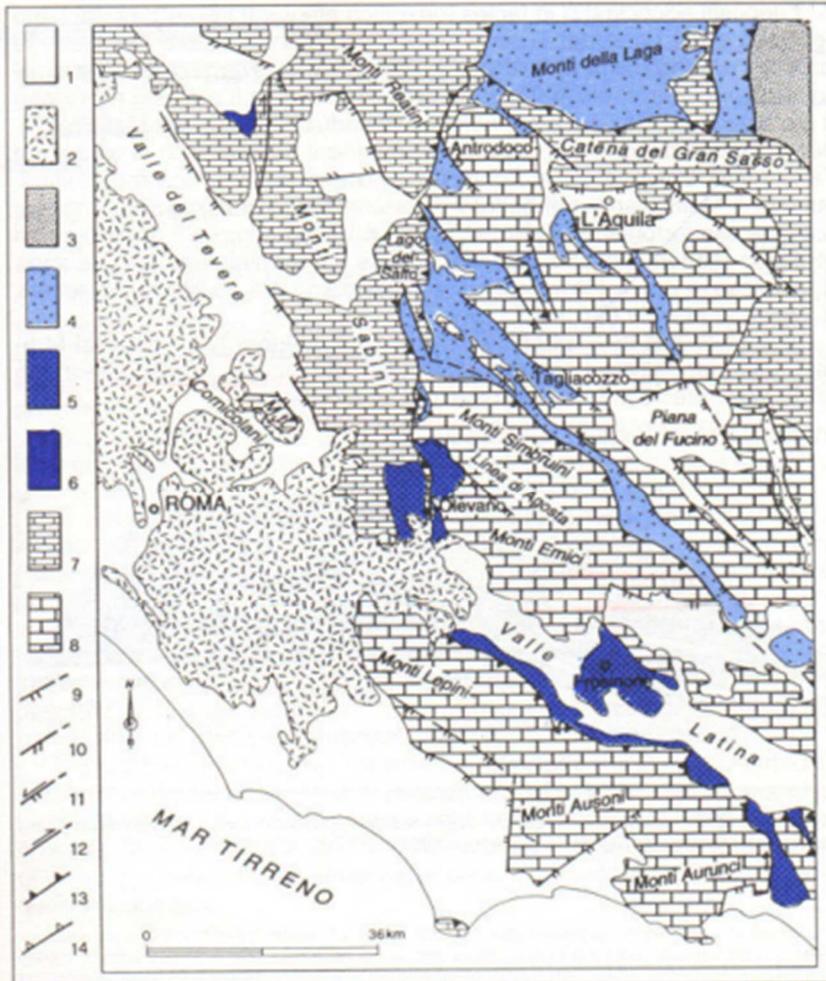
Circa 5 milioni di anni fa tra il Messiniano ed il Pliocene, la riattivazione di fronti di sovrascorrimento portò ad un sollevamento della parte nord-occidentale della catena. Il



settore sud-occidentale iniziò a sprofondare e ad assottigliarsi tramite l'attivazione di faglie dirette con direzione prevalentemente appenninica e, contemporaneamente all'apertura del mar Tirreno, si differenziarono aree rilevate a sedimentazione scarsa ed aree depresse in cui si impostarono i bacini sedimentari plio-pleistocenici.

Di conseguenza, mentre la porzione adriatica veniva deformata dalle ultime fasi compressive dell'orogenesi, quella tirrenica subiva un rifting. L'assottigliamento crostale provocò subsidenza, determinando la formazione dei primi bacini sedimentari nel settore a SW e solo successivamente in un settore più "interno", verso NE, a testimonianza di una migrazione verso NE dell'asse della tettonica estensionale. Lo sprofondamento non avvenne ovunque con le medesime modalità, bensì con uno stile deformativo ad "Horst e Graben" e con rigetti crescenti allontanandosi dall'asse della catena: mentre le zone a Nord-Est (Monte Soratte, Monti Cornicolani) rimasero emerse, tutta la zona in cui oggi sorge la città di Roma venne progressivamente sommersa ed ospitò una sedimentazione in ambiente marino che perdurò dal Pliocene fino alla fine del Pleistocene inferiore.

A questa tettonica estensionale si è affiancato inoltre a partire dal Pliocene superiore, un regime trascorrente destro lungo lineamenti N-S, che ha controllato l'organizzazione del reticolo idrografico nella Bassa Valle del Tevere.



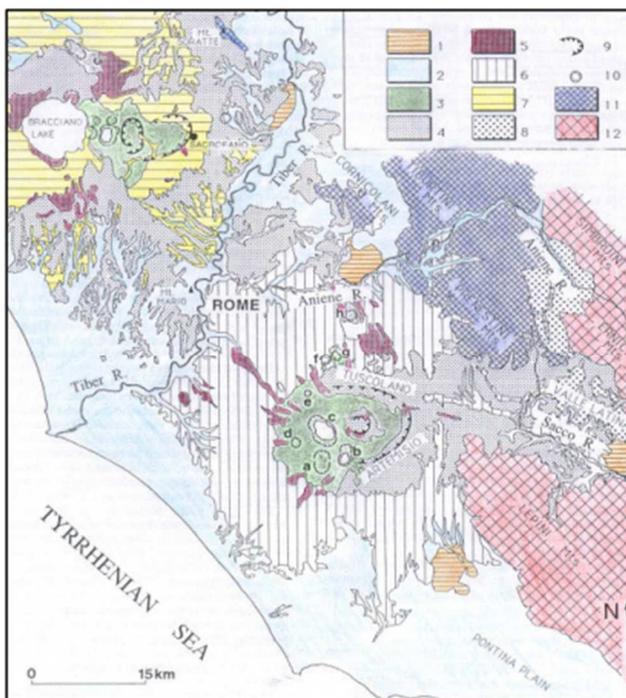
**Figura 19. Schema geologico strutturale Italia Centrale** (1. Depositi marini continentali Plio-Pleistocene; 2. Vulcaniti Pleistocene; 3. Depositi terrigeni sintettonici/Form. Celino; 4. Form. Argilloso arenacea Tortoniano-Messiniano; 5. Dep. terrigeni sintettonici/Form. Frosinone Tortoniano Sup.; 6. Dep. terrigeni sintettonici/Form. Marnoso arenacea Burdigaliano-Langhiano; 7. Suc. stratigrafica facies transizione Triassico Sup.-Miocene; 8. Suc. stratigrafica facies carbonatica Triassico Sup – Miocene Med.; 9. Faglia diretta; 10. Faglia transtensiva; 11. Faglia cin. complessa; 12. Faglia trascorrente; 13. Sovrascorrimento; 14. Retroscorrimento).

Un'altra conseguenza della crisi estensionale connessa all'orogenesi fu un'intensa risalita magmatica lungo tutto l'attuale margine tirrenico, dalla Toscana alla Campania, che ha contribuito al sollevamento regionale. Di conseguenza nel Pleistocene medio seguì una deposizione di tipo clastico continentale, legata alla formazione del delta del Paleo-Tevere. Il vulcanismo viceversa, si esplicò nel Lazio in vari distretti vulcanici (Vulsino, Vicano, Sabatino e Colli Albani), in periodi differenti ma comunque a partire circa da 1 Ma fa. L'area romana è stata raggiunta solo dai flussi del distretto sabatino (600-40 ka) e del vulcano laziale (600-20 ka).

## 5.2 ASSETTO STRATIGRAFICO E IDROGEOLOGICO

Il sito in esame è ubicato nell'area centro-settentrionale del Comune di Roma in prossimità della collina dei Parioli, e si trova 500m a sud del Fiume Tevere in sinistra idrografica. Sulla base della carta geologica d'Italia 1:50.000 e sul foglio n.374 – “Roma” (Figura 22) le principali formazioni geologiche riconoscibili nell'area oggetto di studio risultano essere le seguenti dalla più antica alla più recente:

**- Formazione di Monte Vaticano (MV - Pliocene inferiore p.p):** La formazione di Monte Vaticano (Argille Azzurre Auctt.) è costituita da argille marnose grigie e grigio-azzurre stratificate, da consolidate a molto consolidate, alternate a sabbie fini quarzoso-micacee da massive a gradate, da grigie a giallo ocra, in strati da sottili a banchi. Il residuo è costituito da quarzo, calcite, mica muscovite, rara pirite e ossidi di ferro. Gli strati di argilla presentano tipicamente una frattura concoide, mentre i livelli sabbiosi appaiono da sciolti a poco consolidati;



**Figura 20. Localizzazione dei distretti Vulcanici nell'area romana** (1. Travertini; 2. Unità sedimentarie Plio-Pleistoceniche; 3. unità idromagmatiche; 4. depositi piroclastici di ricaduta; 5. colate di lava; 6. unità ignimbritiche dei Colli Albani; 7. unità ignimbritiche sabatine; 8. flysch Tortoniano (facies sabbioso-argillose); 9. orlo di caldera; 10. orlo di cratere. A: Ariccia. B: Nemi. C: Albano. D: Giuntorna. E: Valle Marciana. F: Pantano Secco. G: Prata Porci. H: Castiglione; 11. unità sedimentarie pelagiche meso-cenozoiche (Facies Sabina); 12. unità sedimentarie meso-cenozoiche di piattaforma carbonatica (Facies Laziale-Abruzzese).

**- Formazione di S. Cecilia (CIL - Pliocene medio p.p):** La formazione di S. Cecilia è caratterizzata da alternanze ed interstratificazioni di conglomerati, sabbie e limi di ambiente fluviale e palustre ad elementi vulcanici, con paleosuoli. Sono presenti orizzonti vulcanoclastici a matrice cineritica avana giallastri, con scheletro costituito di pomici evolute bianco-giallastre con feldspati e scorie grigiastre con analcime e pirosseni. L'unità è presente alla base dei colli di Roma nella zona del centro urbano, caratterizzata da facies sabbioso-ghiaiose ad elementi vulcanici note da sondaggi.

La formazione di S. Cecilia corrisponde ai depositi identificati come "Lacustrine and Marshy deposits" al tetto della Formazione di Ponte Galeria. Essi rappresentano i depositi di alluvionamento della valle del Tevere successiva alla fase erosiva; la quota di massimo alluvionamento è posta oggi a circa 50 m s.l.m., ricostruibile nella zona di Casale dell'Infernaccio, alla Magliana, dove si passa da una zona di depositi alluvionali in onlap su una superficie inclinata che rappresenta il fianco della valle principale, alla zona alta di plateau dove prevalgono depositi di tipo eluviocolluviale;

- **Unità del Palatino (PTI - Pliocene medio p.p):** L'unità piroclastica del Palatino affiora lungo la valle del Tevere nella zona del Palatino, di Monte Antenne e lungo le vie Flaminia (in questa zona noto come "Peperino della Via Flaminia" Auctt.) e Salaria e lungo la valle dell'Aniene ed il suo affluente di destra, il Fosso di Pratolungo. La base poggia quasi sempre su un paleosuolo marrone scuro o direttamente su superfici erosive (Palatino, Galleria Principe Amedeo) ed è caratterizzata in genere da un deposito incoerente, ben classato, composto di lapilli scoriacei (90%) e frammenti di cristalli di leucite (10%) di dimensioni medie di circa 1-2 mm, per uno spessore che varia tra 7 e 15 cm nella zona urbana di Roma, mentre aumenta fino a 25 cm lungo l'Aniene (Casale del Cavaliere), dove le scorie raggiungono le dimensioni di 1 cm;

- **Tufi stratificati varicolori di Sacrofano (SKF - Pliocene medio p.p):** I Tufi stratificati varicolori di Sacrofano affiorano estesamente in quasi tutto l'areale romano, eccetto il quadrante sudorientale, e sono ben visibili lungo le trincee della parte settentrionale del G.R.A. e lungo le vie consolari che escono da Roma verso nord e verso est tra la Via Aurelia e la Via Tiburtina. La successione è composta da una alternanza di depositi piroclastici lapillosi e cineritici in strati contenenti scorie e litici lavici di dimensioni centimetriche da ricaduta, intercalati a livelli vulcanoclastici rimaneggiati, orizzonti pedogenizzati e depositi limo-palustri.

- **Sistema del Fiume Tevere (SFT – Pliocene sup. p.p.):** La morfologia della superficie di base del Sistema Fiume Tevere è relativa alle fasi erosive legate all'ultimo glaciale. Essa ospita le alluvioni del Tevere e dell'Aniene, così come quelle degli affluenti, depostesi in larga parte durante l'Olocene ed ancora in sedimentazione. Questo sistema raccoglie dunque il passaggio Pleistocene superiore-Olocene. I depositi dei sistemi sottostanti sono incisi da questa superficie ad alto rilievo. La superficie di base al di sotto delle coltri alluvionali è ricostruibile in base ai dati di sondaggio che indicano quote fino a oltre -40 m s.l.m., a testimoniare la caduta del livello marino durante il Würm. Al di sopra

delle piane alluvionali invece, la topografia della campagna romana attuale è molto poco modificata rispetto a quando è stata scolpita durante il periodo freddo.

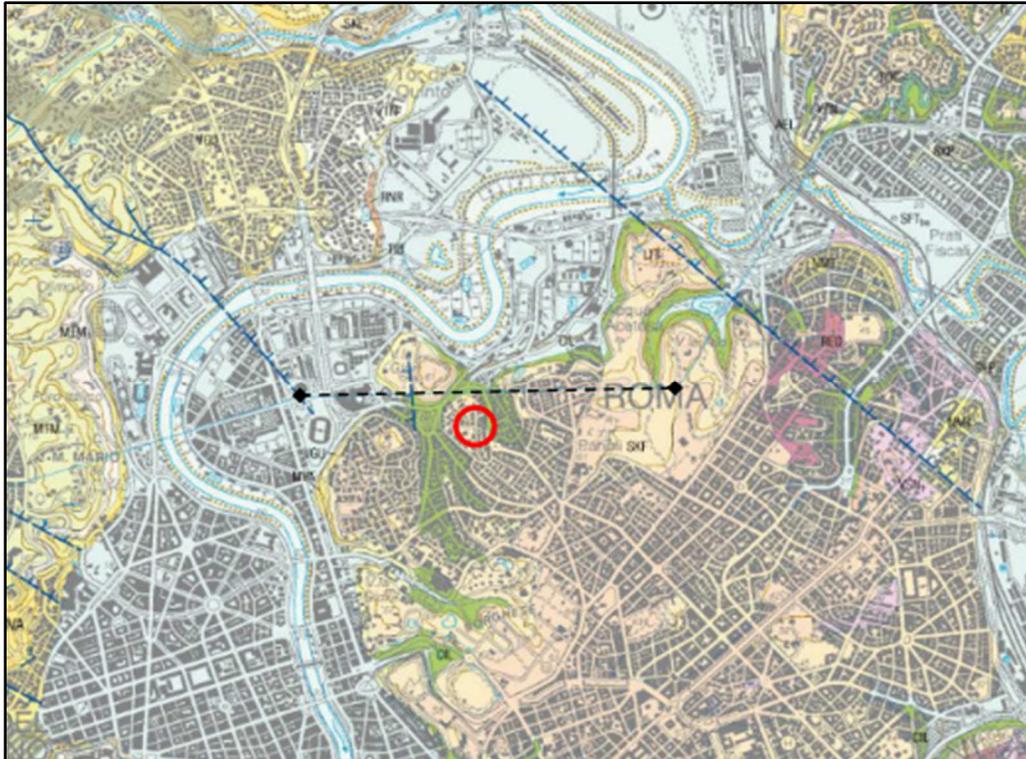


Figura 21. Estratto da Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (Foglio n.374 "Roma").

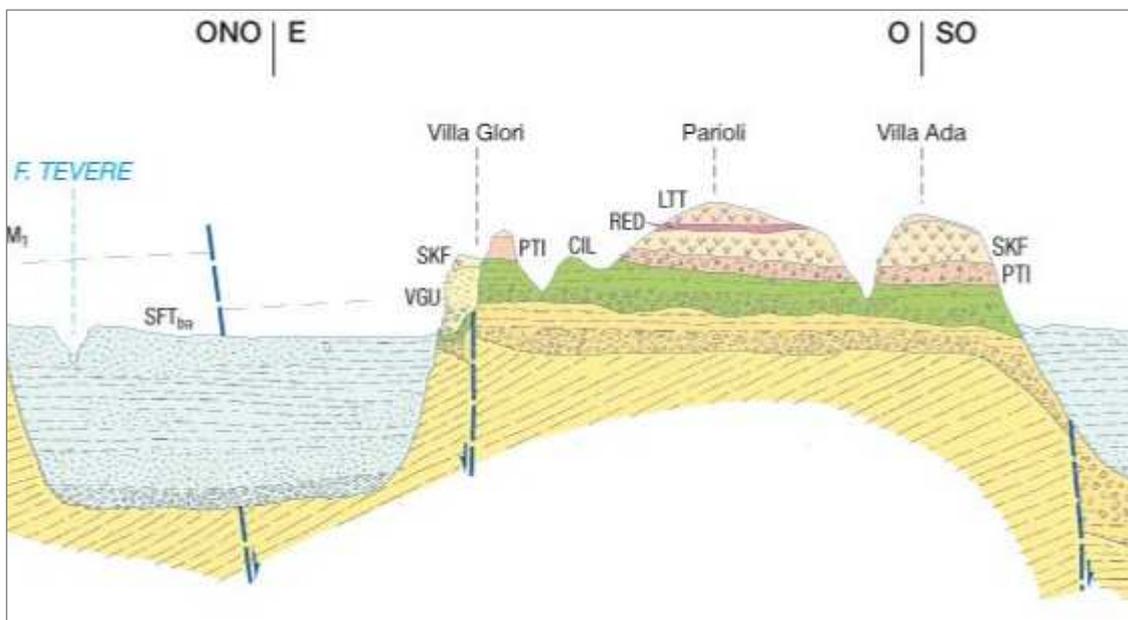


Figura 22. Sezione (traccia in Figura 14) estratta da Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (Foglio n.374 "Roma").

L'idrografia dell'area di Roma è legata alla presenza del Fiume Tevere. La città di Roma è situata a cavallo tra due strutture idrogeologiche formate da terreni vulcanici mediamente



permeabili, e racchiuse lateralmente da terreni poco permeabili: il gruppo dei Monti Vulsini-Cimini-Sabatini ed il sistema dei Colli Albani. Entrambe sono sede di più circolazioni idriche profonde, anche se la maggiore si rinviene al contatto vulcaniti-substrato. La presenza di terreni argillosi intercalati a terreni sabbiosi e l'eterogeneità della loro distribuzione, rende particolarmente articolata l'idrogeologia del sottosuolo della città di Roma e dell'intera valle del Tevere. Si notano situazioni diversificate nelle valli, nelle colline in riva destra ed in riva sinistra. La base, comunque, del sistema idrogeologico locale, è rappresentata dalle argille plioceniche dell'Unità di Monte Vaticano, con una permeabilità molto bassa ( $k=10^{-10}$  m/s). Nelle colline in riva destra, il substrato affiora fino a quote 50m s.l.m. ed è ricoperto da ridotti spessori di terreni sabbiosi e ghiaiosi delle Unità di Monte Ciocchi e di Monte Mario, sede di falde modeste (Corazza et al. 2000). L'infiltrazione avviene nelle parti non urbanizzate ed è incrementata dall'apporto di perdite della rete idrica. Non esistono contatti tra questa circolazione idrica e le falde nelle alluvioni del Tevere per l'esistenza di una faglia.

Sui rilievi collinari in riva sinistra (sito in oggetto) invece il tetto del substrato pliocenico ha un andamento pseudo pianeggiante, varia entro quote comprese tra 10 m s.l.m. e -10 m s.l.m., ed è ricoperto prevalentemente dalle unità A del Paleotevere 2. La zona è sede di due falde: una in pressione contenuta nelle ghiaie del Paleotevere 2, ed un'altra libera con sede nelle ghiaie dell'unità di Ponte Galeria. In epoca romana la falda dava luogo a numerose sorgenti oggi coperte dai terreni di riporto, e le acque ivi contenute sono bicarbonato-alcaline e non sembrano essere in contatto con le falde entro le alluvioni del fiume.

Nella piana alluvionale il substrato argilloso è notevolmente profondo, fino a -45 m s.l.m. ed è ricoperto da sedimenti. Si riconoscono essenzialmente due falde.

La prima in pressione (livello piezometrico tra 9 e 10 m s.l.m.) è localizzata entro i livelli ghiaiosi di base e delimitata al tetto da argille, ed è costituita da acque mineralizzate che derivano da una zona di ricarica a Nord di Roma. L'altra si trova in un pacco di terreni molto differenti (argille, limi, sabbie e ghiaie) ed eteropici sia verticalmente che orizzontalmente; quindi, risulta suddivisa in varie porzioni interconnesse risultando multipla. È probabile che gli acquiferi siano rappresentati dalle unità a permeabilità medie ( $k$  rispettivamente  $10^{-6}$  e  $10^{-7}$  m/s), mentre gli acquicludi siano i litotipi a bassa permeabilità ( $k$  rispettivamente  $10^{-6/-8}$  e  $10^{-10}$  m/s). La zona di ricarica potrebbe essere situata presso i vicini colli, anche se l'urbanizzazione impedisce i fenomeni di infiltrazione.

La falda più superficiale delle alluvioni alimenta il fiume Tevere in condizioni di flusso basso-normale, al contrario nei periodi di alto flusso fluviale il gradiente è inverso, ed è il Tevere a ricaricare la falda. È importante sottolineare l'esistenza di una falda nei terreni di riporto antropici delimitata dalle alluvioni sottostanti e da terreni di riporto più antichi, più addensati e meno permeabili. L'alimentazione è dovuta alle sorgenti ora sepolte da tali materiali, da perdite della rete fognaria, e solo limitatamente agli apporti meteorici.

### 5.3 STRUMENTI E METODI

Per la realizzazione del campo sonde geotermico sono state installate n.20 sonde di scambio termico a circuito chiuso attraverso la terebrazione di n.20 pozzi ad una profondità compresa tra, un minimo di 140m ed un massimo di 190m da p.c. dall'impresa GEORICERCHE S.r.l. di Due Carrare (PD).

La perforazione eseguita tra l'11 e il 14 del mese di settembre 2017 ha riguardato n.2 sonde pilota, mentre per le restanti n.18 sonde è stata eseguita dal 21 marzo al 20 settembre 2022 con tecnica di perforazione a carotaggio continuo fino alla profondità di 2m, per scopo geoarcheologico, poi è proseguita a distruzione di nucleo a rotazione con circolazione di aria compressa e scalpello PDC (Polycrystalline Diamond Bit)  $\Phi = 152\text{mm}$  in una prima fase delle perforazioni, mentre in una seconda fase è proceduta sempre a distruzione di nucleo a rotazione con circolazione di acqua e fanghi di perforazione e tricono con inserti in Widia da 6" ( $\Phi = 152\text{mm}$ ) fino alla profondità di circa 60m, mentre per attraversare l'intervallo composto da materiali prevalentemente argillosi ci si è avvalsi dell'utilizzo di uno scalpello a lame fisse "Trilama" da 6" ( $\Phi = 152\text{mm}$ ) mediante perforatrice idraulica cingolata a doppia testa di rotazione COMACCHIO GEO700 – GT studiata e realizzata appositamente per la geotermia. Data la natura del terreno, sono stati utilizzati rivestimenti con diametro esterno  $\Phi = 178\text{mm}$  in fase di avanzamento fino alla profondità media di 54m da p.c.



Figura 23. a) Perforatrice idraulica COMACCHIO GEO 700-GT in posizione di trasporto; b) Perforatrice posizionata su punto di perforazione.

Conseguentemente alla terebrazione del foro, una volta estratta la batteria di aste di perforazione, la costruzione delle n.18 sonde geotermiche è avvenuta secondo le fasi di seguito riportate:

- 1) **POSA DELLA SONDE:** durante le operazioni di installazione delle n.18 sonde geotermiche, è stato verificato il crollo del foro alle profondità di circa 140 metri e 170 metri da p.c. in corrispondenza di intervalli di sabbia contenenti falde idriche confinate ed in pressione. Questa particolare condizione geologica localizzata ha provocato il crollo del foro per il sostenimento delle pareti, richiedendo particolare attenzione e rapidità nell'esecuzione delle operazioni. In particolare, ogni punto di perforazione oltre alla terebrazione è stato soggetto ad un'operazione di alesatura attraverso l'utilizzo di un utensile chiamato "alesatore" collocato in posizione antecedente lo scalpello a lame fisse "Trilama". Sono state posate n.18 sonde pre-assemblate a "doppia U" HAKAGERODUR VARIO con una lunghezza finale di 190 m in HDPE PE-RC 100 40X.3.7mm– PN16 – SDR11, con brevetto europeo, ritorni ad U pre-saldati ad alta resistenza a norma HR 3.26 SKZ (SUDDEUTSCHE KUNSTOFF ZENTRUM) e VDI, conformi alle esigenze relative alle perdite di carico secondo norma VDI compresa di attacco finale per il fissaggio del peso guida.

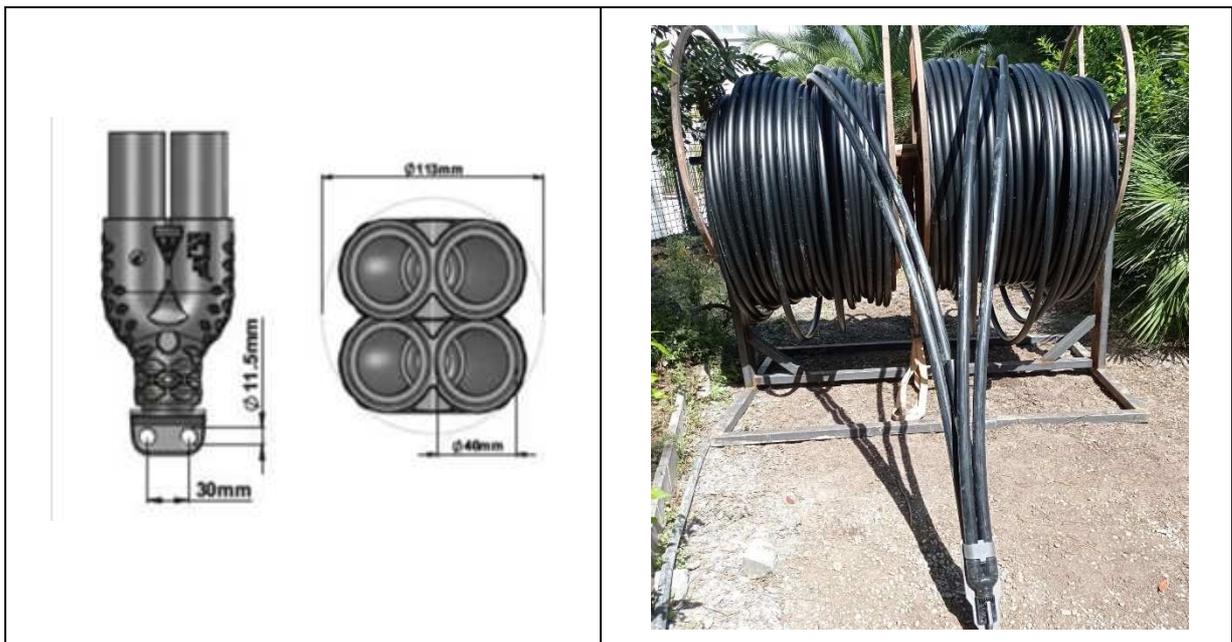


Figura 24. Layout e bobina delle sonde geotermiche installate (da: HakaGerodur).

Contestualmente è stato calato un tubo di iniezione anch'esso in HDPE PE 100 PN16 da 32mm tale da permettere una cementazione da fondo foro. Per calare le n.18 sonde e i tubi di iniezione sono stati utilizzati uno sbobinatore, push-fix per supportare le astine di spinta e un peso guida in ferro, non trattato con verniciature

e/o zincature potenzialmente inquinanti, fissato tramite bulloni e incastro atti a garantire le prescrizioni di installazione del fornitore della sonda.



*Figura 25. Operazioni di installazione della sonda geotermica.*

Al termine delle operazioni di posa delle n.18 sonde, si è provveduto ad eseguire un primo test di pressione delle stesse per verificarne la corretta tenuta e scongiurare eventuali rotture o perdite lungo l'intera lunghezza della verticale, mediate riempimento con acqua e sigillate tramite l'installazione di appositi manometri sulle teste delle sonde. Il test di pressione si è considerato superato dopo che per circa 180 min la pressione interna alla sonda è rimasta invariata intorno ai 3,5 bar.

- 2) **CEMENTAZIONE:** Una volta posate le n.18 sonde si è provveduto al recupero dei rivestimenti di perforazione senza l'utilizzo della rotazione in modo tale da evitare l'attorcigliamento e/o il tranciamento della sonda geotermica. Contestualmente è avvenuta l'iniezione della malta cementizia da fondo foro fino ad affioramento della stessa a piano campagna al fine di riempire tutte le cavità, garantire un buon accoppiamento termico tra le tubazioni e il terreno ed evitare la possibilità che la falda venga contaminata dall'infiltrazione di acque superficiali. Operazione eseguita attraverso l'utilizzo di un macchinario miscelatore specifico che prende il nome di

“marmotta”. La malta bento-cementizia utilizzata, tipo RÖFIX - CRETEO®INJECT CC 854, specificamente studiata per la geotermia, presenta le seguenti caratteristiche:

- malta premiscelata, costituita da prodotti non solubili in acqua e non dannosi per l'ambiente;
- conducibilità termica  $> 2 \text{ W/(mK)}$ ;
- resistente al gelo fino a  $-10^{\circ}\text{C}$ ;
- permeabilità  $< 10^{-8} \text{ m/s}$ ;
- viscosità della sospensione (numero di Marsch con ugello diametro 8 mm)  $< 20 \text{ s}$ ;
- separazione delle fasi: inferiore all'1%;
- variazione di temperatura durante la maturazione:  $< 15^{\circ}\text{C}$ ;
- variazione di volume durante la maturazione: nulla.



Figura 26. Marmotta e malta di cementazione utilizzata.

- 3) **LAVAGGIO E COLLAUDO:** A cementazione completata, le n.18 sonde sono state lavate con acqua di cantiere fino a che si è riscontrato deposito nullo. Successivamente al lavaggio post-cementazione si è provveduto ed eseguire un secondo test di pressione, nella stessa procedura del primo, ovvero tramite riempimento con acqua e sigillatura attraverso l'installazione di manometri per verificare il mantenimento della pressione. Anche questo secondo test è stato

considerato superato dopo un periodo di circa 180 min di attesa dove la pressione è rimasta invariata intorno ai 3,5 bar.

Il cavo ibrido in fibra ottica è stato installato e cementato contestualmente alla posa della sonda geotermica verticale all'interno del pozzo denominato S10 in modo permanente. Il materiale di cementazione utilizzato è lo stesso utilizzato per la cementazione delle sonde geotermiche, ovvero della RÖFIX - CRETEO@INJECT CC 854, con una conduttività termica dichiarata di 2W/Mk, miscelata con acqua secondo le istruzioni del produttore. L'intercapedine tra parete del foro, sonda e fibra ottica è stata cementata con malta cementizia il 22 giugno 2022. Il pozzo ha un diametro di 152 mm e una profondità totale di 190 m, anche se il cavo ibrido non raggiunge il fondo del foro ma si ferma 3 metri prima ad una profondità di 187 m.



*Figura 27. Fasi di installazione della fibra ottica contestualmente alla sonda geotermica.*

Di seguito, si riporta, la stratigrafia di massima desunta in cantiere dall'analisi visiva del cuttings di perforazione, durante l'avanzamento stesso della perforazione, che ricordiamo, è stata eseguita a distruzione di nucleo con circolazione di aria compressa e acqua, quindi passibile di imprecisione. Successivamente tali dati sono stati incrociati con la carta geologica 1:50.000 della zona (foglio n.374 – "Roma") per ottenere la seguente verticale litologica:

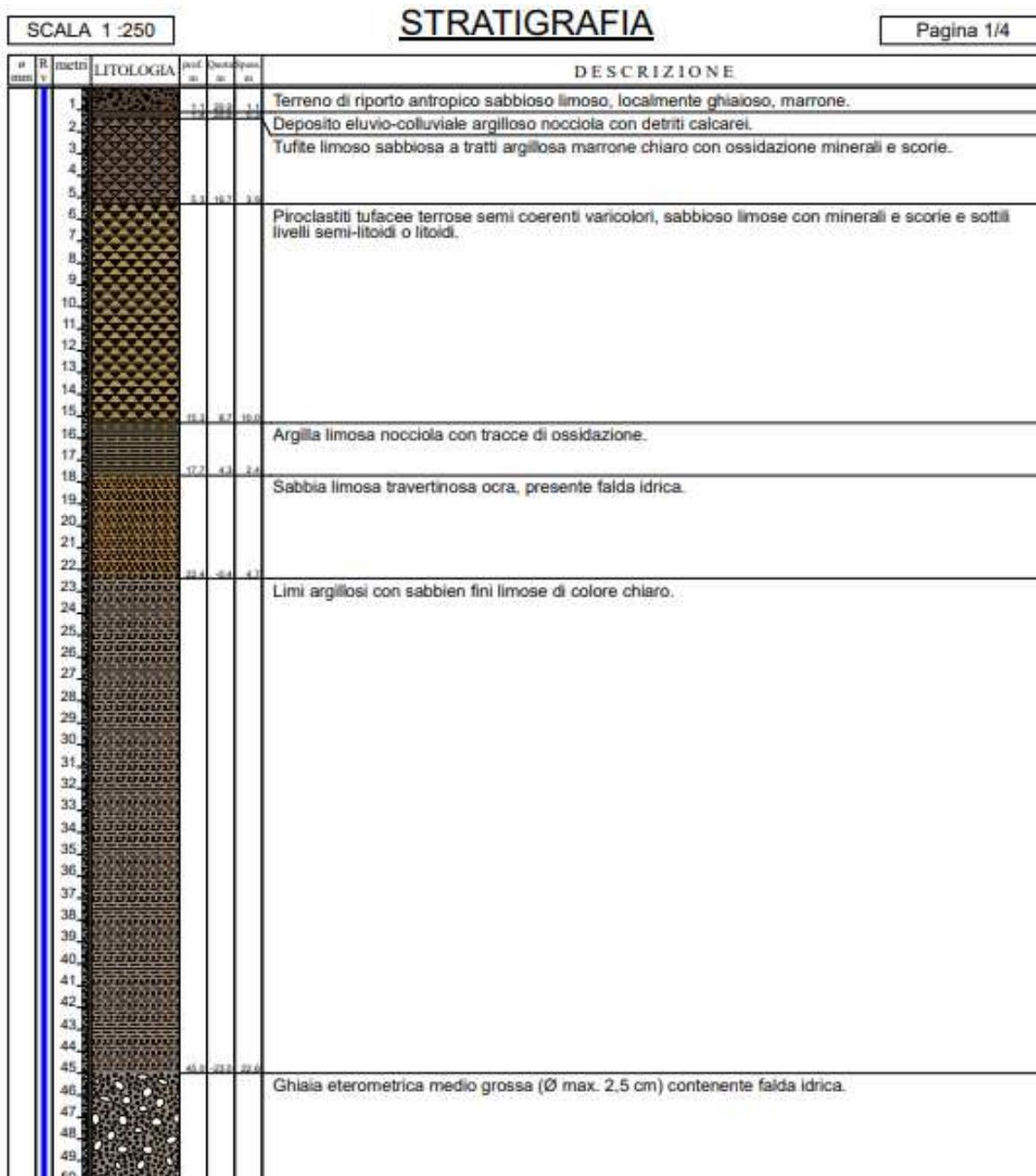


Figura 28.1. Stratigrafia di massima desunta dal cuttings di perforazione incrociando i dati con la carta geologica 1:50.000 (foglio n.374 "Roma").

SCALA 1:250		STRATIGRAFIA			Pagina 2/4
nr metri	lit	LITOLOGIA	prof. m.	quant. m.	DESCRIZIONE
51					Ghiala eterometrica medio grossa (Ø max. 2.5 cm) contenente falda idrica.
52					Argilla limosa localmente sabbiosa e marna calcarea e quarzo consistente di colore grigio azzurro. Presenti a varie profondità livelli di sabbia di spessore plurimetrico contenenti falde idriche in pressione.
53					
54					
55					
56					
57					
58					
59					
60					
61					
62					
63					
64					
65					
66					
67					
68					
69					
70					
71					
72					
73					
74					
75					
76					
77					
78					
79					
80					
81					
82					
83					
84					
85					
86					
87					
88					
89					
90					
91					
92					
93					
94					
95					
96					
97					
98					
99					
100					

Figura 28.2. Stratigrafia di massima desunta dal cuttings di perforazione incrociando i dati con la carta geologica 1:50.000 (foglio n.374 "Roma").

SCALA 1:250		<b>STRATIGRAFIA</b>				Pagina 3/4
n mm	R v	metri	LITOLOGIA	prof. m	Quanti- tà m	DESCRIZIONE
101						Argilla limosa localmente sabbiosa e marna calcarea e quarzo consistente di colore grigio azzurro. Presenti a varie profondità livelli di sabbia di spessore plurimetrico contenenti falde idriche in pressione.
102						
103						
104						
105						
106						
107						
108						
109						
110						
111						
112						
113						
114						
115						
116						
117						
118						
119						
120						
121						
122						
123						
124						
125						
126						
127						
128						
129						
130						
131						
132						
133						
134						
135						
136						
137						
138						
139						
140						
141						
142						
143						
144						
145						
146						
147						
148						
149						
150						

Figura 28.3. Stratigrafia di massima desunta dal cuttings di perforazione incrociando i dati con la carta geologica 1:50.000 (foglio n.374 "Roma").

SCALA 1:250		<b>STRATIGRAFIA</b>				Pagina 4/4
# metri	R v	LITOLOGIA	prof. m	Quota m	Spas. m	DESCRIZIONE
151						Argilla limosa localmente sabbiosa e marna calcarea e quarzo consistente di colore grigio azzurro. Presenti a varie profondità livelli di sabbia di spessore plurimetrico contenenti falde idriche in pressione.
152						
153						
154						
155						
156						
157						
158						
159						
160						
161						
162						
163						
164						
165						
166						
167						
168						
169						
170						
171						
172						
173						
174						
175						
176						
177						
178						
179						
180						
181						
182						
183						
184						
185						
186						
187						
188						
189						
190						

Figura 28.4. Stratigrafia di massima desunta dal cuttings di perforazione incrociando i dati con la carta geologica 1:50.000 (foglio n.374 "Roma").

## 5.4 DISTRIBUTE THERMAL RESPONSE TEST

Il primo tipo di test *in-situ* eseguito è il test di risposta termica distribuita attraverso tecnologia DTS con cavo in fibra ottica, tecnologia che si basa sullo spettro Raman, il che significa che considera solo le variazioni delle lunghezze d'onda Raman (*Stokes* e *Anti-Stokes*). Funziona emettendo un impulso laser nella fibra di silice e ciò fa sì che la luce si diffonda e ritorni all'estremità trasmittente del terminale in cui viene analizzata.

La strumentazione utilizzata è di marca *AP Sensing N4386A Distributed Sensing* accoppiato con una serie di cavi ibridi in fibra ottica da *Kappelmeyer GmbH* (Figura 29). Questo cavo ibrido ha n°4 fili di rame di  $\varnothing$  1,5 mm che possono essere utilizzati per applicare una corrente e riscaldare il sistema durante la registrazione del profilo di temperatura lungo il cavo. Questa caratteristica è molto utile quando si esegue un test di risposta termica in quanto rende superflua la necessità di iniettare un fluido come avviene nella maggior parte dei test.

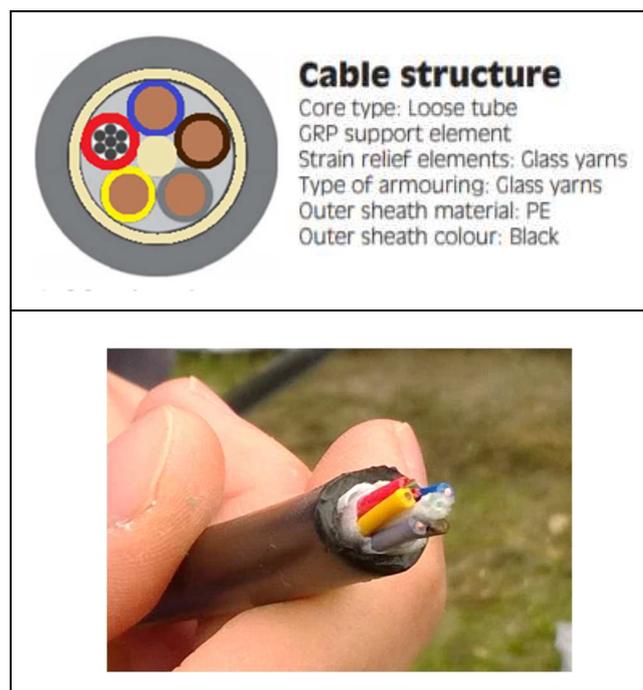


Figura 29. Rappresentazione del cavo in fibra ottica (Galgaro et al. AP sensing).

Il cavo è collegato ad un'apparecchiatura chiamata "GeoDTS" (Figura 30), della stessa marca del cavo, che campiona i dati provenienti dalla fibra ottica e allo stesso tempo monitora la tensione e la corrente applicata per riscaldare il cavo ibrido in fibra ottica. Il "GeoDTS" misura e salva continuamente i dati di alimentazione per il riscaldamento del

cavo ibrido. Le misurazioni sono normalizzate con una potenza di riscaldamento risultante per metro di pozzo. Per calcolare la potenza di riscaldamento normalizzata (per metro di cavo), le misure di potenza devono essere divise per la lunghezza del cavo riscaldato. L'apparecchiatura ha funzionato con un'impostazione di misura a singola estremità; quindi, viene registrata, una misura per intervallo di profondità.

La frequenza di campionamento, quindi il tempo per una misurazione, è stata impostata a due minuti. Il "GeoDTS" esegue misurazioni con una risoluzione spaziale di 1 mt., quindi una misura ogni 50 cm, e con risoluzione di temperatura inferiore a 0,1 °C.



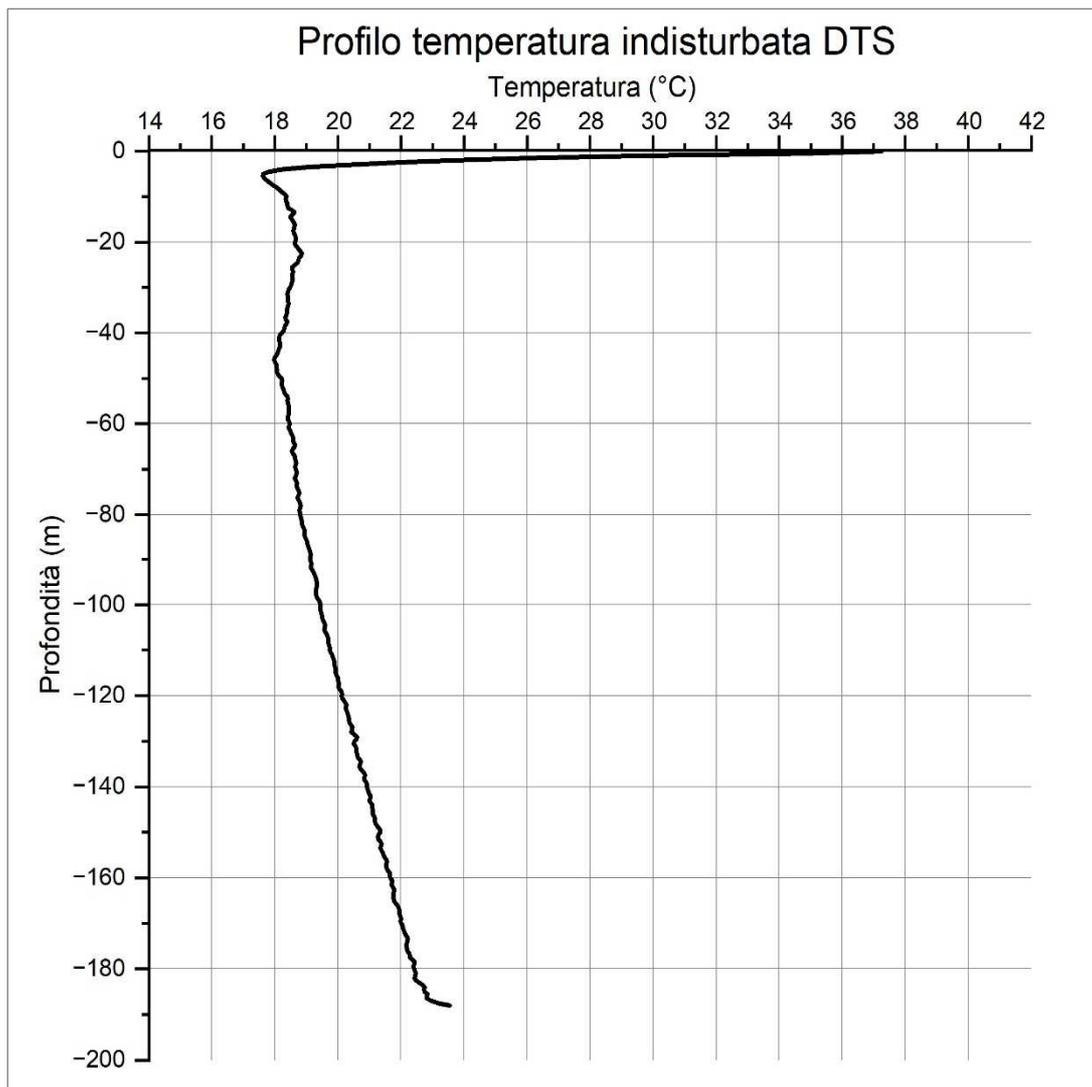
Figura 30. Interrogatore, sistema riscaldante e CPU del dispositivo "GeoDTS".

I quattro conduttori in rame possono essere collegati allo strumento sia in serie che in parallelo. Per aumentare la dispersione di calore nel terreno, secondo la legge Ohm per la dispersione elettrica, la migliore impostazione per i cavi è in parallelo poiché con questa configurazione i tre cavi di rame sono considerati come un unico cavo con una lunghezza pari a  $3L$ . Poiché la dispersione è direttamente proporzionale alla lunghezza, secondo la suddetta legge, con questa impostazione la dispersione termica è triplicata. Nel caso opposto, con un collegamento in serie, i tre cavi sono considerati come un unico cavo con un diametro pari a  $3d$ . Poiché la dispersione è invece inversamente proporzionale al diametro del cavo, aumentando il diametro di conseguenza la dispersione di calore nel terreno diminuisce.



Il test è stato effettuato nel pozzo S10 in cui è stata installata l'omonima sonda geotermica verticale, quindi a differenza di un TRT tradizionale, non è stata utilizzata una sonda con acqua all'interno. Infatti, il cavo ibrido è stato cementato all'interno del pozzo in modo permanente. Come già riportato, nel capitolo precedente, il pozzo ha un diametro di 152 mm e una profondità totale di 190 m, mentre il cavo ibrido non raggiunge il fondo del foro ma si ferma 3 metri più elevato in quota ad una profondità di 187 m. da piano campagna.

Al test è stata applicata la teoria della sorgente lineare infinita per processare i dati, e quindi prima di iniziare la fase di riscaldamento deve essere valutata la temperatura del terreno indisturbato. Questo è possibile, utilizzando il cavo in fibra ottica in modalità passiva, ovvero senza alimentare il circuito riscaldante. E' quindi possibile ottenere, il profilo verticale della temperatura nel terreno dall'analisi della risposta della fibra alla stimolazione ottica, come mostrato nel Grafico 1. Il grafico mostra, dopo il primo metro di profondità in prossimità della superficie, un incremento di temperatura costante lungo la verticale, come previsto.



*Grafico 1. Profilo della temperatura indisturbata tramite DTS.*

Il valore medio della temperatura, ottenuto mediando la temperatura ad ogni profondità, risulta 19,83 °C.

Dalla profondità di 50 m fino a fondo foro, si osserva un costante aumento, quasi lineare, della temperatura del sottosuolo. Escludendo, quindi i primi 50 metri, è stato calcolato il gradiente geotermico tramite l'interpolazione di una funzione lineare tra 50 e 190 m di profondità, come rappresentato nel Grafico 2. Il gradiente è calcolato come differenza tra i due valori della  $x$  calcolata, inserendo nella  $y$  i valori rispettivamente di 190 e 50 dell'equazione della retta di interpolazione. Quindi, per il sito in questione, il gradiente geotermico valutato è di 3,81 °C/100m.

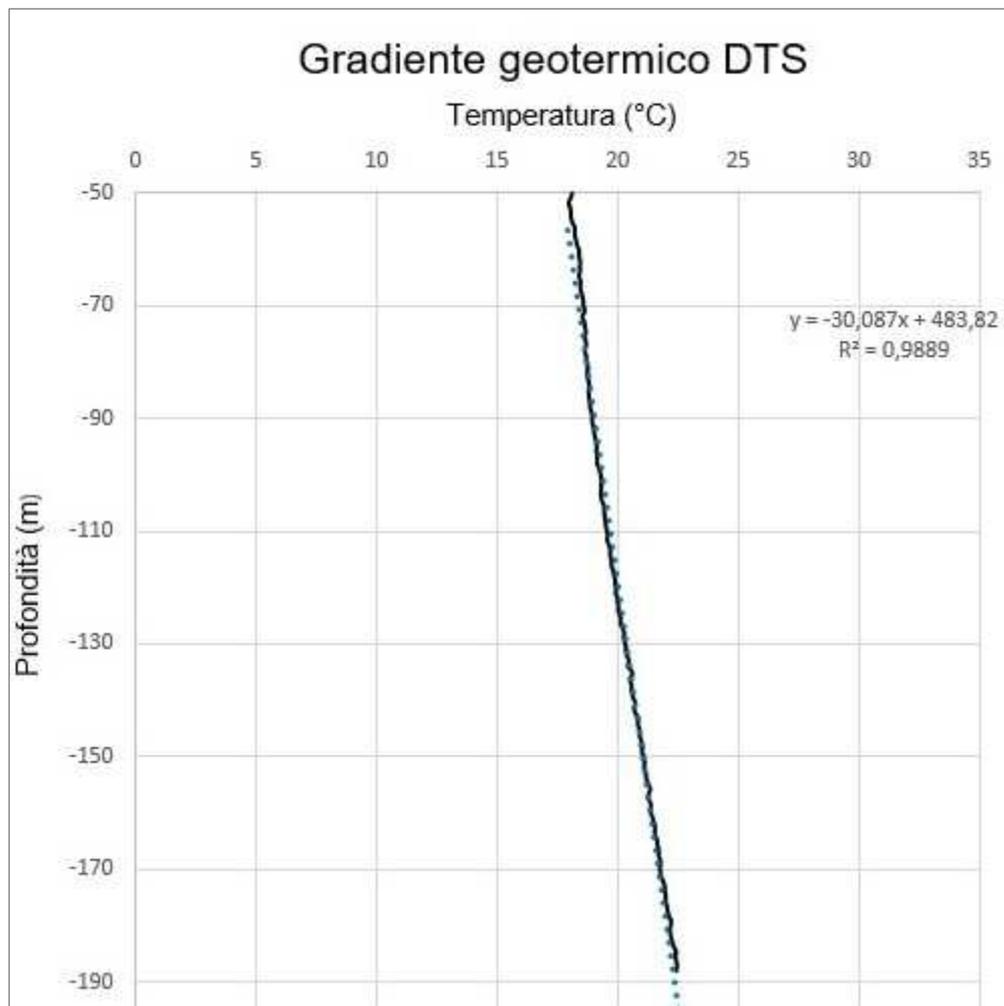


Grafico 2. Gradiente geotermico ottenuto dalla registrazione della temperatura indisturbata del sottosuolo (spaziatura 0,5m) con metodo DTS.

Dopo aver misurato la temperatura indisturbata, può essere avviata la fase di riscaldamento della prova; si riportano le specifiche tecniche del DTRT eseguite nel pozzo denominato S10:

- Inizio del test: 8 agosto 2022 alle ore 17:30;
- Fine fase di riscaldamento: 12 agosto 2022 alle ore 08:18;
- Durata della fase di riscaldamento: 86 h;
- Fine del test: 15 agosto 2022 alle ore 18:18;
- Potenza termica specifica erogata al cavo ibrido: 8,5 W/m;
- Lunghezza dello scambiatore: 190 mt.



Per questo test, il criterio del tempo minimo significativo, direttamente proporzionale al raggio del foro, è soddisfatto per tempi maggiori di 12,5 ore, quindi 14,00 ore sono state adottate come tempo iniziale per l'interpretazione dei dati DTS in fase di riscaldamento. Oltre a questo primo step di 14,00 ore dall'inizio del riscaldamento, sono stati scelti altri due intervalli di tempo per la valutazione dei dati: 30,00 e 50,00 ore. Questo per valutare la variazione nel tempo della fase di riscaldamento dei dati DTS e per poter poi effettuare un confronto con un altro tipo di prova di risposta termica, poiché quest'ultima consiste di sole quattro misure nel tempo durante la fase di riscaldamento. Gli intervalli di tempo sono stati scelti sulla base di questi tempi di misura, ma non coincidono. La valutazione della conducibilità termica viene effettuata sfruttando, come per il tradizionale TRT, la teoria della sorgente lineare infinita, ma in questo caso la valutazione del coefficiente angolare  $k$  della linea di interpolazione tra la temperatura e il logaritmo del tempo avviene per ciascun intervallo di profondità. Questo permette di ricostruire il profilo della conducibilità termica lungo la profondità. Il profilo di conducibilità termica per i tre diversi tempi dall'inizio della fase di riscaldamento, sono riportati nei successivi grafici: Grafico 3, Grafico 4 e Grafico 5 rispettivamente per 14,00 h, 30,00 h e 50,00 h. Ovviamente, maggiore è il tempo trascorso dall'accensione del riscaldamento, minori saranno i punti disponibili per costruire la curva temperatura/logaritmo del tempo.

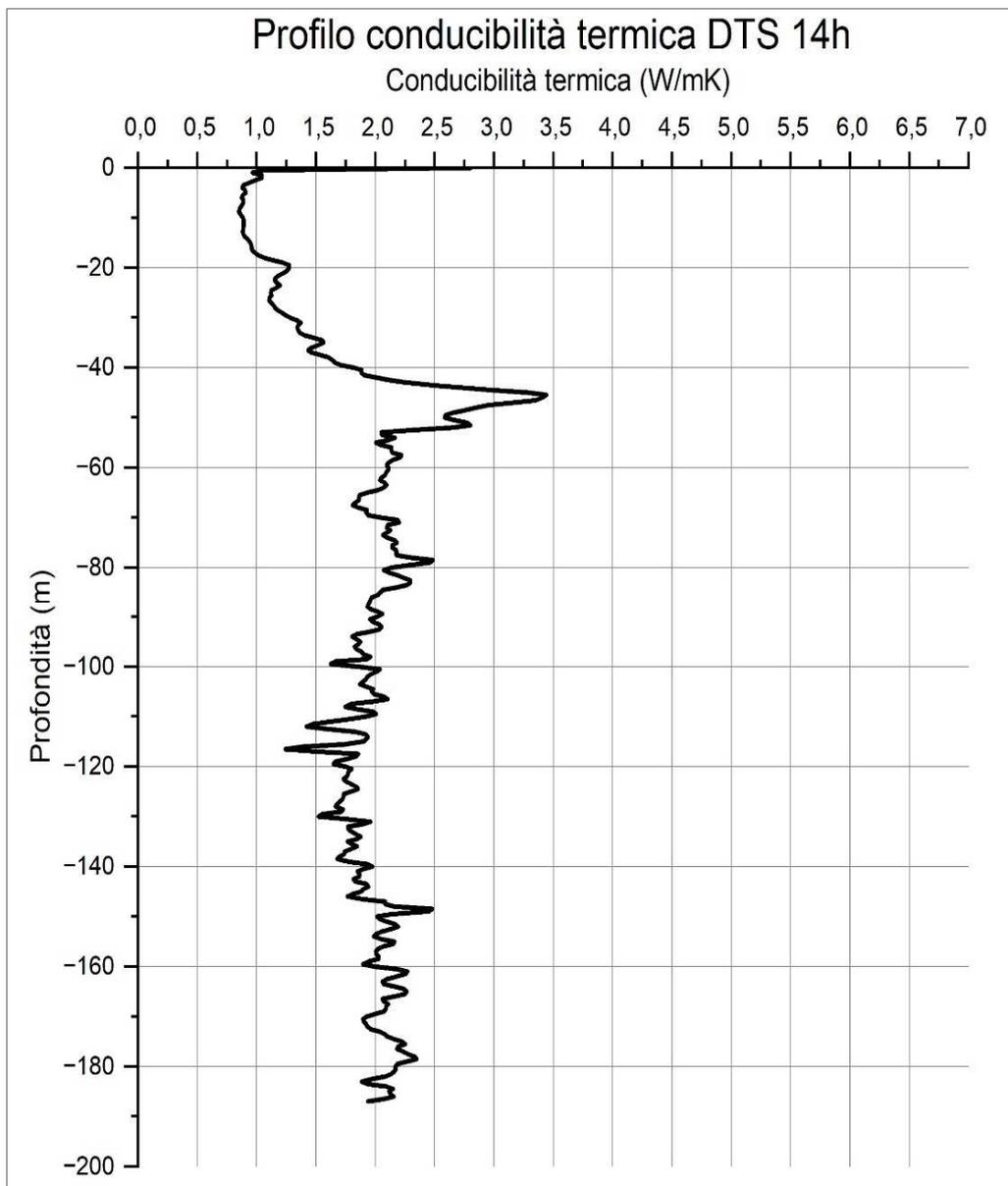


Grafico 3. Conducibilità termica da 14h in avanti.

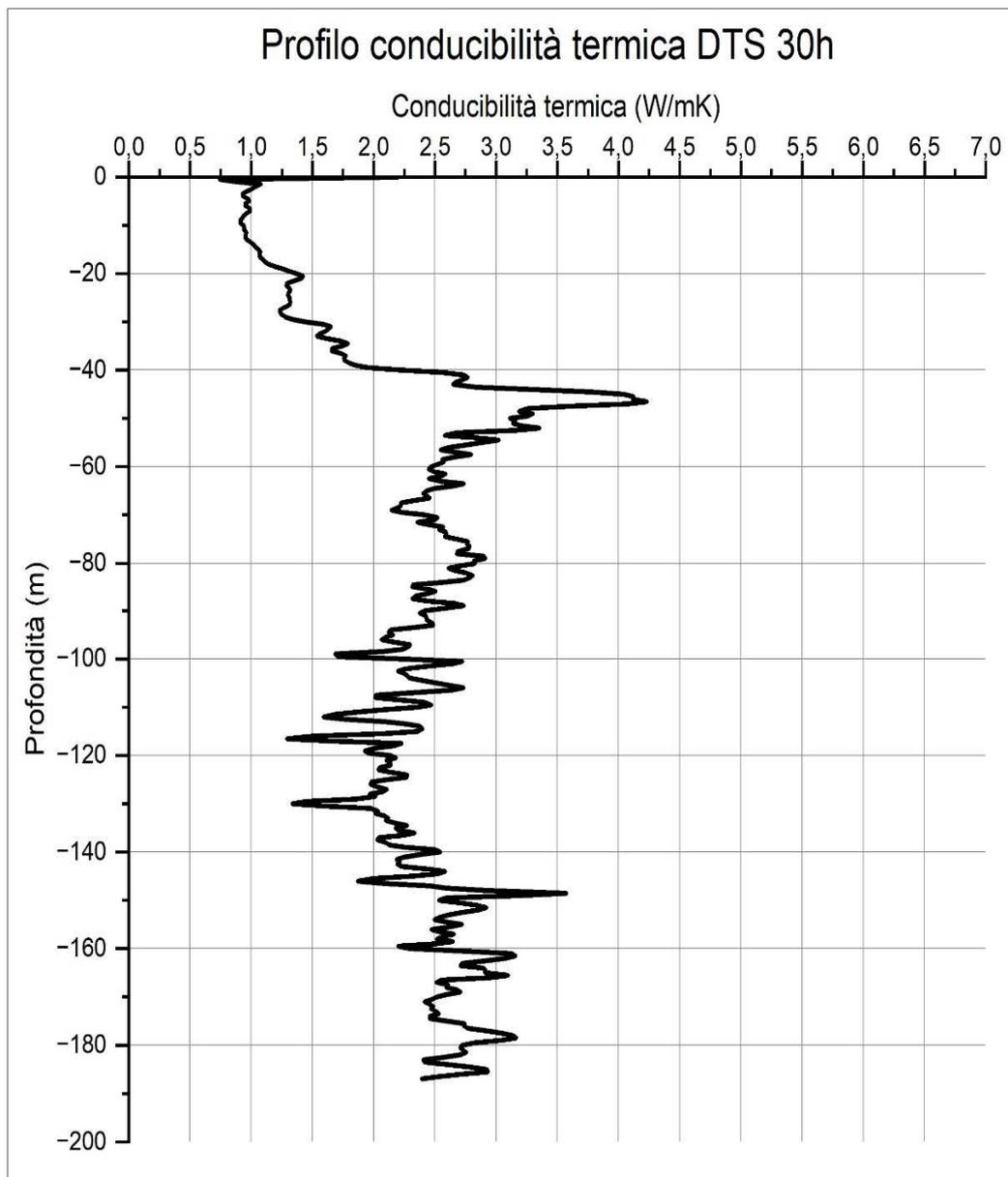


Grafico 4. Conducibilità termica da 30h in avanti.

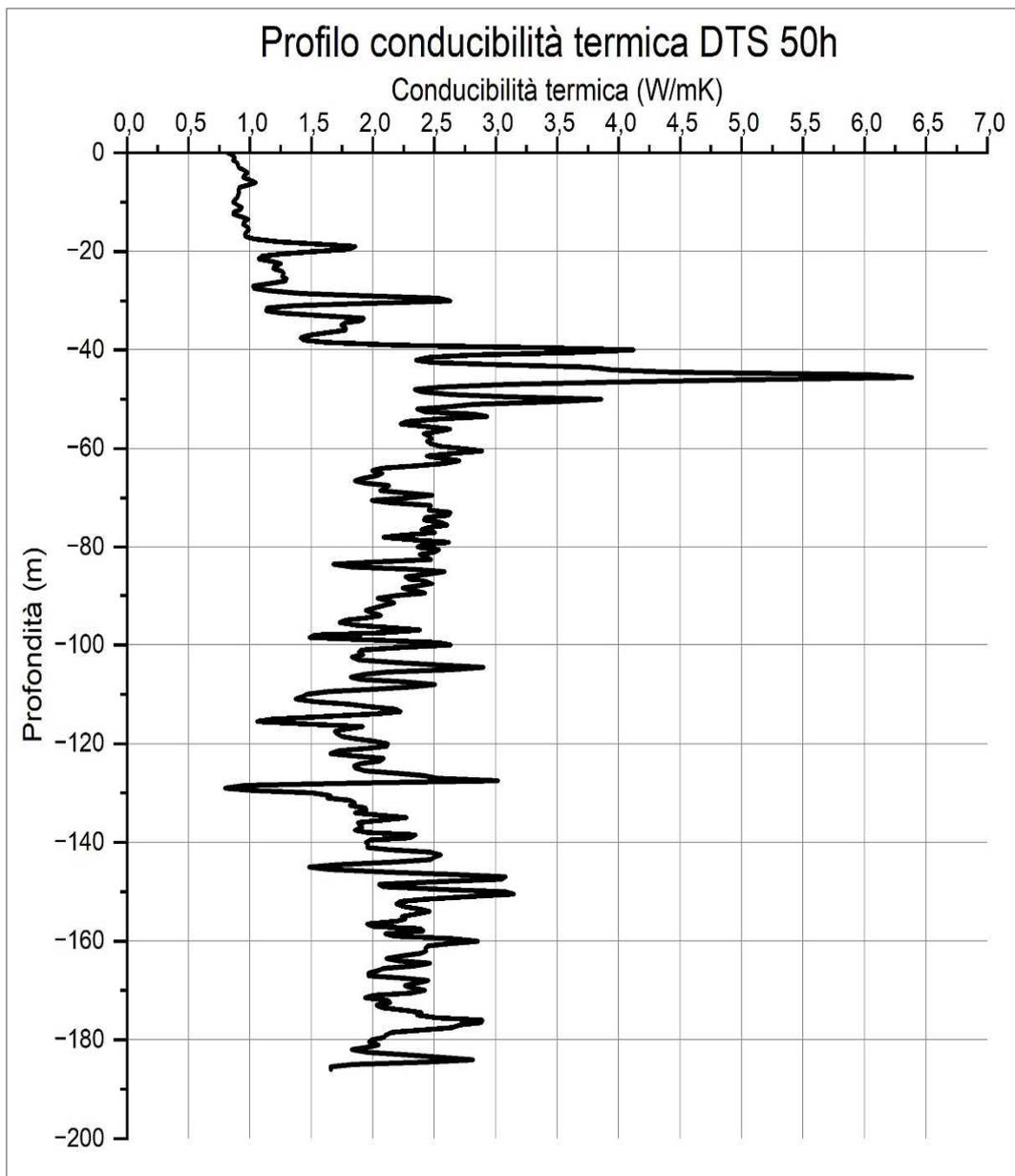


Grafico 5. Conducibilità termica da 50h in avanti.

Il valore medio della conducibilità termica, espresso in W/mK, che risulta da ciascuna delle tre valutazioni viene riportato in Tabella 2:

<b>Tempo dall'inizio della fase di riscaldamento</b>	<b>Conducibilità termica media</b>	<b>Punti di misura considerati</b>
<i>(h)</i>	<i>(W/mK)</i>	<i>N°</i>
14	1,846	2187
30	2,245	1678
50	2,068	1100

Tabella 2. Valori di conducibilità media DTS.

## 5.5 ENHANCED THERMAL RESPONSE TEST

Per eseguire il secondo test di risposta termica in sito, ovvero l'E-TRT, è stata utilizzata l'attrezzatura di ultima generazione GEOsniff® AUTO TRT KIT, prodotta dall'azienda enOware gmbh, che permette di implementare un EGRT (*Enhanced Geothermal Response test*) attraverso l'utilizzo di un cavo scaldante calato all'interno della sonda geotermica che consente di "eccitare" termicamente il sottosuolo circostante per tutta la sua lunghezza in modo omogeneo. Le misure di temperatura e pressione vengono acquisite attraverso appositi sensori "GEOsniff® *smart marble*" contenuti all'interno di un "AUTO TRT *magazine*" che vengono ciclicamente inseriti nella sonda geotermica, ad intervalli regolari prestabiliti dal software che controlla il *magazine*, e scendono per gravità all'interno della sonda geotermica con un abbassamento a velocità ridotta a causa della densità leggermente superiore (1700 kg/m<sup>3</sup>) a quella dell'acqua che riempie la sonda pari a circa 6,5 m/min; con passo campionamento di tipico di 1 HZ che corrisponde ad un dato ogni 0,10/0,20 cm circa. Questi sensori hanno un diametro di appena 20 mm e sono progettati per registrare i dati di misura specificatamente all'interno di sonde geotermiche. Essi sono in grado di trasmettere i dati di misurazione senza fili ad un portale di monitoraggio. Sono realizzati in alluminio anodizzato, plastica e acciaio ed hanno una

resistenza alla temperatura da  $-25^{\circ}\text{C}$  a  $+70^{\circ}\text{C}$  e con una resistenza alla pressione di 45 bar. All'interno di queste "marble" sono posizionate un sensore di pressione che ha un campo di misura di 30 bar con una risoluzione del sensore di 1 mbar, e un sensore di temperatura che è in grado di lavorare da  $-10^{\circ}\text{C}$  fino a  $50^{\circ}\text{C}$  con una risoluzione del sensore di temperatura inferiore a  $0.01^{\circ}\text{C}$ . Il "marble" è mostrato in Figura 31.

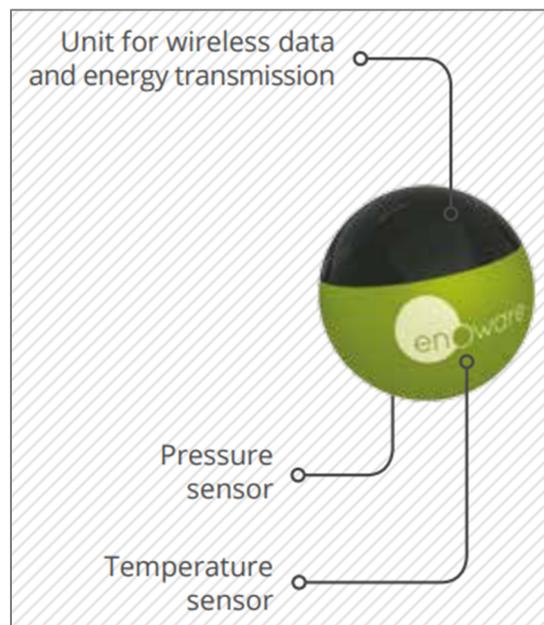


Figura 31. Dettaglio di un sensore "GeoSniff Smart marble" (sito web Enoware).

L'intera attrezzatura utilizzata è composta quindi da: "smart marble", "magazine", una pompa sommersa con serbatoio d'acqua, un cavo scaldante e un dispositivo di controllo a cui sono collegati il "magazine" (caricatore), la pompa e il cavo scaldante. L'intera apparecchiatura consente di implementare un'esecuzione automatica della prova, inserendo ciclicamente le "marble" di misura, poste inizialmente all'interno del "magazine", nelle sonde geotermiche. Il "magazine" può contenere fino a n.10 "marble", permettendo così fino a dieci misure. Il cavo scaldante e le "marble" di misura non devono essere inseriti nello stesso tubo della configurazione sonda doppia U, ma un tubo deve essere dedicato per il solo cavo scaldante e l'altro per le "marble" di misura. Prima di inserire le "marble" viene inserito preventivamente un PIN che funge da scandaglio per verificare la presenza di eventuali restringimenti o problematiche nella sonda geotermica.

Una volta raggiunto il fondo, la pompa si attiva e fa circolare l'acqua nella sonda per spingere verso l'alto il "marble" di misura facendolo entrare nel "magazine" in modo tale da recuperarlo.

In Figura 32 è mostrata l'attrezzatura utilizzata in cantiere per la realizzazione del test di risposta termica avanzato E-TRT.



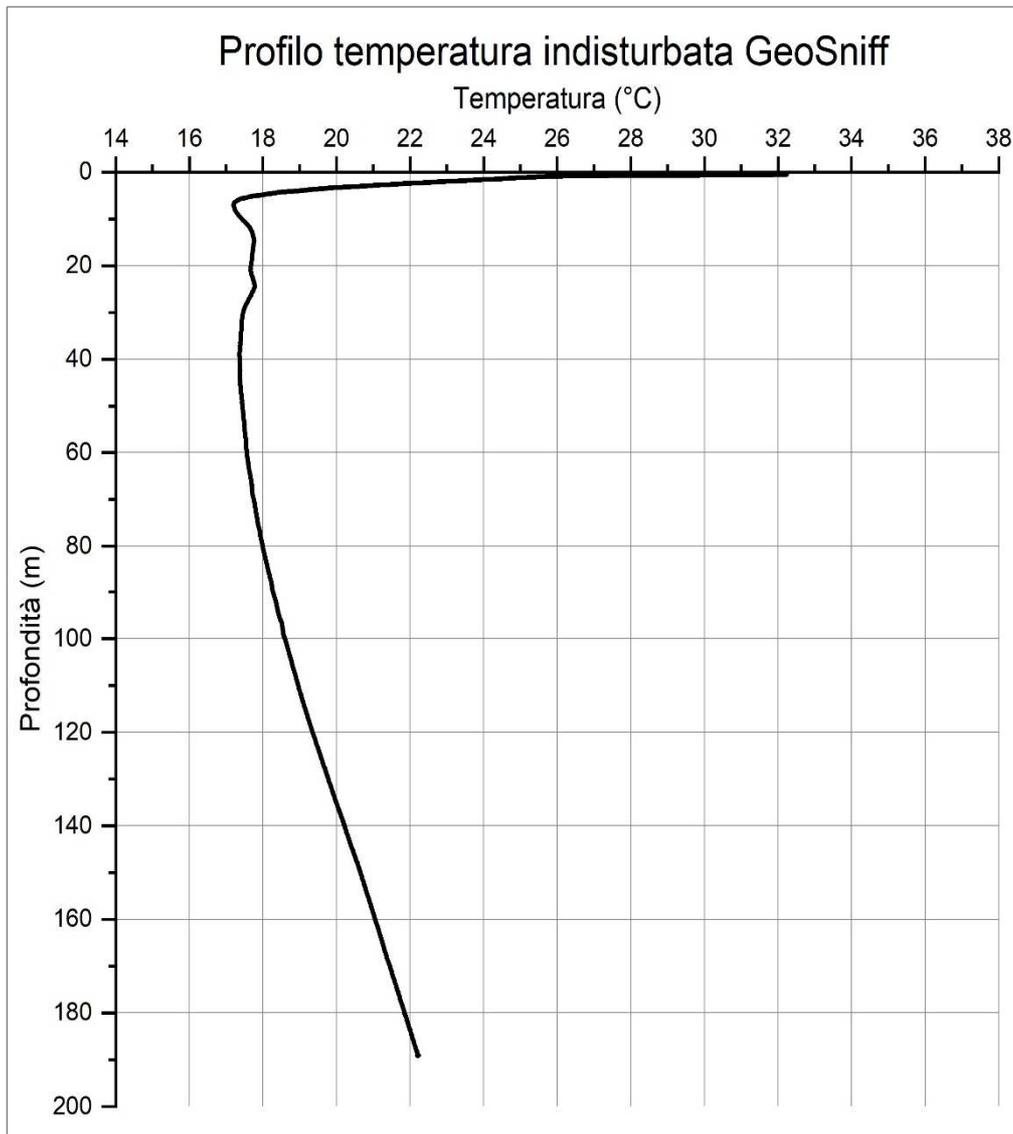
Figura 32. Equipaggiamento "Enoware Geosniff" utilizzato.

La prova è stata eseguita sulla sonda geotermica SGV6, sonda che è stata installata e l'intercapedine, tra parete del foro sonda, cementata in data 9 giugno 2022, utilizzando un materiale di riempimento cementizio (RÖFIX - CRETEO@INJECT CC 854) con conducibilità termica dichiarata di 2 W/mK, miscelato con acqua secondo le indicazioni del produttore. Il test è iniziato il giorno 6 settembre 2022 e ha avuto termine il giorno 9 settembre 2022 con una durata complessiva pari a 68 ore. Il test ha interessato una sonda geotermica tipo "doppia U 40X3.7mm". È stato possibile quindi procedere con il collegamento idraulico all' AUTO TRT KIT su un circuito della sonda geotermica e l'inserimento del cavo scaldante sul circuito parallelo. Successivamente si è proceduto al collegamento elettrico dei dispositivi elettronici.

Sulla base dell'analisi della sorgente lineare infinita, come per la prova precedente, prima di iniziare la fase di riscaldamento deve essere valutata la temperatura indisturbata del terreno. La prova prevede l'immissione del primo "marble" di misurazione GeoSniff nella sonda geotermica con l'acquisizione del primo log termico senza riscaldare il fluido presente al suo interno tramite il cavo scaldante. Chiaramente deve essere rispettata la



condizione di partenza che prevede una situazione di equilibrio termico prima della prova. Nel caso in oggetto la condizione risulta soddisfatta in quanto la prova è stata realizzata più di un mese dopo la posa della sonda geotermica e quindi non inficiata dalla reazione esotermica della malta di cementazione. Come per l'analisi dei dati DTS, è stato quindi possibile ricostruire il profilo della temperatura del terreno lungo l'intera profondità della sonda al fine di individuare la temperatura indisturbata (Grafico 6) e il gradiente geotermico.



*Grafico 6. Profilo della temperatura indisturbata GeoSniff.*

Una volta acceso il circolatore, si è lasciato circolare il fluido fino allo stabilizzarsi delle temperature di mandata e ritorno. Tale tecnica consente di determinare la temperatura media del sottosuolo. L'equilibrio dinamico a regime, raggiunto dopo 21 minuti, mostra una temperatura media pari a 20,03 °C e il profilo è mostrato nel Grafico 6. Anche in questo caso si ha un andamento quasi lineare nei metri più profondi del suolo. Pertanto, considerando la curva di temperatura a partire da 50 metri, il gradiente geotermico può essere stimato utilizzando la linea di interpolazione, come mostrato nel Grafico 7. Per il sito in questione, il gradiente geotermico calcolato risulta essere di 3,4°C/100m.

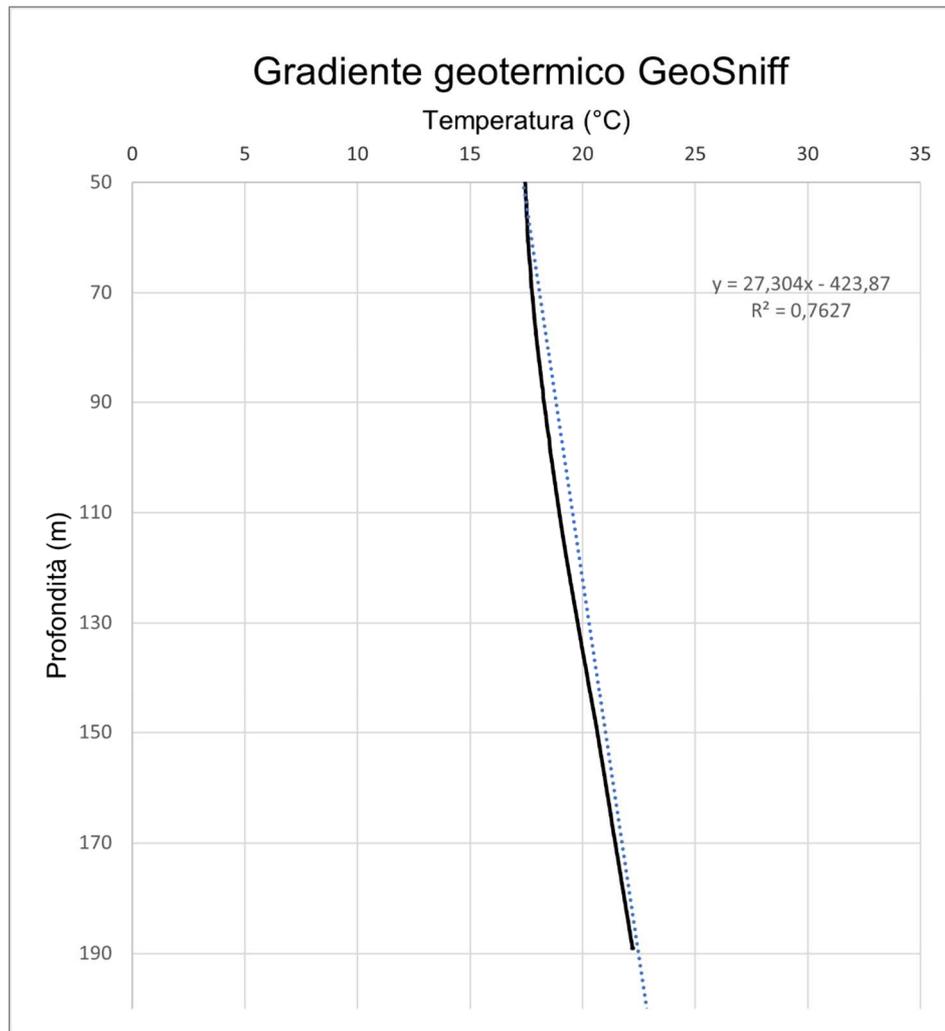


Grafico 7. Gradiente geotermico sulla base della temperatura indisturbata GeoSniff.

Anche in questo test, dopo aver acquisito i dati relativi alla temperatura indisturbata può essere avviata la fase di riscaldamento tramite cavo scaldante. Dopo l'inizio della fase di riscaldamento le misure consistono in tre serie di misurazioni della temperatura ogni 10 cm di profondità ad orari prestabiliti. Con questi punti, per ogni prova è possibile calcolare il valore del coefficiente angolare  $k$  ad ogni profondità potendo così costruire il profilo verticale della conducibilità termica. Per questo test, le misurazioni della temperatura sono state effettuate alle ore 12.5, 24, 44 e 68 ore dall'inizio della fase di riscaldamento.



Di seguito, si riportano le specifiche del test GeoSniff completo eseguito:

- Inizio del test: 6 settembre 2022 alle ore 14:00;
- Fine fase di riscaldamento: 9 settembre 2022 alle ore 10:00;
- Durata fase di riscaldamento: 68 ore;
- Potenza termica lineare fornita: 20 W/m;
- Lunghezza del cavo scaldante: 190 mt.

Il tempo minimo significativo di attesa necessario affinché il sistema di scambio termico a terra possa essere considerato in regime stazionario è stato valutato in 10,0 ore, di conseguenza tutte le misure effettuate dai “*marble*” di misura GeoSniff sono avvenute abbondantemente dopo questo tempo. Inoltre, per valutare l'andamento della conducibilità termica, si è deciso di costruire tre grafici, considerando tre diversi tempi minimi significativi dall'inizio della fase di riscaldamento, come nel caso del DTS, proprio per poter eseguire una valutazione di confronto tra i due diversi metodi di misura. L'andamento in profondità per ogni valutazione della conducibilità termica ricade a 12,5, 24 e 44 ore dall'inizio del riscaldamento, e, questi andamenti vengono riportati rispettivamente nel Grafico 8, nel Grafico 9 e nel Grafico 10, qui di seguito.

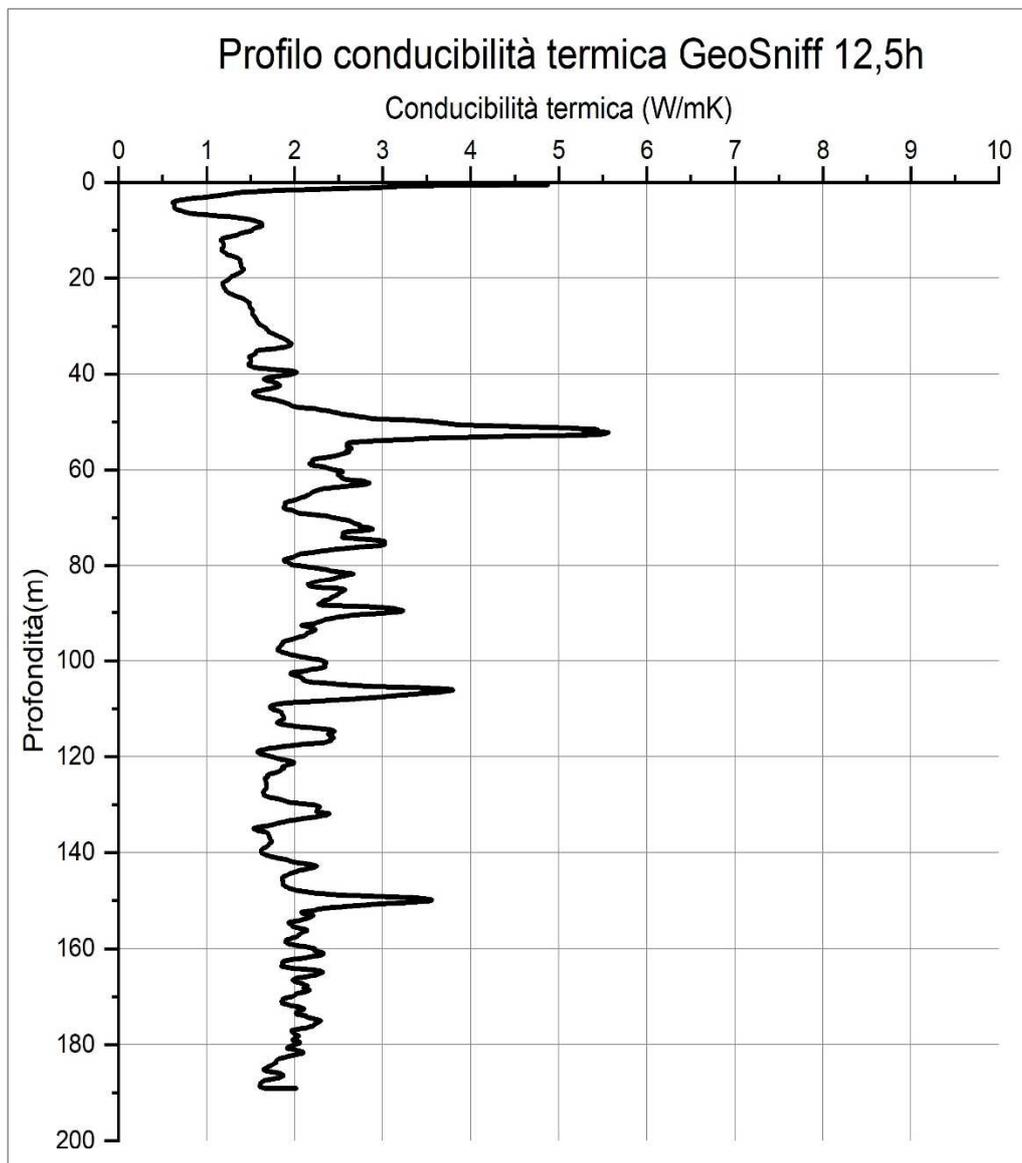


Grafico 8. Conducibilità termica da 12,5 h in avanti.

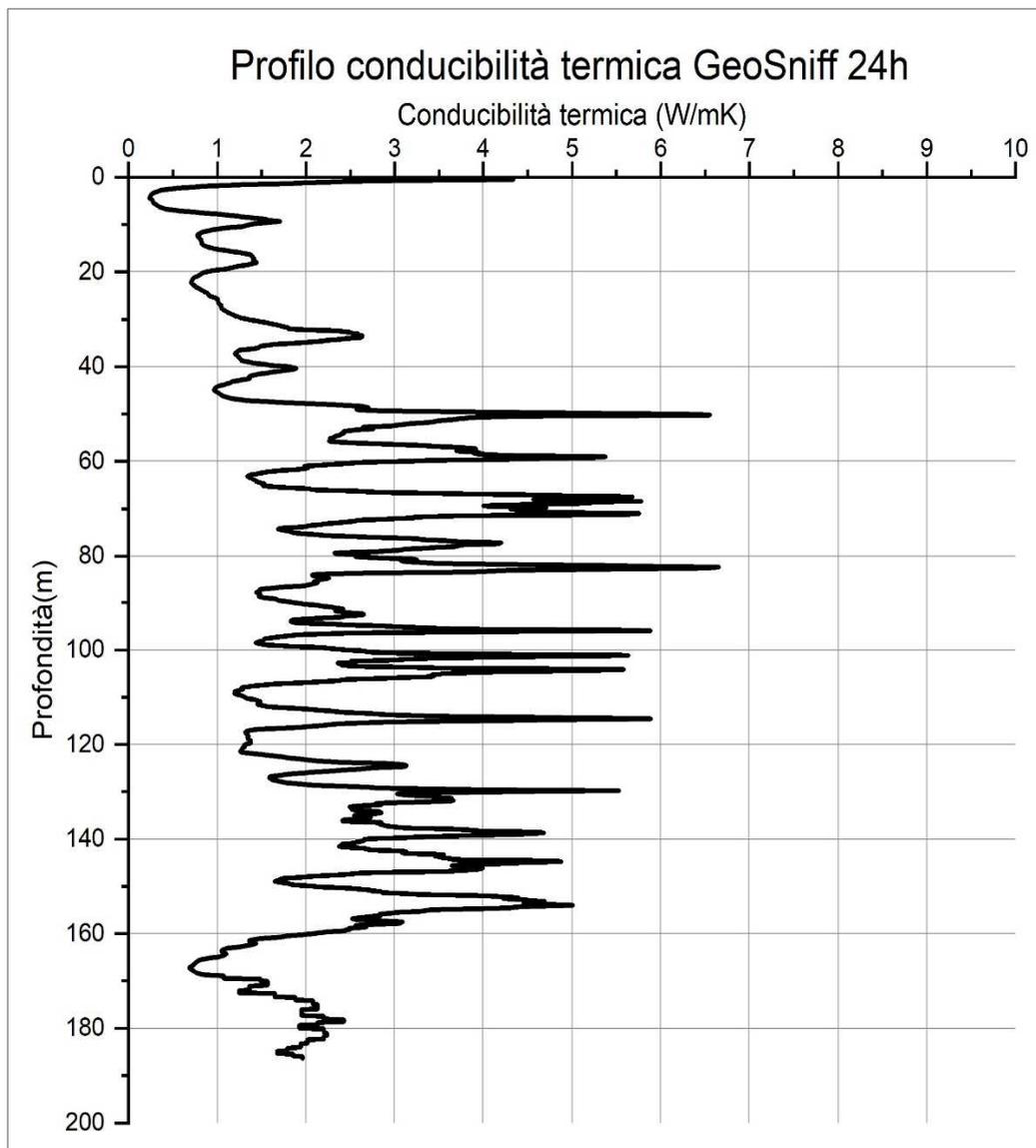


Grafico 9. Conducibilità termica da 24 h in avanti.

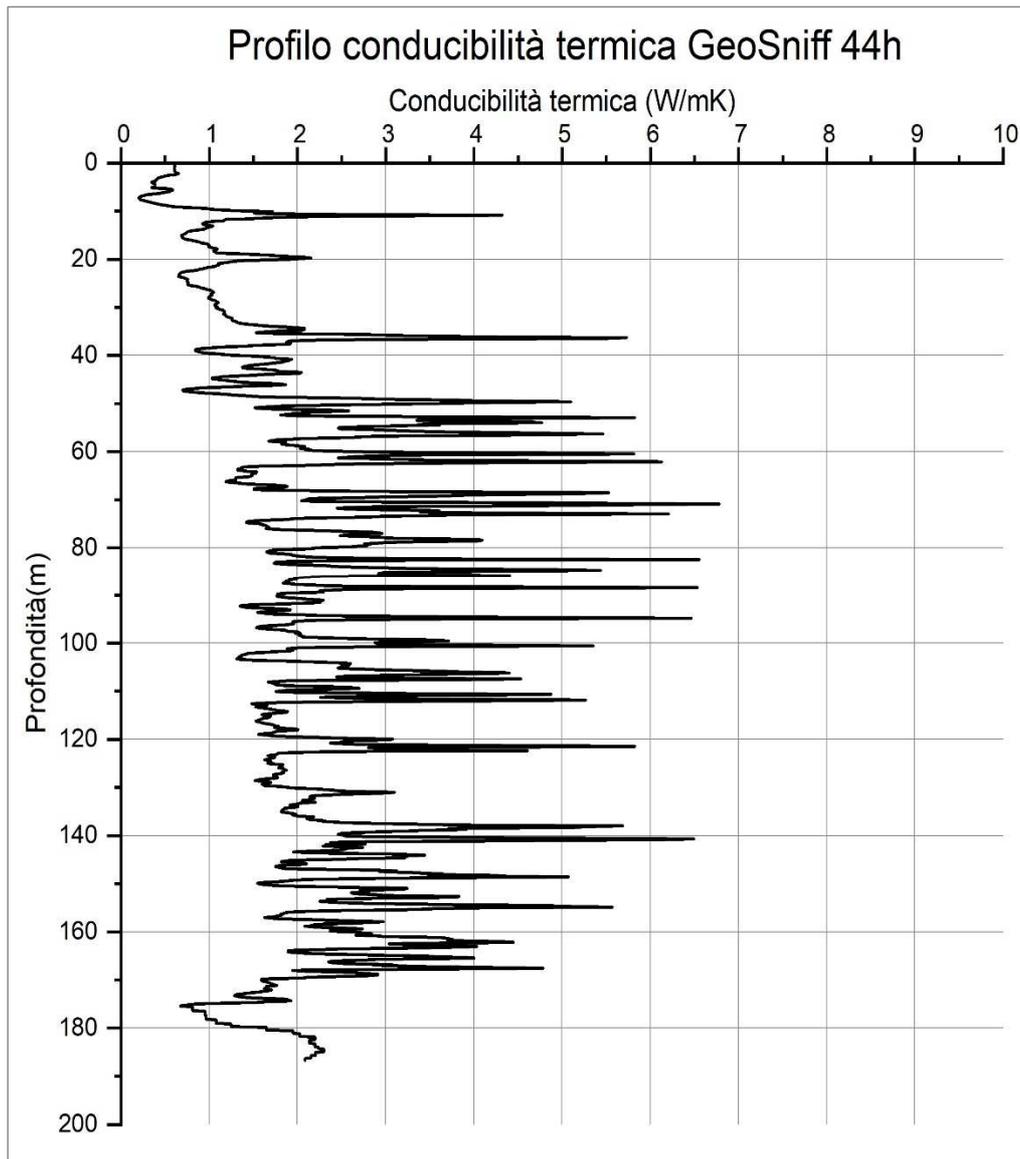


Grafico 10. Conducibilità termica da 44 h in avanti.

Per questo tipo di prova è stato valutato anche il valore della resistenza del foro Rb lungo tutta la profondità come per la conducibilità termica. Quindi, è stato determinato un valore della resistenza del foro medio lungo la verticale del foro, come mostrato nel Grafico 11.

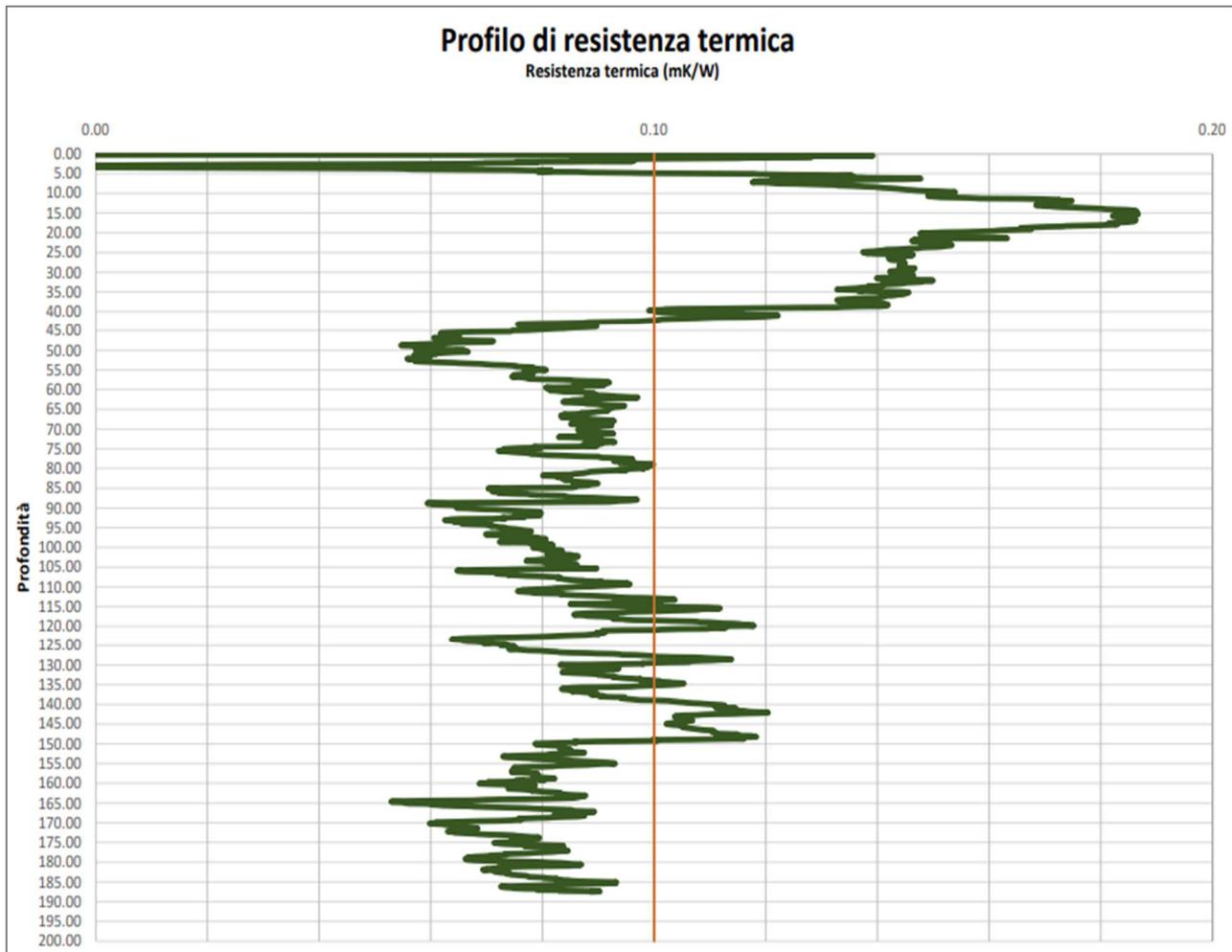


Grafico 11. Profilo di resistenza termica media GeoSniff.

Nel Grafico 12 è riportato l'andamento dei profili di temperatura ottenuti in campo al tempo iniziale del test ( $T=0$ ), durante la sollecitazione termica ( $T = 12.5, 24$  e  $44$  ore) ed alla fine della sollecitazione termica stessa ( $T= 68$  ore). Va specificato che i valori relativi ai primi metri, in fase di analisi del dato non sono stati considerati significativi, e perciò non processati, a causa della rilevante incidenza della temperatura esterna.

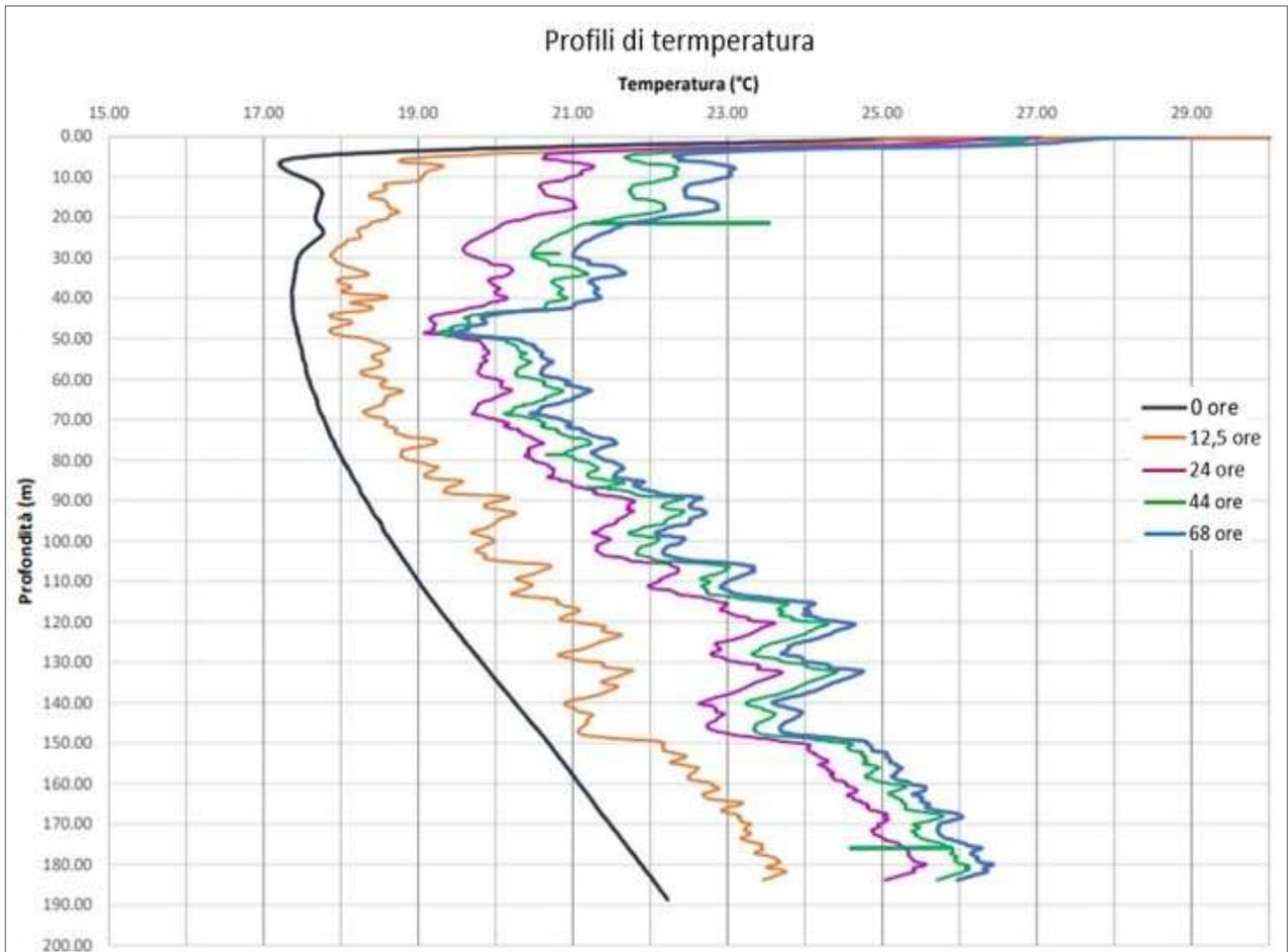


Grafico 12. Log termici acquisiti durante l'esecuzione del test con GeoSniff.



## 6 DISCUSSIONE

Attraverso l'esecuzione di questi due diversi tipi di test di risposta termica eseguiti in sito, e utilizzando l'analisi della sorgente lineare infinita, sono stati valutati i valori della conducibilità termica. Quindi, i risultati ottenuti possono essere confrontati e accostati tra loro. E' importante ricordare che il TRT tradizionale (Test di Risposta Termica) restituisce un unico valore mediato per tutta la profondità analizzata a differenza dei più moderni test di risposta termica, analizzati in questo studio, come il DTS (Distributed Temperature Sensor – Sensore di Temperatura Distribuita) e l'E-TRT (Enhanced Termal Respose Test – Test di Risposta Termica avanzato) basato su tecnologia “GeoSniff” che invece restituiscono un valore della conducibilità termica che è distribuito lungo l'intera profondità considerata. Inoltre, a sostegno della possibilità di confronto e comparazione, le due prove sono state realizzate ad una stessa profondità: sia la tecnologia DTS che la tecnologia GeoSniff analizzano il terreno fino a una profondità di circa 190 m da piano campagna. Ciò implica che i due test sono stati influenzati, dalle litologie presenti nel sottosuolo interessato, nella stessa misura, quindi, le principali differenze sono da ricondurre al principio stesso su cui si basano le due diverse tecnologie legato ai relativi strumenti e metodi. I valori di conducibilità termica per le due prove sono riportati in Tabella 3:

	$\lambda$	Profondità	Tempo di campionamento	Risoluzione spaziale	Potenza lineare	Durata del test
	[W/mK]	[m]	[s]	[m]	[W/m]	[h]
<i>DTS 14h</i>	1,864	187	120	0,5	8,5	86
<i>DTS 30h</i>	2,245	187	120	0,5	8,5	86
<i>DTS 50h</i>	2,068	187	120	0,5	8,5	86
<i>GeoSniff 12,5h</i>	2,039	190	/	0,10	20	68
<i>GeoSniff 24h</i>	2,204	190	/	0,10	20	68
<i>GeoSniff 44h</i>	2,107	190	/	0,10	20	68

Tabella 3. Valori di conducibilità termica media.



La media generale dei valori di conducibilità termica medi ricavati da ogni valutazione corrisponde a circa 2,087 W/mK. Il valore di conducibilità più basso è restituito dal test con sistema DTS considerando l'intervallo di tempo da 14 ore dall'inizio del test in avanti. Il sistema DTS mostra anche il valore di conducibilità termica media più alto, ottenuto considerando la fase di riscaldamento da 30 ore dall'inizio del test in avanti. I valori di conducibilità termica media derivanti dal sistema GeoSniff sono valori che si discostano poco tra loro, però, anche in questo caso riconosciamo un valore minimo ottenuto considerando la fase di riscaldamento da 12,5 ore dall'inizio del test in avanti, e un valore massimo di conducibilità termica media da 24 ore dall'inizio del test in avanti.

Questo può essere spiegato dal fatto che questo sistema si basa su un numero limitato di misure nel tempo; quindi, il coefficiente angolare  $K$  risulta dalla pendenza di una retta composta da un numero limitato di punti. Se una delle serie di misure presenta valori non correlati con quelli dell'altra serie di misure, dato il ridotto numero di punti, la serie poco correlata influenzerà significativamente la costruzione della retta da cui derivare il coefficiente  $K$ . La retta avrà quindi una pendenza minore che si traduce in aumento della conducibilità termica poiché sono, tra loro, inversamente proporzionali. Confrontati tra loro, i valori medi ottenuti dalle due diverse tecnologie di test, non mostrano grandi differenze se non analogie legate all'andamento della conducibilità termica all'avanzare della fase di riscaldamento. In entrambe le situazioni, la conducibilità termica aumenta, passando dal primo al secondo step di misure, per poi diminuire nuovamente nell'ultimo intervallo di tempo considerato, quello a ridosso del termine della fase di riscaldamento.

Come già precedentemente accennato, l'andamento della conducibilità termica, ottenuto tramite il sistema DTS, diverse ore dopo l'inizio del riscaldamento, mostra che man mano che ci si avvicina alle fasi finali del test, la correlazione dei dati non è la migliore. Questo implica che la linea di interpolazione non sarà sempre più orizzontale ma il coefficiente  $k$  che corrisponde alla pendenza della curva, tende ad aumentare leggermente. E come detto in precedenza, essendo il coefficiente  $k$  inversamente proporzionale alla conducibilità termica, un suo aumento comporta una diminuzione della conducibilità. Questa tendenza è presente anche nei risultati ottenuti dall'analisi effettuata con il sistema GeoSniff. Infatti, il valore di conducibilità termica calcolato considerando le tre diverse serie di misure dall'inizio della fase di riscaldamento, tende ad aumentare per poi diminuire nuovamente verso le fasi finali del test. Questa diminuzione di correlazione influenza la valutazione della conducibilità termica a partire da molte ore dopo l'accensione del riscaldamento verso le fasi terminali del test, in quanto tali dati sono appartenenti ad un

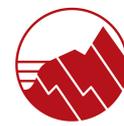


tempo inferiore rispetto a quello di inizio della valutazione; è plausibile che questo effetto sia attenuato dall'enorme quantità di serie di misurazioni fornite dato che la finestra temporale delle serie non correlate è di sole dodici e quattordici ore rispetto alle oltre sessanta e ottanta dell'intera durata delle due prove, rispettivamente sistema GeoSniff e sistema DTS.

Un'ultima considerazione va fatta sul risultato del test del sistema GeoSniff. Questa valutazione, più che sul valore stesso della conducibilità termica, va fatta sul tipo di funzionamento della prova stessa. Infatti, in questa prova l'acqua nella sonda viene riscaldata tramite un cavo scaldante inserito all'interno della stessa. Poichè l'acqua, durante l'inserimento dei sensori di misura è in movimento, la potenza termica fornita varierà durante la fase discendente in quanto l'acqua scambierà calore con il terreno. In questo modo la serie misurata in un dato istante dal sistema GeoSniff alle diverse profondità non sarà esattamente proporzionale alla potenza termica  $Q$  rilasciata dal cavo ma bensì ad una nuova potenza termica  $Q_1$ , maggiore o minore a seconda che l'acqua acquisti o rilasci calore al suolo.

Avendo a disposizione la stratigrafia di massima del sito, desunta dal cuttings di perforazione intrecciando questi dati con le carte geologiche della zona, è possibile sovrapporre il profilo verticale della conducibilità termica con la stratigrafia stessa. Ciò consente di valutare il comportamento della conducibilità termica in funzione dello strato di sottosuolo attraversato. Ovviamente questo tipo di analisi non è possibile per un TRT tradizionale in quanto l'analisi dei dati provenienti da quest'ultimo consente solo una valutazione della conducibilità termica media lungo l'intera profondità di studio. Pertanto, questa procedura è stata eseguita per i profili di conducibilità termica ottenuti analizzando i dati misurati con il sistema DTS e con il sistema GeoSniff.

Prima di tracciare i grafici della conducibilità termica sulla profondità, è utile ricordare che i due metodi hanno una diversa risoluzione spaziale di campionamento. Il sistema GeoSniff è in grado di effettuare una misurazione della temperatura ogni 10 cm; quindi, per ogni metro di profondità ci saranno dieci punti; il sistema DTS, invece, raccoglie una misura di temperatura media ogni 50 cm quindi saranno disponibili due punti per ogni metro di profondità. Ovviamente ad ogni misura di temperatura con la profondità corrisponde un valore di conducibilità termica valutato. Considerando l'intera profondità analizzata dal sistema GeoSniff, pari a 190 metri, si avranno in totale 1560 punti che costituiscono il profilo di conducibilità termica; per quanto riguarda invece il sistema DTS, i punti



costituenti il profilo verticale di conducibilità termica saranno 383 considerando che anche questo sistema analizza il terreno per una profondità totale di 187 metri.

Dati gli andamenti variabili della conducibilità termica lungo la profondità di investigazione per la stessa tipologia di prova in diversi intervalli di tempo a partire dall'inizio del test e quindi della fase di riscaldamento, di seguito vengono riportati solo i grafici relativi alla quattordicesima ora dall'inizio del test in avanti per il sistema DTS e alla dodicesima ora dall'inizio del test per il sistema GeoSniff.

La conducibilità termica rispetto al profilo litologico - stratigrafico per il sistema DTS è riportata nel Grafico 13.

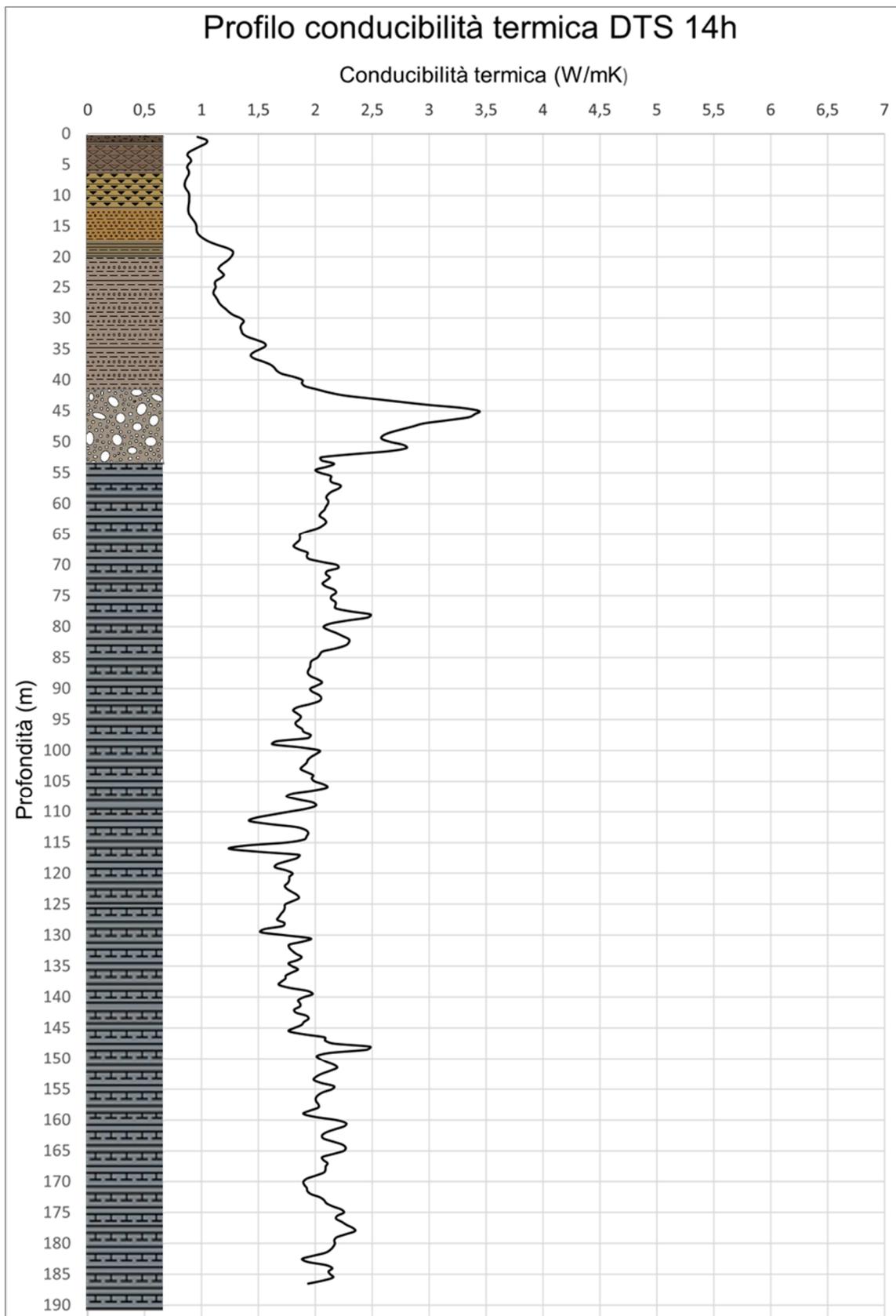


Grafico 13. Conducibilità termica rispetto alla stratigrafia per DTS.



Dal profilo della conducibilità termica rispetto al profilo litologico - stratigrafico si nota subito come, ad una profondità compresa tra 43 e 53 m circa da piano campagna, sia presente uno strato di ghiaia, in cui il valore di conducibilità termica assume valori elevati, intorno ai 3,5 W/mK, che, nei profili successivi a questo grafico stesso, raggiunge valori ancora più elevati ma non veritieri in quanto non è plausibile nella realtà del caso un valore di conducibilità termica superiore a 6 W/mK. Ciò è da ricondurre alla presenza di una falda acquifera, probabilmente in movimento attraverso le ghiaie, che distorce i risultati dell'analisi basata sulla sorgente lineare infinita. Infatti, per le assunzioni iniziali di questo approccio, la teoria è valida solo se il calore è trasmesso per conduzione.

Data la presenza della falda, in questo strato di sottosuolo il trasporto del calore è guidato principalmente dalla convezione, che altera i risultati dell'analisi. Dal punto di vista qualitativo, questi risultati indicano che per ottimizzare le prestazioni degli scambiatori di calore è ottimale attraversare questi intervalli di profondità per sfruttare la presenza della falda acquifera in movimento.

Nei primi metri di profondità, fino al passaggio con le ghiaie, la stratigrafia è interessata dall'alternanza di litologie a natura vulcanica come tufiti e piroclastiti tufacee che mostrano valori di conducibilità bassi legati principalmente al limitato spessore stratigrafico. Da notare, invece, alla profondità compresa tra 18 e 21 m, la presenza di sabbia limosa travertinosa che mostra un lieve ma isolato aumento della conducibilità, probabilmente legato alla presenza di una piccola falda quindi all'elevato contenuto idrico dell'intervallo stratigrafico. Inoltre, avvicinandosi alla falda acquifera principale, si assiste ad un aumento progressivo della conducibilità fino al raggiungimento del picco massimo in piena falda acquifera. Questo aumento progressivo, e non istantaneo, che si osserva nella litologia confinante con le ghiaie, non è da ricondurre alla natura litologica stessa ma piuttosto alla dissipazione di calore verticale e non solo laterale dell'acquifero, poiché appunto, quest'ultimo, è in grado di drenare calore, non solo orizzontalmente ma anche ai livelli sopra e sottostanti. Progressivo aumento della conducibilità termica, che si verifica anche in relazione alla formazione sottostante.

Scendendo, al di sotto dell'intervallo interessato dall'acquifero, incontriamo un orizzonte stratigrafico, spesso più di 150 m, costituito da argilla limosa localmente sabbiosa e marna calcarea ricca in quarzo. Vediamo come, all'interno di questo orizzonte, vi sia una variabilità della conducibilità termica legata, probabilmente, all'alternanza di livelli sabbiosi aventi un maggiore contenuto idrico rispetto a livelli argilloso - marnosi. A diverse



profondità, 80 m, 150 m, 160 m e 180 m, notiamo dei picchi di conducibilità termica che raggiungono i 2,5 W/mk. Anche in questo caso, i valori raggiunti, sono da ricondursi alla presenza di falde idriche, come precedentemente descritto, all'interno di livelli di sabbia di spessore plurimetrico. In generale, all'interno di questo orizzonte, la conducibilità termica misurata sembra aggirarsi intorno ai 2,0 W/mK, molto probabilmente legata all'influenza della componente mineralogica quarzoso – micacea della formazione.

La conducibilità termica rispetto alla stratigrafia per Geosniff viene riportata nel Grafico 14:

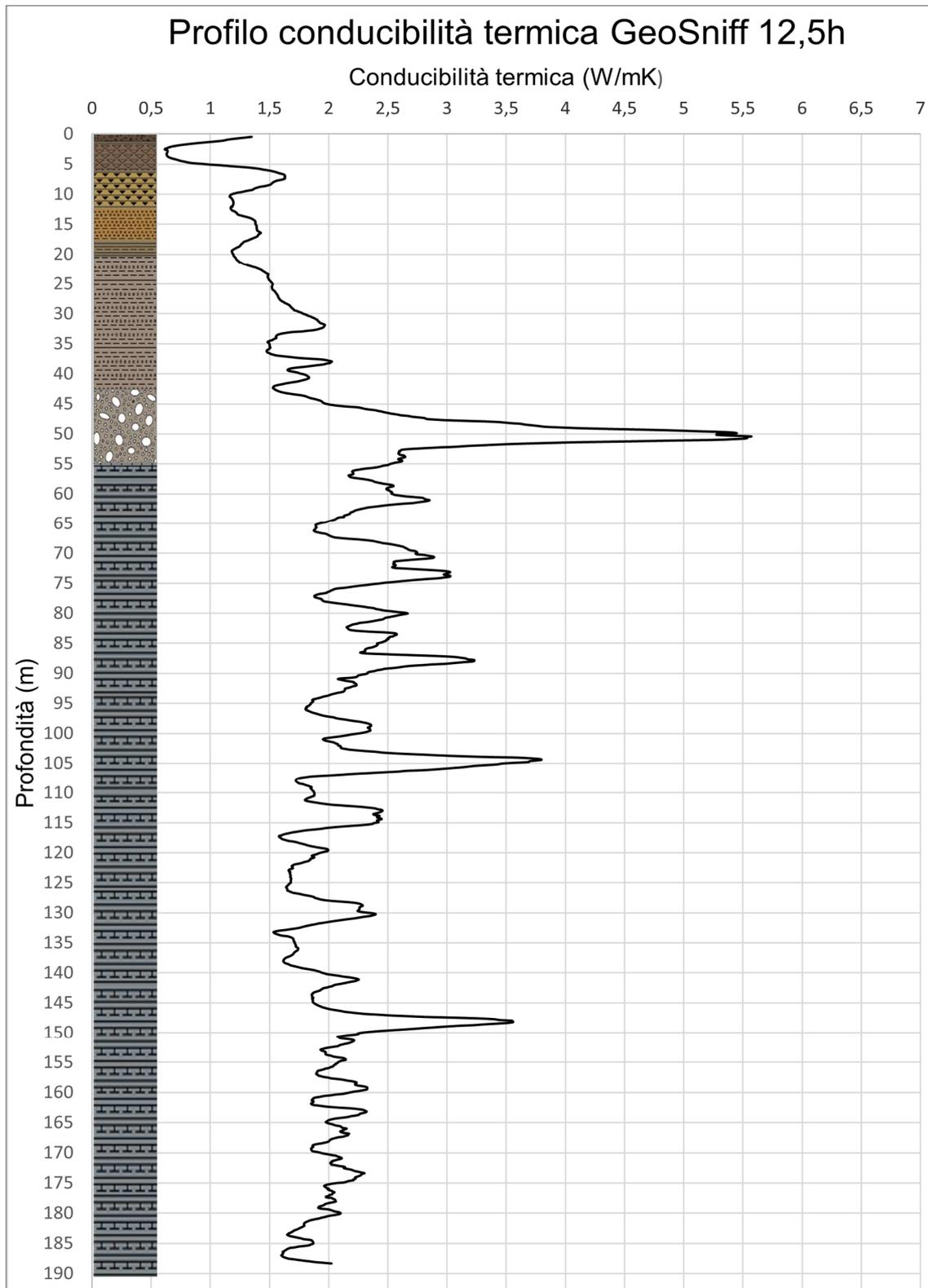


Grafico 14. Conducibilità termica rispetto alla stratigrafia per GeoSniff.

Osservando il grafico ottenuto attraverso il sistema GeoSniff rispetto alla stratigrafia si nota subito come la curva della conducibilità termica sia molto meno smussata rispetto a quella osservata per il sistema DTS. Ciò è dovuto proprio al fatto che, come accennato in precedenza, il sistema GeoSniff campiona la temperatura ogni 10 cm di profondità. Questo significa che la curva della conducibilità termica presenta molti picchi più pronunciati in quanto, se per il sistema DTS i picchi di temperatura sono stati mitigati nell'intervallo di un metro (risoluzione spaziale), nel sistema GeoSniff gli stessi picchi sono stati mitigati nell'intervallo di 10 cm e quindi, è facile intuire come, i valori estremi si presentano più pronunciati. Si può notare che non solo i picchi positivi vengono accentuati, ma anche quelli negativi, altrimenti non si spiegherebbe una conducibilità termica media di poco maggiore rispetto al profilo derivante da sistema DTS.

Come già accennato, la profondità indagata dai due diversi metodi di misura è la stessa; quindi, dal grafico è possibile individuare quegli intervalli stratigrafici che influenzano maggiormente il valore della conducibilità termica. Infatti, come nel caso del grafico DTS, si nota subito alla profondità compresa tra 43 e 53 m circa, un valore molto elevato della conducibilità termica, intorno ai 5,5 W/mK, legato alla presenza dello strato di ghiaia contenente una falda idrica in movimento. Valore poco reale che viene distorto, dando un'ulteriore prova che l'analisi dei dati sulla base della sorgente lineare infinita, non può essere sfruttata in presenza di strati di terreno in cui il calore viene trasmesso principalmente per convezione piuttosto che per conduzione.

A differenza del sistema DTS, probabilmente per l'accentuazione dei picchi positivi e negativi, vediamo che all'interno dell'orizzonte stratigrafico caratterizzato dalla presenza di argille limose localmente sabbiose e marne calcaree ricche in quarzo, sembrano essere presenti numerosi intervalli stratigrafici il cui valore di conducibilità termica potrebbe essere collegato alla presenza di falde idriche. In particolare, vediamo che i maggiori picchi registrati non corrispondano esattamente a quelli individuati nel grafico DTS: a 75 m, 85 m, 105 m e 150 m. Differenze che potrebbero ricondursi alla maggiore risoluzione spaziale; quindi, risulterebbe in una migliore identificazione dell'intervallo di profondità interessato da moti di falda.

Nonostante questo, la curva di conducibilità termica è molto più variabile e mostra dei picchi di conducibilità termica anche all'interno di intervalli stratigrafici più omogenei, dalle caratteristiche mineralogiche e tessiturali poco conduttivi o non interessati dalla presenza



di moti di falda. Ad esempio, nello strato di limo con sabbie fini limose tra i 22 e 43 m si hanno una serie repentinamente calanti e aumenti della conducibilità termica.

Oltre a poter confrontare le curve di conducibilità termica con la stratigrafia, come spiegato sopra, si è deciso di confrontare tre intervalli di tempo per l'analisi, tramite la teoria a sorgente lineare infinita, della conducibilità termica partendo dai dati raccolti dal sistema DTS. Ciò consente di rappresentare graficamente le curve di conducibilità per entrambi i sistemi in modo da poterle accostare. I tempi scelti sono tempi molto vicini tra loro sulla base del momento in cui viene inserito il sensore GeoSniff per la misurazione e sulla base del tempo minimo significativo di ciascun metodo di misura; quindi, sono disponibili tre grafici, uno confrontando le 12,5 ore con le 14 del DTS, il secondo tra 24 e 30 ore DTS e l'ultimo tra 44 e 50 ore DTS. Prima di rappresentare i grafici, però, è necessario ricordare che, oltre ad avere una diversa risoluzione spaziale, i due metodi sono stati eseguiti con il rilascio di diverse potenze termiche lineari come precedentemente mostrato in Tabella 3.

I profili di conducibilità termica, accostati e messi a confronto, tra sistema DTS e sistema GeoSniff, vengono mostrati nel Grafico 15, Grafico 16 e Grafico 17.

I primi due metri di terreno per le curve elaborate dai dati del sistema GeoSniff e sistema DTS sono stati rappresentati graficamente ugualmente anche se, essendo molto superficiali, risentono delle condizioni climatiche. Mentre, sono stati eliminati quei valori derivanti dai metri fuori terra, poiché entrambe le misure non partono dal piano campagna ma dall'ingresso della sonda (GeoSniff) e dal box della strumentazione di superficie (DTS). Di conseguenza, questi valori erano totalmente non correlati e portavano a valori di conducibilità termica anche negativi a causa dell'elevato coefficiente angolare  $K$ .

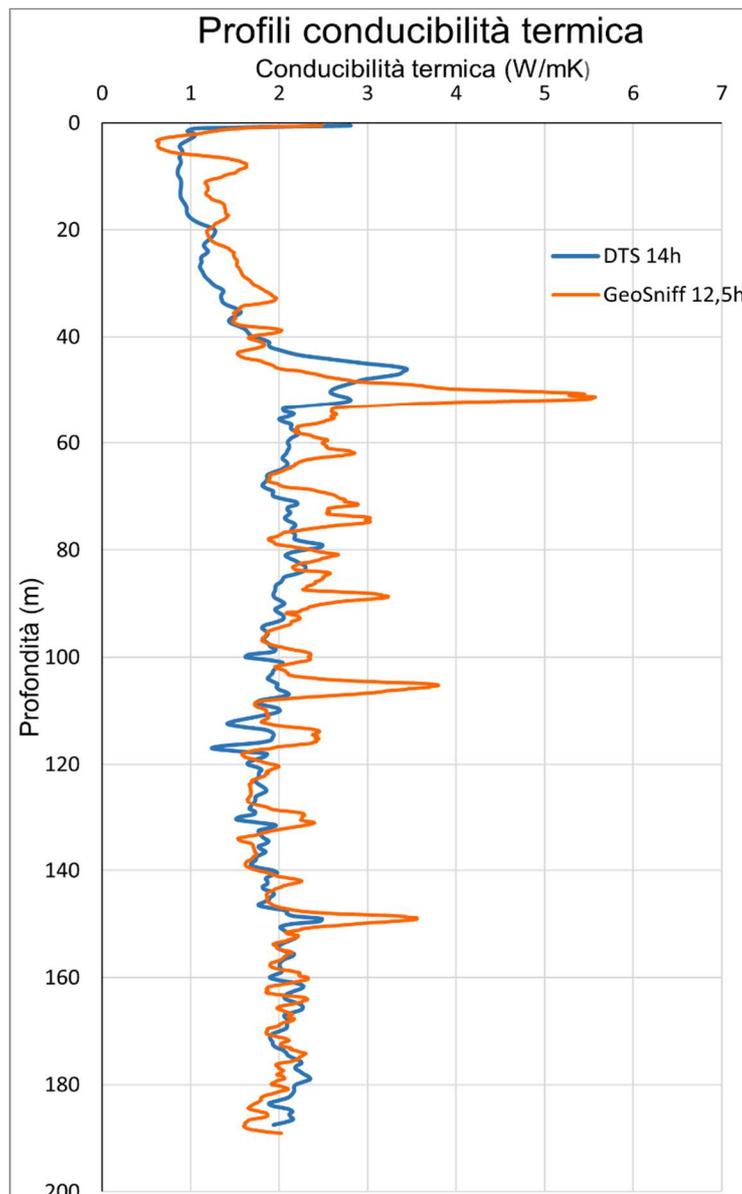


Grafico 15. Comparazione GeoSniff-DTS da 12,5 e 14 h in avanti.

Per quanto riguarda il Grafico 15, fino dai primi metri di profondità, le due curve assumono un valore di conducibilità termica che tende ad aumentare fino al raggiungimento del picco in corrispondenza dei 50 metri, anche se le due curve sono separate. Questa separazione tra le curve è legata al fatto che i picchi della curva GeoSniff sono più pronunciati rispetto a quelli lisci della curva DTS. Questo andamento si mantiene anche dopo il picco principale intorno ai 50 metri di profondità, con la curva DTS che mostra dei picchi più lisci e si mantiene ad un livello di conducibilità termica media leggermente più bassa rispetto al livello del GeoSniff. Scendendo maggiormente in profondità, al di sotto dei 150 m, i due profili mostrano un valore medio di conducibilità termica simile.

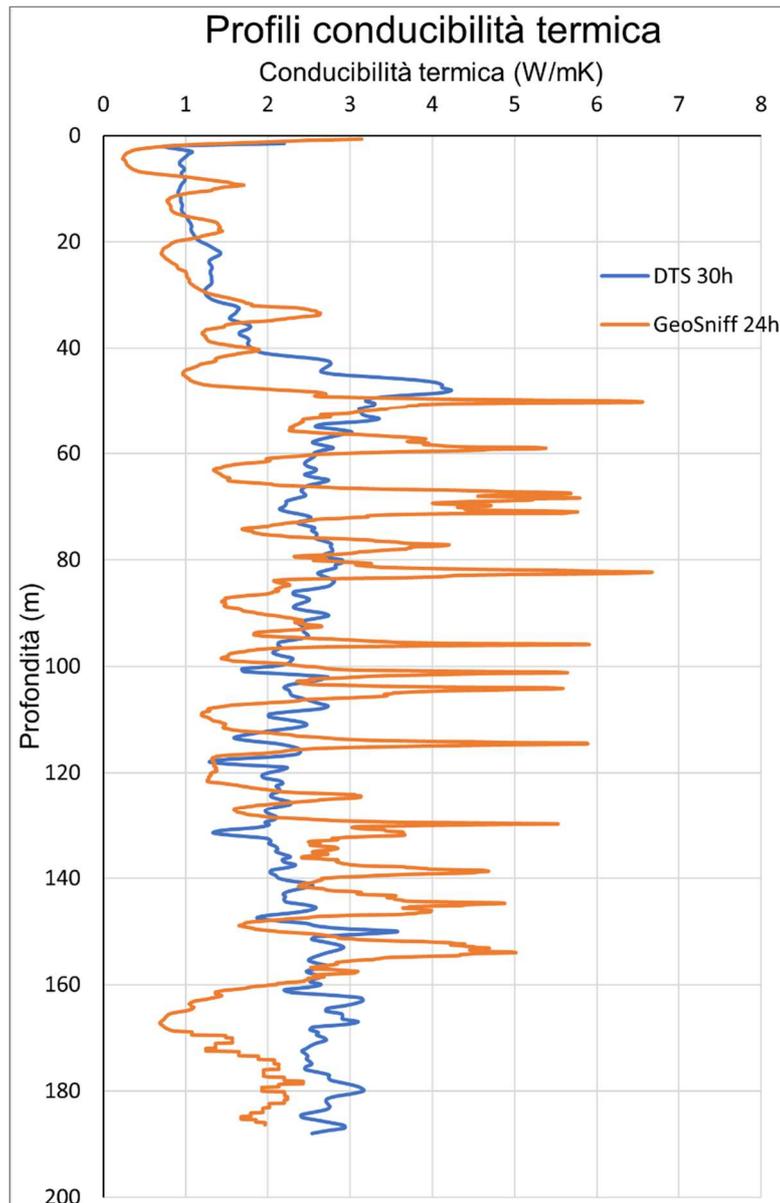


Grafico 16. Comparazione GeoSniff-DTS da 24 e 30 h in avanti.

Per quanto riguarda il Grafico 16, la curva GeoSniff continua a presentare un valore medio di conducibilità termica leggermente più alto. In questo grafico si nota maggiormente la differenza tra la curva più liscia dei dati DTS rispetto all'esagerazione dei picchi positivi e negativi della curva GeoSniff. Questo, insieme all'andamento differente delle due curve da 160 metri di profondità, definito in opposizione di fase, potrebbe essere a causa del fatto che il sensore GeoSniff non ha calibrato correttamente il valore della Pressione dell'acqua da cui ricava poi il valore di profondità corrispondente. Per questo ci potrebbe essere uno shift della profondità, da cui deriva un'incertezza nella misura della conducibilità termica corrispondente.

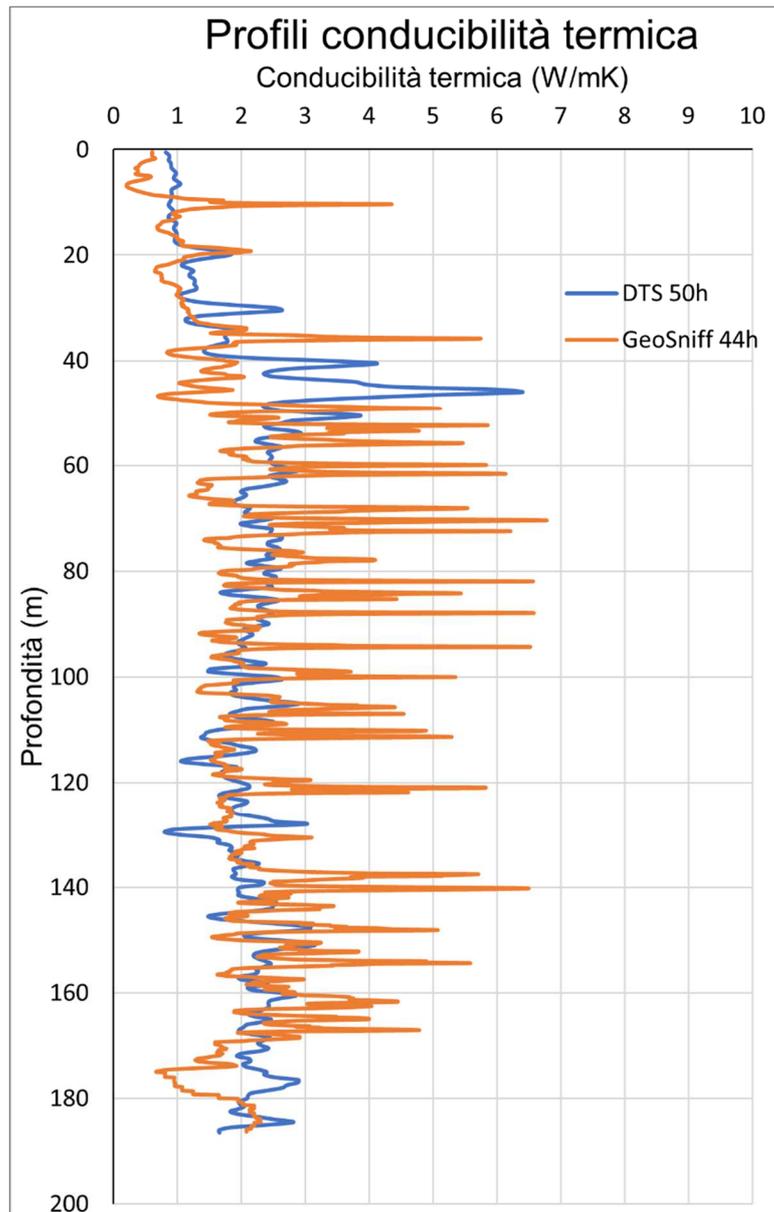


Grafico 17. Comparazione GeoSniff-DTS da 44 e 50 h in avanti.

Per quanto riguarda il Grafico 17, le due curve continuano a seguire un andamento simile ma con discrepanze legate alla correlazione tra profondità e valori di conducibilità termica. In particolare, si assiste ulteriormente ad un'esagerazione dei picchi positivi e negativi lungo la curva GeoSniff e per questo il valore medio di conducibilità termica rimane leggermente maggiore per la curva GeoSniff rispetto alla curva DTS. L'andamento della sola curva GeoSniff è molto più variabile e shiftato (tra 40-50m e tra 170-180m) rispetto alle due curve precedenti, anche in questo caso può essere ricondotto ad un errore di calibrazione della pressione da parte del sensore ("marble") che produce un'opposizione di fase. L'errore di calibrazione deriva da un aumento della temperatura dell'acqua (44 h di riscaldamento) che provoca un cambiamento della densità, di conseguenza potrebbe



trasformare in modo errato il valore della pressione della colonna d'acqua durante la discesa nella tubazione da cui appunto ricava il valore di profondità.



## 7 CONCLUSIONI

In questo studio di Tesi Magistrale, sono stati utilizzati e messi a confronto due diversi tipi di test di risposta termica impiegati per la caratterizzazione termofisica del sottosuolo, in particolare per valutare la conducibilità termica del terreno in un sistema di sonde geotermiche a bassa entalpia.

Il sito interessato rientra nell'ambito del progetto di ristrutturazione e riqualificazione energetica del complesso dell'Ambasciata di Svizzera in Italia, a Roma in via Barnaba Oriani 61.

L'analisi dei due test di risposta termica ha fornito dati utili per consentire la determinazione della conducibilità termica [ $\lambda$ ] del terreno attraverso la teoria della sorgente lineare infinita (ILS – Infinite Line Source). La valutazione della conducibilità termica è stata effettuata variando il valore del tempo minimo significativo necessario per raggiungere lo stato stazionario.

All'aumentare del valore del tempo minimo significativo, si nota che la correlazione tra i valori di temperatura a ciascuna profondità di riferimento aumenti in modo significativo. L'utilizzo dei dati acquisiti nella fase avanzata della prova consente di possedere una maggiore robustezza e stabilità della misura della conducibilità termica tranne che nel profilo di conducibilità termica GeoSniff a 44 h che risente probabilmente di qualche anomalia correlata alle modalità di calcolo della profondità e alla conversione dei dati di pressione idrostatica.

Una prima valutazione derivante dal confronto tra le due tecniche, si è basata su una considerazione teorica circa il tempo di campionamento che è notevolmente un punto a vantaggio del sistema DTS. Questo test, infatti, fornisce valori di temperatura ogni due minuti permettendo di considerare ogni minima variazione lungo la profondità nel tempo. Al contrario il sistema GeoSniff consente di misurare le variazioni di temperatura nel terreno solo 4 volte durante le 68 ore totali della fase di riscaldamento (corrispondenti con il numero delle sfere utilizzate), pur consentendo manovre di test, in termini operativi, più rapide e agevoli, oltre a sembrare molto più sensibile alle variazioni di temperatura istantanee alla microscala e possedere un maggior dettaglio spaziale dal punto di vista informativo.

Avere a disposizione un numero limitato di misure per studiare un processo lento ma complesso e variabile aggiunge incertezze alla prova stessa, ed è forse questo aspetto



che potrebbe essere considerato uno degli aspetti più critici del sistema a sfera flottante (GeoSniff).

Le due metodologie hanno fornito comunque un profilo verticale della conducibilità termica, che una volta confrontato con la successione stratigrafica del sito, pur ottenuta dalla semplice analisi del cutting di perforazione, ci ha permesso di ottenere ulteriori elementi di confronto, che potranno essere utili nelle scelte diagnostiche future:

- La presenza di più falde acquifere, rinvenute e registrate a diverse profondità, rende complesso il calcolo della conducibilità termica, essendo la combinazione di contributi conduttivi ed advettivi nei processi di trasporto termico, ma senza capacità di discriminazione tra loro, restituendo valori di conducibilità apparente complessiva; tale effetto risulta evidente nei grafici 13 e 14 dove sono presenti valori di picco in corrispondenza dei 20, 50, 80, 100, 150 e 180 metri di profondità da piano campagna, profondità alle quali si sono riscontrate venute d'acqua durante la perforazione, provenienti da orizzonti porosi o fratturati, ospitati nella successione vulcanoclastica locale.
- La tecnologia basata su sistema GeoSniff mostra una risoluzione spaziale più elevata (10 cm), rispetto alla tecnologia DTS (50 cm), ed una conseguente migliore capacità di individuazione degli orizzonti di minore spessore ed interessati da una dominanza advettiva correlata alla presenza di moti importanti di falda acquifera, dovuta al differente e minor passo di campionamento.
- Il metodo DTS, possedendo una ridondanza informativa nella scala temporale di acquisizione consente di poter disporre di serie di dati più stabili e robuste, ed ottenere valori di calcolo della conducibilità probabilmente più accurati. Talvolta le serie di dati di conducibilità termica, ottenute dal sistema GeoSniff, mostrano un andamento in controfase rispetto alla tendenza riscontrabile nella serie fornita dalle misure DTS, probabilmente dovuto ad un'incertezza nella misura della pressione idrostatica da parte del sensore flottante (variabile con la temperatura e quindi densità del fluido nella tubazione in cui si muove) con conseguente errore nella conversione in profondità del dato acquisito.
- Va rilevata l'importanza del contributo informativo ottenibile con l'impiego di tali tecnologie, che, oltre a consentire di poter disporre di un vero e proprio log termofisico di pozzo, e permettere un dimensionamento progettuale di alto livello del sistema geotermico, dimostrano anche ampie possibilità di impiego in campo



idrogeologico per lo studio della dinamica degli acquiferi e la dispersione di inquinanti potendo utilizzare tali tecniche anche come sistemi di tracciamento idrogeologico.

Un ringraziamento speciale alla Georicerche Srl, in particolare al Dr. Geol. Alberto Stella, all'Ing. Alessandro Stella e allo staff tecnico operativo, per l'assistenza e la disponibilità fornita e al Dr. Geol. Gabriele Cesari per aver fornito i dati GeoSniff.

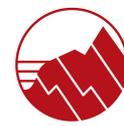


## BIBLIOGRAFIA

- *An Introduction to Thermogeology: Ground Source Heating and Cooling*, by “D. Banks”.
- *Long-term district-scale geothermal exchange borefield monitoring with fiber optic distributed temperature sensing*. Adam McDaniel, Dante Fratta, James M. Tinjum, David J. Hart. 2018, s.
- *Eklöf C, Ghelin S. TED-A Mobile Equipment for Thermal Response Test*. 1996.
- *W.A., Austin. Development of an in-situ system for measuring ground thermal properties*. 1998.
- *Witte H.J.L. In situ measurements of ground thermal conductivity: The Dutch Perspective*. 2002.
- *S., Gehlin. Thermal Response Test-Method, Development and Evaluation*. 2002.
- *Signorelli S., B.S. Numerical evaluation of thermal response test*. 2007.
- *Marcotte D., Pasquier P. Fast fluid, and ground temperature computation for geothermal ground-loop heat exchanger system*. 2008.
- *Bandos T.V., M.A. Finite line-source model for borehole heat exchangers: effect of vertical temperature variations*. 2009.
- *Numerical analysis of thermal response tests with a groundwater flow and heat transfer model*. Raymond, J., et al. 2011, Vol. *Renew. Energy*.
- *Thermal Response Tests Using Optical Fiber Thermometers*. Fujii, H., Hiroaki, O. e Itoi, R. 2006, Vol. *GRC Trans*.
- *Ingersoll L.R., P.H. Theory of the Ground Pipe Heat Source for the Heat Pump*. 1948.



- Wang H., Q. C. *Improved method, and case study of thermal response test for borehole heat exchangers of ground source heat pump system. 2009.*
- L., Schiavi. *3D Simulation of the Thermal Response Test in a U-pipe Borehole Heat Exchanger. 2009.*
- J., Acuña. *Improvements of U-pipe Borehole Heat Exchanger. 2010.*
- Fujii H., O.H. *An improved thermal response test for U-tube ground heat exchanger based on optical fiber thermometers. 2009.*
- IEA ECES Annex. *Thermal Response Test for Underground Thermal Energy Storages. 2010.*
- Liuzzo, Alberto. *Heat transfer in borehole heat exchangers and the contribution of groundwater flow. 2013.*
- Gehlin S., Nordell B. *Thermal Response Tests of Boreholes-Results from In Situ Measurements. 1998.*
- *Thermal Response Test – Current Status and World-Wide Application. Burkhard Sanner, Göran Hellström, Jeff Spitler, Signhild Gehlin. 2005.*
- *Distributed thermal response test on a U-pipe borehole heat exchanger. Acuña, J., Mogensen, P. e Palm, B. 2009, Vol. In Proceedings of the 11th International Conference on Thermal Energy Storage Effstock.*
- *A Review of Distributed Fibre Optic Sensors for Geo-Hydrological Applications. Schenato, Luca. 2017.*
- *Distributed thermal response test on a U-pipe borehole heat exchanger. Acuña, J., Mogensen, P. e Palm, B. 2009, Vol. In Proceedings of the 11th International Conference on Thermal Energy Storage Effstock.*



- *Calibrated single-ended fiber-optic raman spectra distributed temperature sensing data. Hausner, M.B., et al. 2011.*
- *Distributed thermal response test to analyze thermal properties in heterogeneous lithology. Adam McDaniel, James Tinjum, David J. Hart, YuFeng Lin, Andrew Stumpf, Lauren Thomas. 2018.*
- *enOware. enOware GeoSniff technologies overview.*
- *Influence on thermal response test by groundwater flow in vertical fractures in hard rock. Gehlin, S. e Hellstrom, G. 2003, Vol. Renew. Energy.*
- *Geothermal site investigation using the Geothermal Response Test (GRT) - Test analysis and enhancements. R. Katzenbach, F. Clauss, T. Waberseck & I. Wagner. 2009.*
- *Soil thermal conductivity from early TRT logs using an active hybrid optic fibre system. A. Galgaro, M. Cultrera, P. Pasquier, G. Dalla Santa, L. Schenato. 2018.*
- *Geothermal piles foundation. Designing buildings wiki. [Online] [https://www.designingbuildings.co.uk/wiki/Geothermal\\_pile\\_foundations](https://www.designingbuildings.co.uk/wiki/Geothermal_pile_foundations).*
- *Craig Costello, Peter Sordyl, Cledwyn Thomas Hughes, Martin Rafael Figueroa, Emmanuel Philippe Balster, George Brown. Permanent Distributed Temperature Sensing (DTS) Technology Applied in Mature Fields - A Forties Field Case Study. 2012.*
- *Antenucci, Antonio Marco. Ground and grout thermal properties assessment for borehole heat exchangers. 2018.*