
L'esplorazione del sottosuolo alla ricerca di correnti convettive

Verso il basso tendono terra e acqua, verso l'alto aria e fuoco.

Aristotele

Gianluca Gola *Istituto di Geoscience e Georisorse - CNR Pisa*

La Geotermia (dal greco *geo*-terra e *thermòs*-calore) è la disciplina che studia i meccanismi di trasporto dell'energia termica all'interno della Terra. Se da un lato la conduzione risulta essere il meccanismo di trasporto di calore dominante nella crosta terrestre, in prossimità della superficie la distribuzione di temperatura può essere fortemente influenzata dalla circolazione dei fluidi che si muovono attraverso i pori e le fratture delle rocce. In condizioni geologico-strutturali favorevoli i fluidi che hanno circolato ad elevate profondità, possono risalire verso la superficie guidati dal gradiente idraulico (*convezione forzata*) e dalle forze di galleggiamento risultanti dai contrasti di densità entro la colonna di fluido (*convezione libera*). Il trasporto di calore per convezione risulta assai più efficiente della conduzione e può dar luogo ad anomalie di flusso di calore misurabili dalla superficie attraverso sondag-

gi di profondità variabile da alcune centinaia di metri sino a qualche chilometro. In questo breve articolo saranno presentati alcuni aspetti di base della Geotermia e degli effetti termici della convezione nei pozzi e nelle rocce permeabili circostanti.

Sistemi geotermici convettivi intrusivi

Un sistema geotermico è definito *convettivo* quando il trasporto di calore dalla sorgente termica alla superficie, dove il calore stesso è disperso o utilizzato, avviene grazie ad un fluido termovettore. Un sistema convettivo (anche detto *idrotermale*) risulta costituito da quattro elementi fondamentali (vedi Figura 1):

- *la sorgente di calore*, per esempio un'intrusione magmatica a grandi profondità ($\geq 5 - 10 \text{ km}$) o semplicemente il flusso di calore terrestre basale diretto verso la superficie ($\sim 33 \text{ mW/m}^2$ alla Discontinuità Crosta-Mantello),

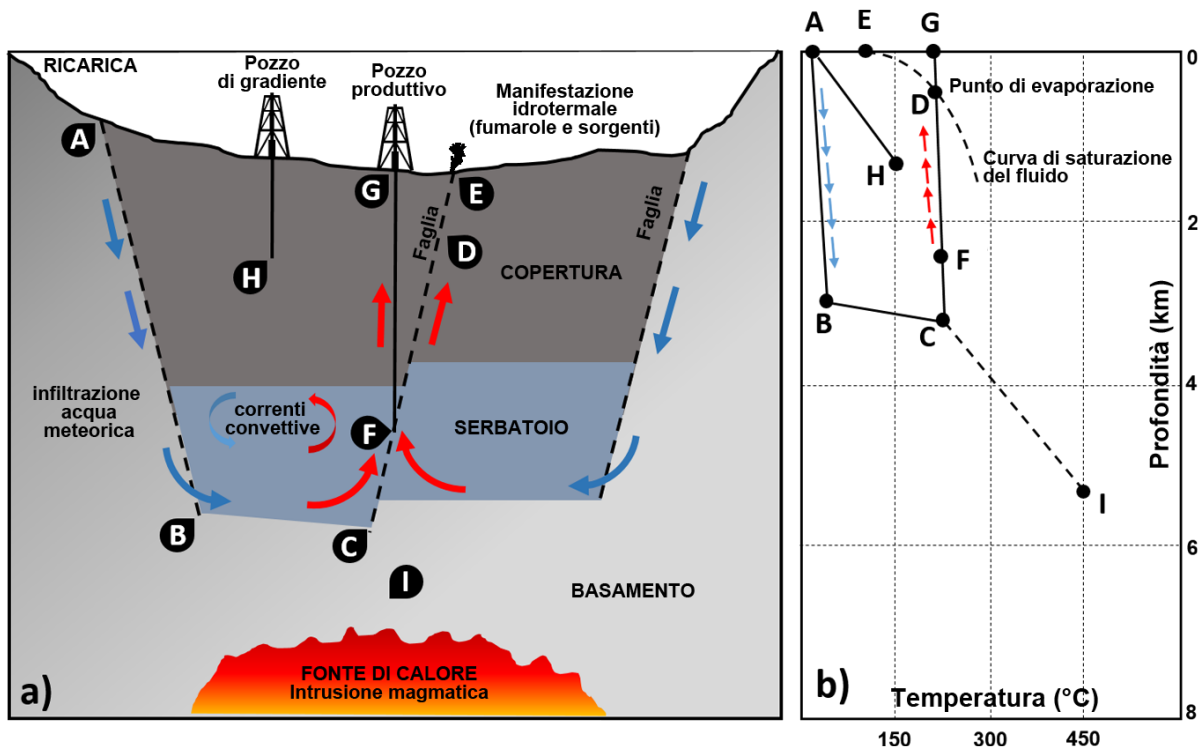


Figura 1: Schema di un sistema geotermico (a) e andamento della temperatura in funzione della profondità (b) nei diversi settori del circuito idrotermale. Una parte delle acque meteoriche superficiali s’infiltra nel sottosuolo (A) fino a raggiungere le rocce serbatoio (B). Durante il suo percorso il fluido acquista energia termica ceduta dalla fonte di calore e aumenta la sua temperatura (C). In presenza di zone fratturate (faglie) il fluido risale verso la superficie trasportando con sé energia termica. In natura, il fluido che risale attraverso le fratture depressurizza e ad una certa quota evapora (D), questo processo è all’origine delle fumarole e delle sorgenti termali (E), quando il vapore ricondensa nel sottosuolo a contatto con le acque fredde più superficiali. I livelli molto fratturati costituiscono l’obiettivo minerario dei pozzi geotermici, da questi è possibile produrre fluidi ad alta temperatura (F) con portata sufficiente ad alimentare l’impianto. A causa della rapidissima risalita del fluido geotermico su per il pozzo, il vapore prodotto è surriscaldato (G), cioè un vapore ad una temperatura superiore a quella di ebollizione alle condizioni di pressione superficiali. Accanto al pozzo di produzione, è raffigurato un pozzo di gradiente. Questi pozzi, generalmente profondi poche centinaia di metri, forniscono dati di temperatura (H) delle rocce di copertura in cui si suppone prevalga un regime conduttivo a causa della loro scarsa permeabilità. Il gradiente termico misurato è un parametro indispensabile nell’esplorazione geotermica e al calcolo del flusso di calore terrestre. Oggi la ricerca è interessata a rendere economicamente e tecnicamente utilizzabili anche quelle risorse a grande profondità ad elevata temperatura in condizioni non convenzionali (I).

- il serbatoio sepolto, cioè una serie di rocce permeabili in cui i fluidi possono muoversi attraverso i pori e le fratture,
- la copertura, cioè una serie di rocce impermeabili spessa anche alcune migliaia di metri che sigilla verso l’alto il serbatoio,
- l’area di ricarica, laddove una parte delle acque meteoriche s’infiltra in profondità alimentando il serbatoio idrotermale.

I sistemi idrotermali rappresentano la fonte di energia geotermica (cioè l’energia generata per mezzo di fonti di calore naturali nel sottosuolo) più diffusa e largamente utilizzata, essi

sono infatti classificati come *convenzionali*. Le aree in cui i fenomeni magmatici profondi hanno avuto luogo in un passato non troppo lontano (età dell’intrusione $\leq 10^6$ anni) o sono ancora in atto, rivestono un ruolo importante nel panorama geotermico globale. In presenza di un corpo magmatico in profondità ed un volume di rocce fratturato sovrastante la fonte di calore, possono originarsi nel serbatoio correnti di convezione. In corrispondenza dei rami ascendenti, i fluidi a temperatura anche superiore a $150 - 200^\circ\text{C}$ possono risalire fino ad alcune centinaia di metri o pochi chilometri dalla superficie. Questi sistemi sono classificati come *sistemi geotermici convettivi*

Pozzi da record

In termini di profondità verticale il *Kola Superdeep Borehole* è il punto artificiale più profondo sulla Terra. Il pozzo è stato realizzato nell'ambito di un progetto scientifico dell'Unione Sovietica nel Distretto di Pechengsky, nella Penisola di Kola, con l'obiettivo di perforare la massima profondità raggiungibile attraverso la crosta terrestre per studiarne la composizione e lo stato termico.

La perforazione iniziò nel Maggio 1970 e negli anni a seguire sono stati perforati un numero di pozzi devianti a partire dal foro centrale. Nel 1989 il ramo più profondo ha raggiunto la profondità di 12.262 m ed ha esplorato la crosta continentale Baltica per un terzo del suo spessore, stimato essere circa 35 km. Le rocce più profonde sono state datate 2,7 miliardi di anni e sono rappresentate da *gneiss*, rocce metamorfiche derivanti da graniti esposti ad elevate condizioni di pressione e temperatura. La temperatura di 180°C a 12 km ed il gradiente geotermico a fondo pozzo più alti delle stime fatte in fase di progettazione non hanno permesso di raggiungere i 15 km di profondità.

La crosta continentale Europea è stata studiata grazie al *German Continental Deep Drilling Programm*. Tra il 1987 ed il 1995 nella regione della Bavaria in Germania è stato completato il pozzo denominato *KTB* profondo 9.101 m e posizionato in un settore geologicamente molto interessante: la zona di sutura derivante dalla collisione tra le placche tettoniche continentali Europea ed Africana. Anche in questa occasione la temperatura di fondo pozzo pari a 265°C è risultata essere più alta di quella presunta ed ha impedito l'approfondimento del pozzo a 10 km.

Superare il limite termico dei 250 – 300°C ha richiesto un grande sforzo sia economico che intellettuale per migliorare le tecniche di perforazione in condizioni di alta temperatura. Anche grazie al crescente interesse industriale nella ricerca di fluidi in condizioni supercritiche ($T \geq 374^\circ\text{C}$ e $p \geq 22 \text{ MPa}$, vedi anche la Figura 4 nel testo) per produrre energia geotermoelettrica, sono state testate nuove tecnologie che hanno permesso di esplorare aree geotermicamente anomale e produrre fluidi a temperature maggiori di 400°C. Il progetto islandese *Iceland Deep Drilling Project* ne è un esempio.

Nel 2009 il pozzo *IDDP-1* nel campo geotermico di Krafla, inizialmente progettato per raggiungere fluidi supercritici alla profondità di 4,5 km, si è fermato alla profondità di 2.096 m quando la trivella ha intercettato un serbatoio magmatico a circa 900°C. Il pozzo quindi è stato completato per produrre fluidi in condizioni subcritiche dalla zona di contatto con l'intrusione magmatica. Dal 2011 il pozzo eroga vapore secco surriscaldato ad una portata controllata di 10 – 12 kg/s con temperature e pressioni a testa pozzo rispettivamente di 450°C e 140 bar e potrebbe produrre sino a 35 MW elettrici. Sebbene il principale obiettivo del progetto sia fallito, è stato provato che è possibile produrre fluidi in ambienti magmatici in prossimità di intrusioni dove le temperature superano i 500°C. Il pozzo *IDDP-1* si aggiudica il record di pozzo geotermico più caldo al mondo.

intrusivi [1]. Il serbatoio idrotermale influenza lo stato termico delle rocce di copertura, nelle quali si misurano gradienti geotermici prevalentemente conduttivi, molto più alti del valore medio globale ($\sim 30^\circ\text{C}/\text{km}$). Anche le *manifestazioni idrotermali* (sorgenti, fumarole, geyser) che si concentrano in superficie in prossimità di strutture tettoniche (faglie) che incanalano verso l'alto il fluido, sono una evidenza diretta della presen-

za in profondità di un serbatoio geotermico. La "Solfatarà" a Pozzuoli (Campania) e la "Valle del Diavolo" a sud di Volterra (Toscana) sono due esempi di località in Italia dove l'energia termica della Terra si manifesta in superficie attraverso fumarole e soffioni boraciferi. Si racconta che la "Valle del Diavolo" fosse famosa già all'epoca di Dante Alighieri, e che si ispirò proprio a questo paesaggio per descrivere l'Inferno nella "Divina

Commedia”.

La perforazione di un pozzo esplorativo

L'esplorazione ha il compito di fornire le informazioni necessarie a sviluppare ipotesi sulla geologia e le condizioni fisiche del sottosuolo. I pozzi esplorativi forniscono le uniche evidenze dirette riguardo la natura delle rocce, la pressione e la temperatura in profondità. Questi dati hanno un grande valore scientifico per le Scienze della Terra e per i geologi e geofisici che si occupano di formulare teorie sulla struttura della crosta terrestre e di comprendere i processi che avvengono al suo interno. Purtroppo perforare un pozzo è un'operazione lunga e costosa e gli investimenti crescono in modo esponenziale all'aumentare della profondità. Per quest'ultimo motivo la maggior parte dei pozzi è eseguita da compagnie private a scopo minerario (prevalentemente per la ricerca di idrocarburi o per finalità geotermiche). Esistono comunque pozzi profondi eseguiti puramente a scopo scientifico nati nell'ambito di progetti internazionali per studiare i continenti e gli oceani (alcuni di questi progetti sono presentati nel riquadro "Pozzi da record").

Durante la perforazione di un pozzo, qualunque sia la sua profondità ed obiettivo, occorre esercitare contemporaneamente le seguenti azioni:

- vincere la resistenza del materiale roccioso, frantumandolo in particelle millimetriche,
- rimuovere e portare verso l'alto i detriti di roccia, continuando ad agire su materiale sempre nuovo,
- dissipare il calore generato dall'attrito tra lo scalpello e la roccia,
- mantenere la stabilità delle pareti del foro,
- impedire l'ingresso dei fluidi di strato contenuti nelle formazioni attraversate.

Le rocce sono frantumate dallo *scalpello* fissato all'estremità della *batteria di aste di perforazione*

in rotazione da una piastra (nel gergo tecnico chiamata *tavola rotary*) azionata da un motore elettrico. Le aste sono cave per permettere la circolazione di un apposito fango che svolge molteplici funzioni, tra cui raffreddare lo scalpello, rimuovere e portare a giorno i detriti, evitare la sedimentazione delle particelle in sospensione quando si arresta la sua circolazione. Questi compiti sono realizzati formulando un fango con opportuna *densità*, in modo da determinare un effetto di galleggiamento del materiale solido, ed elevate *proprietà tissotropiche*, in modo che, passando dal moto allo stato di quiete, possa rapidamente formare una struttura elastica capace di trattenere in sospensione le particelle. Inoltre, la densità controlla la spinta idrostatica che la colonna di fango esercita sulle pareti del pozzo evitando allo stesso tempo il collasso del foro e l'entrata in pozzo dei fluidi di strato. In condizioni idrostatiche normali, la densità del fango impiegato varia da 1050 kg/m^3 a 1150 kg/m^3 , qualora venissero attraversate formazioni geologiche profonde che ospitano fluidi in sovrappressione, è necessario operare con fanghi aventi densità anche di $1400 - 1500 \text{ kg/m}^3$.

Le operazioni di approfondimento di un pozzo prevedono delle soste programmate durante le quali viene estratta la batteria di aste di perforazione per sostituire lo scalpello usurato, per misurare a foro ancora scoperto il profilo verticale di alcune proprietà fisiche delle rocce (detti *log geofisici*) ed in ultimo per tubare e cementare il foro fino alla profondità raggiunta. I pozzi profondi hanno di norma un profilo telescopico, cioè all'aumentare della profondità si riduce il diametro dello scalpello e dei tubaggi (vedi Figura 2).

Attraverso l'analisi dei detriti portati in superficie dal fango, il prelievo di carote di roccia e l'analisi del segnale registrato dai log geofisici (sono di *routine* le misure di resistività elettrica, radioattività naturale, velocità delle onde elastiche) è possibile ricostruire in dettaglio il profilo verticale del pozzo. Nella ricerca della fonte geotermica, la perforazione di un pozzo esplorativo profondo avviene a valle della fase di esplorazione geofisica di superficie. In questa fase preliminare, l'esecuzione di pozzi poco profondi ($200 - 300 \text{ m}$) per la misura del gradiente geotermico permette di meglio definire l'area poten-

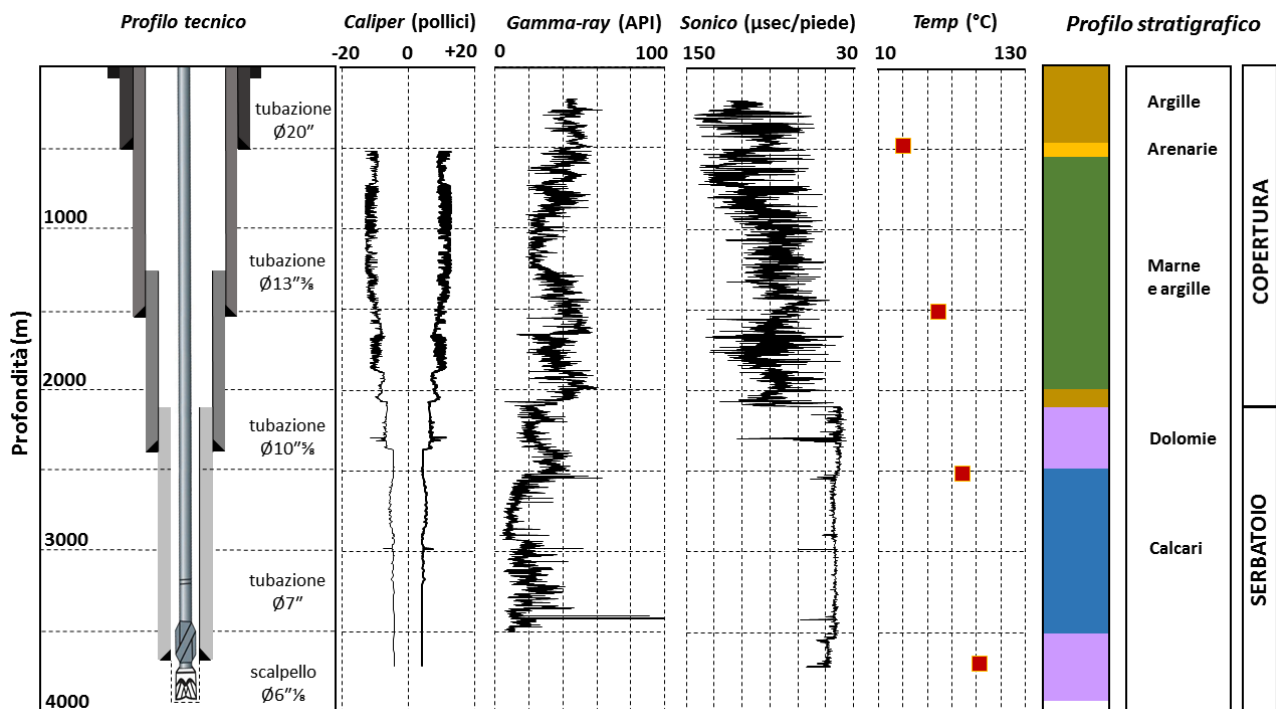


Figura 2: Esempio di profilo finale del pozzo esplorativo Monte Taburno-1, situato nel settore esterno dell'Appennino Meridionale. Il profilo tecnico riporta in sezione i tubaggi e le zone cementate. I log geofisici forniscono informazioni sul diametro del foro scoperto (caliper), sulla radioattività delle rocce (gamma-ray) e sulla velocità delle onde acustiche nelle rocce (sonico). La colonna stratigrafica deriva dall'interpretazione dei log e dallo studio petrografico dei detriti e delle carote di roccia prelevati in pozzo. In questo pozzo sono facilmente individuabili le condizioni geologiche necessarie allo sviluppo di un sistema idrotermale: formazioni impermeabili che fungono da copertura ad una serie di rocce calcaree, permeabili per fratturazione.

zialmente interessante per l'estrazione del fluido geotermico. Individuata l'area, la perforazione di un pozzo fino a 2,5 km di profondità con un diametro di soli 8 – 12 cm (detto *slim-hole*) permette di misurare nel serbatoio la temperatura, la permeabilità e la pressione. I pozzi *slim-hole* stanno diventando sempre più comuni poiché hanno costi minori rispetto ai pozzi destinati alla produzione e forniscono informazioni che migliorano notevolmente le probabilità di successo dei progetti geotermici.

Misure di temperatura e convezione in pozzo

Numerosi studi sono stati condotti per sviluppare uno strumento che misuri la temperatura delle formazioni geologiche attorno al pozzo, piuttosto che quella del fluido che lo riempie. Tuttavia tutti gli strumenti in utilizzo al giorno d'oggi misurano la temperatura del fango. Comunemente un *termometro a massima* è calato in foro insieme

ad altri strumenti di misura durante le soste della perforazione, prima che il pozzo venga tubato e cementato. Questa tipologia di termometro registra la massima temperatura incontrata durante la discesa e ragionevolmente è associata alla profondità di fondo foro. Questo approccio fornisce una misura di temperatura per ogni discesa. Se necessario, dei profili termici *continui* possono essere eseguiti anche a pozzo completato e ripetuti nel tempo. Utilizzando un *termistore* collegato ad un cavo è possibile misurare il profilo verticale di temperatura con una spaziatura minima di 3 – 9 cm. L'intervallo tra una misura e la successiva dipende dalla velocità di discesa (dell'ordine di 5 – 10 m/min) e dal tasso di campionamento del segnale (2 – 3 s⁻¹).

La teoria e la pratica mostrano che la temperatura di equilibrio del fluido in pozzo è quella delle formazioni geologiche circostanti e non sono necessarie correzioni anche nel caso di pozzi rivestiti e cementati. Ciò è vero solo se il fango ha scambiato calore sufficientemente a lungo con le pareti del pozzo e si è raggiunto l'equilibrio

Proprietà	ρ [kg/m ³]	μ [mPa s]	ν [m ² /s]	κ [m ² /s]	α [1/K]
Valore	1100	14,7	1,3 10 ⁻⁵	1,7 10 ⁻⁷	5,0 10 ⁻⁴

Tabella 1: Parametri fisici del fango di perforazione a 25°C.

termico. Poiché sono necessari anche mesi affinché il recupero termico del pozzo si concluda, la temperatura misurata non coincide con quella reale della formazione, cioè quel valore di temperatura che si avrebbe dopo un tempo d'attesa infinitamente lungo. La soluzione analitica del problema ricondotto al modello di una sorgente lineare [2] è la seguente:

$$T(r, t) = T_{\infty} + \left(\frac{Q}{4\pi\lambda}\right) \left[E_i\left(\frac{-r^2}{4\kappa t}\right) - E_i\left(\frac{-r^2}{4\kappa t_1}\right) \right] \quad (1)$$

dove r è la distanza dalla sorgente (assunta pari al raggio del foro), t è il tempo, λ la conducibilità e κ la diffusività termiche del sistema *fango-roccia*, t_1 è il tempo trascorso dall'arresto della circolazione del fango alla misura della temperatura (*tempo di stop*) e la funzione $E_i(-x)$ è l'integrale esponenziale. Il modello assume che un flusso di calore conduttivo radiale riscaldi tutti i punti lungo la verticale del pozzo. È interessante valutare quali siano le condizioni per le quali il modello della sorgente lineare risulta valido. Infatti, in una colonna verticale di fluido che possiede un gradiente verticale di temperatura potrebbero svilupparsi celle convettive. In presenza di convezione, il flusso di calore verticale in pozzo aumenta e contribuisce all'aumento di temperatura della porzione di fluido al di sopra della zona di convezione. A fondo pozzo quindi l'equilibrio termico si raggiunge con un minor tempo. L'applicazione del modello puramente conduttivo della sorgente lineare potrebbe portare ad una sovrastima della reale temperatura di formazione. In presenza di celle convettive è opportuno eseguire log termici ripetuti nel tempo in modo da meglio identificare le modalità di circolazione.

Tipicamente, un profilo di temperatura disturbato in cui sono attive celle convettive risulta circa costante in ogni cella e subisce un brusco salto al passaggio da una cella all'altra; ne risulta un andamento termico a gradini. La possibilità

che si instauri tale regime dipende, oltre che dai parametri termici e dinamici del fluido, anche dal raggio del pozzo. In Geofisica un parametro che permette di determinare le condizioni d'innescio dei moti verticali in fluidi viscosi incompressibili è il numero di Rayleigh, definito come il rapporto tra le forze di galleggiamento e le forze di attrito viscoso. Per un lungo cilindro riempito da un fluido, il gradiente termico critico, sopra il quale la convezione può manifestarsi, vale:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_c = \left(\frac{g\alpha(T + 273)}{c_p}\right) + R_a \frac{\nu\kappa}{g\alpha} \left(\frac{\gamma}{r}\right)^4 \quad (2)$$

dove g è l'accelerazione di gravità, α il coefficiente di espansione termica, c_p il calore specifico, ν la viscosità cinematica e κ la diffusività termica del fluido, R_a è il numero di Rayleigh, r è il raggio del pozzo e $\gamma = r/L$ è il rapporto d'aspetto con L uguale all'altezza della cella convettiva. Il primo termine dell'Eq. 2 è il gradiente adiabatico che generalmente è trascurabile, essendo dell'ordine di 0,2°C/km. Dall'analisi del secondo termine, si evince che i pozzi a raggio più piccolo sono più stabili e aumentando la viscosità cinematica del fango si potrebbero avviare questi inconvenienti. In natura la convezione in pozzo si organizza attraverso celle convettive di altezza

\varnothing [cm]	γ			
	0,1	0,2	0,3	0,5
6	131,0	145,8	233,5	355,9
8	41,4	46,1	73,9	112,6
10	17,0	18,9	30,3	46,1
15	3,35	3,73	5,98	9,11
20	1,06	1,18	1,89	2,88
25	0,43	0,48	0,77	1,18

Tabella 2: Gradienti termici critici in funzione del diametro (\varnothing) del pozzo e del rapporto d'aspetto (γ) della cella convettiva.

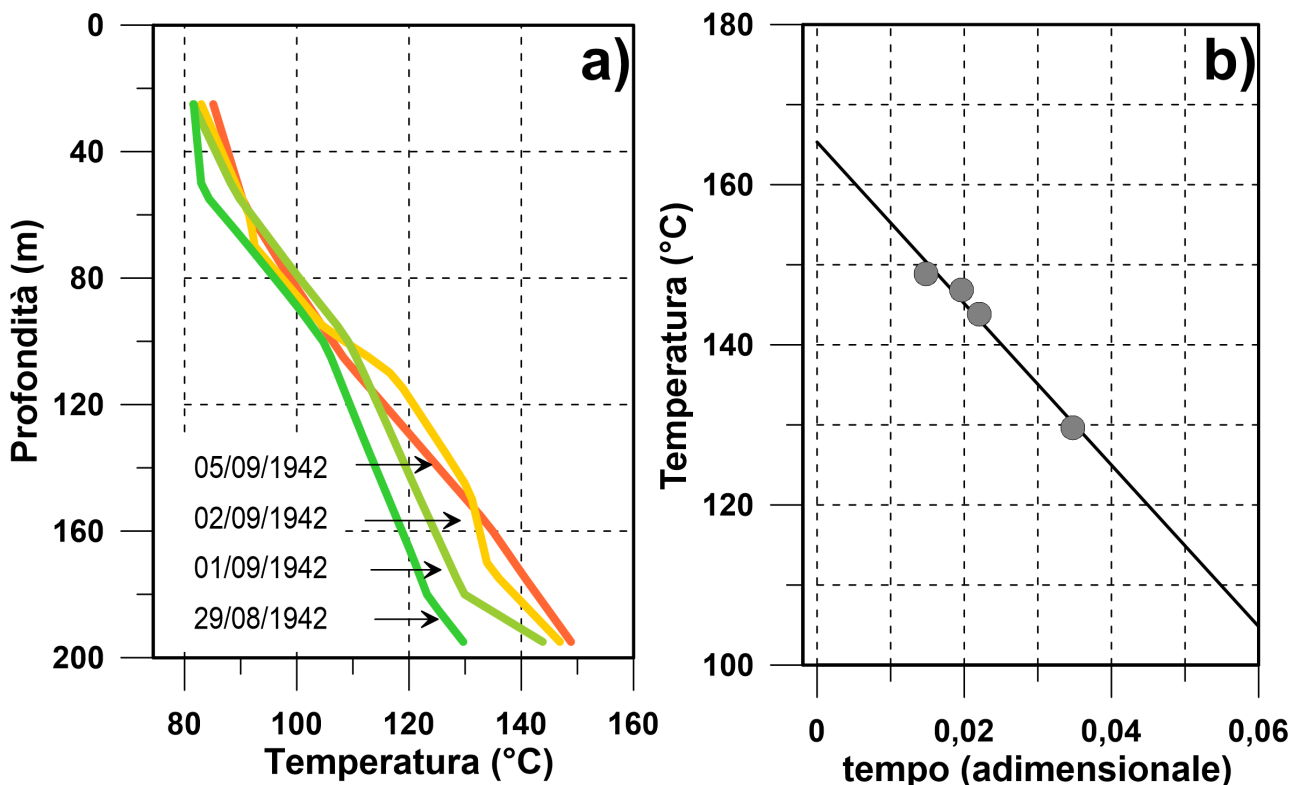


Figura 3: Log termici in un pozzo di gradiente durante il periodo di sosta della perforazione (a) ed applicazione di un metodo di correzione (Horner plot) alla serie di temperature di fondo pozzo (b). L'esempio riportato si riferisce al foro IFV-2 eseguito sull'isola di Ischia, località Fumarole. Il pozzo è tubato con tubi \varnothing 250 mm fino alla profondità di 155 m.

approssimativamente da 2 a 5 volte il diametro del foro, quindi $\gamma < 1$. Il valore del gradiente critico è determinato dal minimo valore di $R_a\gamma^4$ e per $\gamma = 0,1$ il valore minimo di $R_a\gamma^4$ vale circa 230 e aumenta a circa 625 per $\gamma = 0,5$. Per valori tipici delle proprietà dei fanghi di perforazione riportati in Tabella 1 ed un gradiente geotermico medio di $30^\circ\text{C}/\text{km}$, la colonna di fluido risulta instabile in fori aventi un diametro maggiore di 10 cm (vedi Tabella 2).

Questi valori rappresentano un limite superiore teorico; fortunatamente nella realtà il fluido risulta stabile anche a gradienti termici più elevati. Inoltre, è opportuno notare che, data l'altezza limitata delle celle convettive in foro, solo log termici continui con una risoluzione verticale inferiore a circa 1 m sono in grado di cogliere tali fluttuazioni. Per valutare il gradiente geotermico regionale temperature equilibrate misurate ogni 5-10 m in pozzi profondi almeno qualche centinaio di metri sono ampiamente sufficienti.

In Figura 3a sono riportati alcuni log termici in un pozzo geotermico profondo 197 m ripetuti nel tempo. L'elevato gradiente geotermico delle

formazioni attraversate supera di gran lunga il gradiente critico, le fluttuazioni periodiche che si osservano nella sezione più superficiale e centrale provano l'esistenza di celle convettive nella colonna di fluido in pozzo. Si osserva, inoltre, un costante aumento della temperatura di fondo pozzo anche a distanza di numerosi giorni con una tendenza a stabilizzarsi attorno ai 150°C . In Figura 3b è riportata l'applicazione di un metodo grafico per risolvere l'Eq. (1) attraverso il quale si ottiene una stima della temperatura di formazione. La temperatura ottenuta pari a 165°C potrebbe essere una sovrastima di quella reale in virtù della evidente componente convettiva di trasporto di calore.

Simulare la convezione in serbatoi geotermici

Se una lunga sezione del pozzo esibisce un gradiente molto basso, o addirittura negativo, allora è probabile che all'interno delle formazioni attraversate avvenga convezione ed il profilo termico

stabilizzato misurato descrive lo stato termico del serbatoio geotermico. Le formazioni geologiche che fungono da serbatoio sono costituite da rocce porose o fratturate, quindi permeabili, i cui vuoti sono occupati da una o più fasi fluide (liquido e/o vapore). Lo stato fisico del fluido nella roccia dipende dalle condizioni di pressione e temperatura, in profondità generalmente l'acqua si presenta allo stato liquido in quanto la temperatura di ebollizione aumenta con la pressione. Poiché all'aumentare della temperatura la densità diminuisce, i contrasti di densità che ne derivano possono innescare correnti di convezione nella colonna di fluido: le porzioni profonde a temperatura più alta e quindi a minore densità tendono a risalire verso la superficie guidate dalla forza risultante tra la spinta di galleggiamento (diretta verso l'alto) e la forza di gravità (diretta verso il basso). In Figura 4 è riportata la curva di saturazione liquido-vapore e la densità dell'acqua lungo questa curva.

In situazioni 3-D complesse, come spesso accade quando si studiano i sistemi geotermici naturali, le equazioni di trasporto che descrivono il sistema fisico sono risolte attraverso metodi numerici. Le soluzioni del sistema di equazioni differenziali sono approssimate riducendo queste ultime ad un sistema di equazioni algebriche valutato ai nodi di una griglia (detta anche *mesh*) che discretizza l'intero dominio in sub-volumi (generalmente parallelepipedi o tetraedri). Nei problemi di *thermo-fluidodinamica* il sistema di equazioni differenziali che descrive il sistema geotermico in condizioni stazionarie è:

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (3)$$

$$\nabla p = \frac{\mu_f}{\phi} \nabla \cdot (\nabla \mathbf{u} + (\nabla \mathbf{u})^T) - \frac{\mu_f}{K} \mathbf{u} + F \quad (4)$$

$$\lambda \nabla^2 T - (\rho c_P)_f \mathbf{u} \cdot \nabla T = A \quad (5)$$

dove le variabili risolte sono la temperatura T , la pressione p e il campo di velocità del fluido \mathbf{u} (definito dalle tre componenti u_x , u_y e u_z). Il sistema roccia-fluido è caratterizzato da opportune proprietà termiche ed idrauliche che sono: la viscosità dinamica μ , la porosità ϕ , la permeabilità K , la conducibilità termica λ , la capacità termica volumetrica (ρc_p) e la produzione di calore radiogenico A . Il pedice f si riferisce al fluido. L'equazione (3) rappresenta la *conservazione della*

massa, l'equazione (4) la *conservazione del momento* e l'equazione (5) la *conservazione dell'energia*. A secondo membro dell'equazione (4) il termine F rappresenta la forza di volume agente sul fluido e vale:

$$F = -\rho_f(p, T) g \quad (6)$$

con $\rho_f(p, T)$ la funzione di stato dell'acqua. Quest'ultima rappresenta inoltre la relazione costitutiva che lega la legge della conservazione del momento con quella dell'energia. Infatti la temperatura controlla la densità del fluido che, a sua volta, determina il risultante campo di velocità \mathbf{u} . Quest'ultimo entra in gioco attraverso il termine advettivo, $(\rho c_P)_f \mathbf{u}$, nell'equazione (5) determinando una nuova distribuzione di temperatura. La soluzione del problema è raggiunta attraverso un procedimento iterativo basato sull'analisi di convergenza.

La modellistica numerica associa alla comprensione dei processi naturali la capacità di fornire una rappresentazione quantitativa del fenomeno. La simulazione prevede varie fasi di lavoro, la prima delle quali consiste nella raccolta dei dati utili alla descrizione del sistema geotermico. Lo sviluppo del modello concettuale prevede una schematizzazione del caso naturale ed una sua descrizione rigorosa dal punto di vista fisico-matematico. La soluzione del sistema di equazioni differenziali richiede la definizione delle condizioni al contorno e delle condizioni iniziali. Le condizioni al contorno sono il valore della soluzione delle equazioni ai margini del dominio. Nei problemi di *thermo-fluidodinamica* le condizioni al contorno riguardano l'assegnazione dei valori di temperatura, pressione e velocità ai bordi del modello (*condizione al contorno di Dirichlet*), e l'assegnazione dei flussi di calore e di massa attraverso le superfici esterne del dominio (*condizioni al contorno di Neumann*). Le condizioni iniziali descrivono lo stato iniziale in cui si trova il sistema in termini di temperatura, pressione e velocità. Se le condizioni iniziali del modello (definite *a priori*) risultano vicine alla soluzione, saranno necessarie meno iterazioni per raggiungere la soluzione finale. Poiché quest'ultima non è nota, come condizioni al contorno sono spesso attribuite un campo di temperatura in regime conduttivo, di pressione idrostatica e di velocità nullo. La validazione del modello è

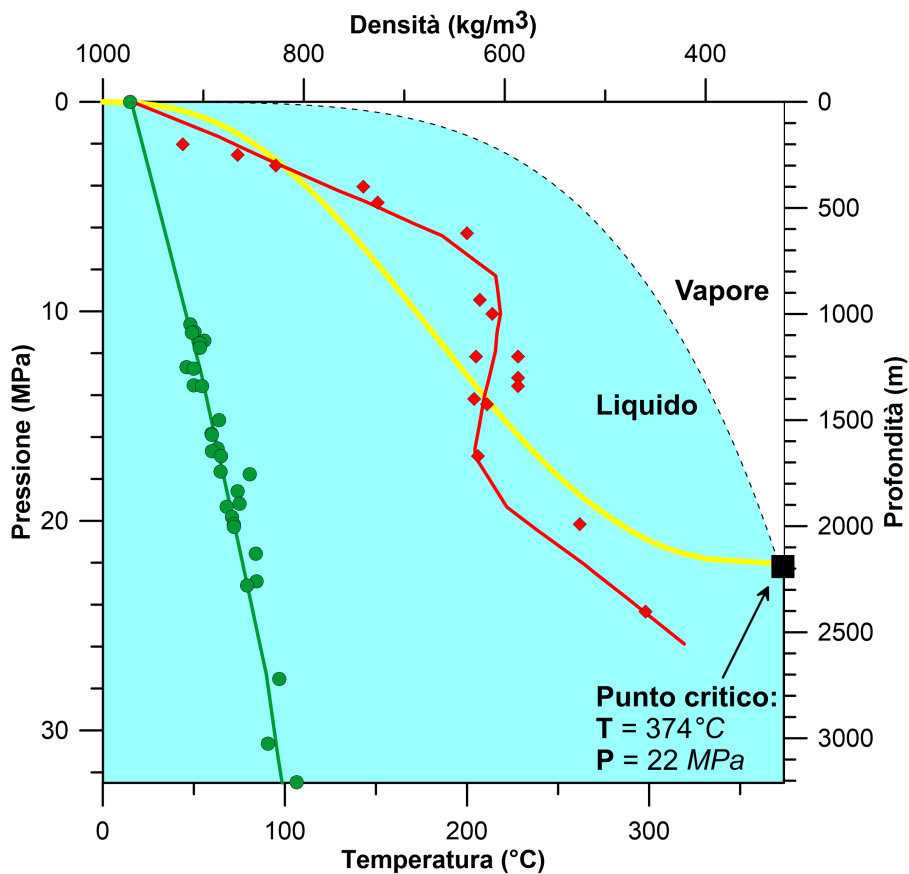


Figura 4: Diagramma pressione-temperatura di evaporazione dell'acqua. La curva di saturazione liquido-vapore (linea tratteggiata) separa i due campi in cui sono stabili, rispettivamente, la fase liquida e la fase vapore; sono riportati inoltre la densità (linea gialla) lungo la curva di saturazione ed il punto critico dell'acqua. Le profondità sono ottenute assumendo un gradiente di pressione idrostatico. Le temperature misurate in due pozzi profondi (cerchi verdi e rombi rossi) sono graficate insieme alla relativa geoterma calcolata dal modello numerico.

l'ultima fase del lavoro e consiste nel confronto tra i dati sperimentali, nel nostro caso le misure di temperatura in pozzo, ed i risultati della simulazione. Si parla anche di *calibrazione parametrica del modello* che consiste nel determinare i valori numerici di alcuni parametri in modo da minimizzare la differenza fra la sua risposta ed i dati sperimentali. Il numero di variabili in gioco nei modelli termo-fluidodinamici è elevato, pertanto la scelta dei parametri da ottimizzare deve ricadere su quelli più sensibili. Nelle simulazioni di sistemi geotermici convettivi intrusivi, l'ottimizzazione si rivolge ai parametri *permeabilità delle rocce serbatoio* e *temperatura della sorgente di calore* in quanto rappresentano le variabili che maggiormente controllano la distribuzione di temperatura osservata. In Figura 4 sono riportati a titolo d'esempio le temperature misurate in due pozzi profondi e la distribuzione di temperatura ottenuta dalla simulazione numerica.

Conclusioni

La Geotermia, nell'accezione di valutazione ed utilizzazione del calore interno della Terra, è un

campo di ricerca multidisciplinare che comporta l'interazione di conoscenze geologiche, geofisiche, ingegneristiche ed economiche. Le risorse geotermiche sono perlopiù concentrate in settori particolari della crosta terrestre (*margini di placca*) perciò lo studio scientifico e indipendente dei fenomeni geotermici e geodinamici hanno una ricaduta ed applicazione nella ricerca dell'energia geotermica a scopo industriale. L'interesse per le fonti energetiche rinnovabili, tra cui la Geotermia, è cresciuto in quest'ultimo decennio guidato dal rispetto del Protocollo di Kyoto e gli obiettivi dello *European Strategic Energy Technology Plan* entro il 2020. A livello internazionale, sono in corso progetti scientifici europei con l'obiettivo di migliorare e sviluppare tecniche di esplorazione geotermica integrata (IMAGE Project) e dimostrare la possibilità di eseguire pozzi geotermici profondi alla ricerca di fluidi in condizioni supercritiche (DESCRAMBLE Project). In ambito nazionale si sono conclusi due importanti progetti, VIGOR e ATLANTE, per avviare e promuovere l'utilizzo dell'energia geotermica e caratterizzare, classificare e mappare le risorse geotermiche convenzionali e non convenzionali per la produzione di energia elettrica.



- [1] A. SANTILANO, A. MANZELLA, G. GIANELLI, A. DONATO, G. GOLA, I. NARDINI, E. TRUMPY, S. BOTTEGHI: "Convective, intrusive geothermal plays: what about tectonics?", *Geoth. Energ. Sci.* **3** (2015) 51-59.
- [2] E. C. BULLARD: "The time taken for a borehole to attain temperature equilibrium", *Mon. Not. R. Astr. Soc.* **5** (1947) 127-130.
- [3] A. MANZELLA, C. UNGARELLI: *La geotermia - L'energia sotto i nostri piedi*. Il Mulino, Bologna (2011, p. 127).
- [4] J. BUNDSCHUH, M. C. SUÁREZ ARRIAGA: *Introduction to the numerical modeling of groundwater and geothermal Systems - Fundamentals of mass, energy and solute transport in poroelastic rocks*. CRC Press, Leiden, The Netherlands (2010, p. 479).
- [5] E. BARBIER, G. SANTOPRETE: *L'energia geotermica - Una fonte di energia dall'interno della Terra*. G. Giappichelli Editore, Torino (1993, p. 171).



Gianluca Gola: Gianluca Gola ha studiato geologia presso l'Università di Genova ed ha conseguito il Dottorato di Ricerca nel 2009 in Geofisica. Attualmente è ricercatore presso l'Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG) del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR). L'area di ricerca comprende studi sugli aspetti termici e reologici del Mantello litosferico e della Crosta terrestre nonché sulle proprietà di trasporto delle rocce. Ha partecipato a diversi Progetti di Ricerca nazionali e internazionali in Geotermia applicando tecniche analitiche e numeriche per lo studio e la caratterizzazione delle risorse geotermiche nel sottosuolo in contesti geodinamici differenti.