

Logs di temperatura e sonde geotermiche

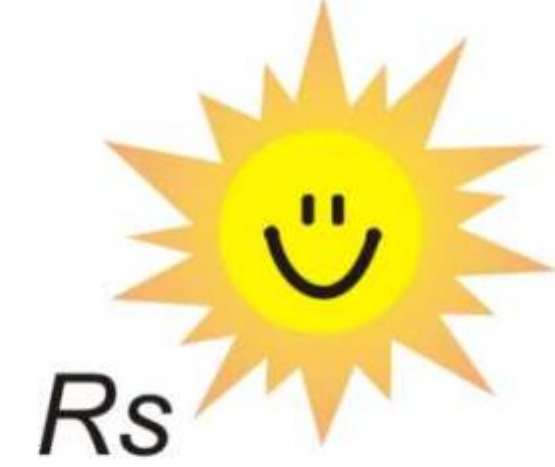
Marco Menichetti

Dipartimento di Scienze Geologiche, Tecnologie Chimiche Ambientali
 Università di Urbino (marco.menichetti@uniurb.it)



La misura della variazione verticale di temperatura nel sottosuolo, costituisce uno degli strumenti più immediati per determinare le proprietà termiche delle rocce. Congiuntamente con le caratteristiche geologiche ed idrogeologiche, permette di suddividere il sottosuolo in diversi livelli termici ed ottenere indicazioni utili per dimensionare lo scambio tra sonde e roccia. Logs termici eseguiti su pozzi in Italia Centrale, fino alcune centinaia di metri di profondità, indicano che la distribuzione della temperatura nel sottosuolo è condizionata maggiormente dall'assetto geologico piuttosto che dalla conducibilità termica delle rocce e dal gradiente geotermico regionale.

Le temperature sotterranee nei primi centinaia di metri del sottosuolo possono essere influenzate da diversi fattori:
 - geologici
 - idrogeologici
 - topografici
 - climatici



effetto climatico

Il flusso termico dalla superficie topografica verso il sottosuolo può essere considerato, ipotizzando un solido unidimensionale semi-infinito, come una variazione sinusoidale nel tempo e nello spazio; questo implica il fatto di considerare molto elevato il coefficiente di trasferimento termico per convezione tra l'aria e il suolo. Esso può essere descritto attraverso la relazione:

$$T(x, t) = T_m + DT \cos\left(\frac{x}{l} - \frac{t}{\tau}\right)$$

Mentre lo smorzamento nel sottosuolo è dato da:

$$l = \sqrt{\frac{\kappa}{\omega}}$$

La soluzione per ricavare l'andamento della temperatura con la profondità può essere ottenuta, per condizioni quasi all'equilibrio, combinando e rendendo adimensionale il problema:

$$T(x, t) = e^{-x/l} \cos\left(\frac{x}{l} - \frac{t}{\tau}\right)$$

dove: T è la temperatura, t è il tempo, x sono le coordinate spaziali e κ è la diffusività termica.

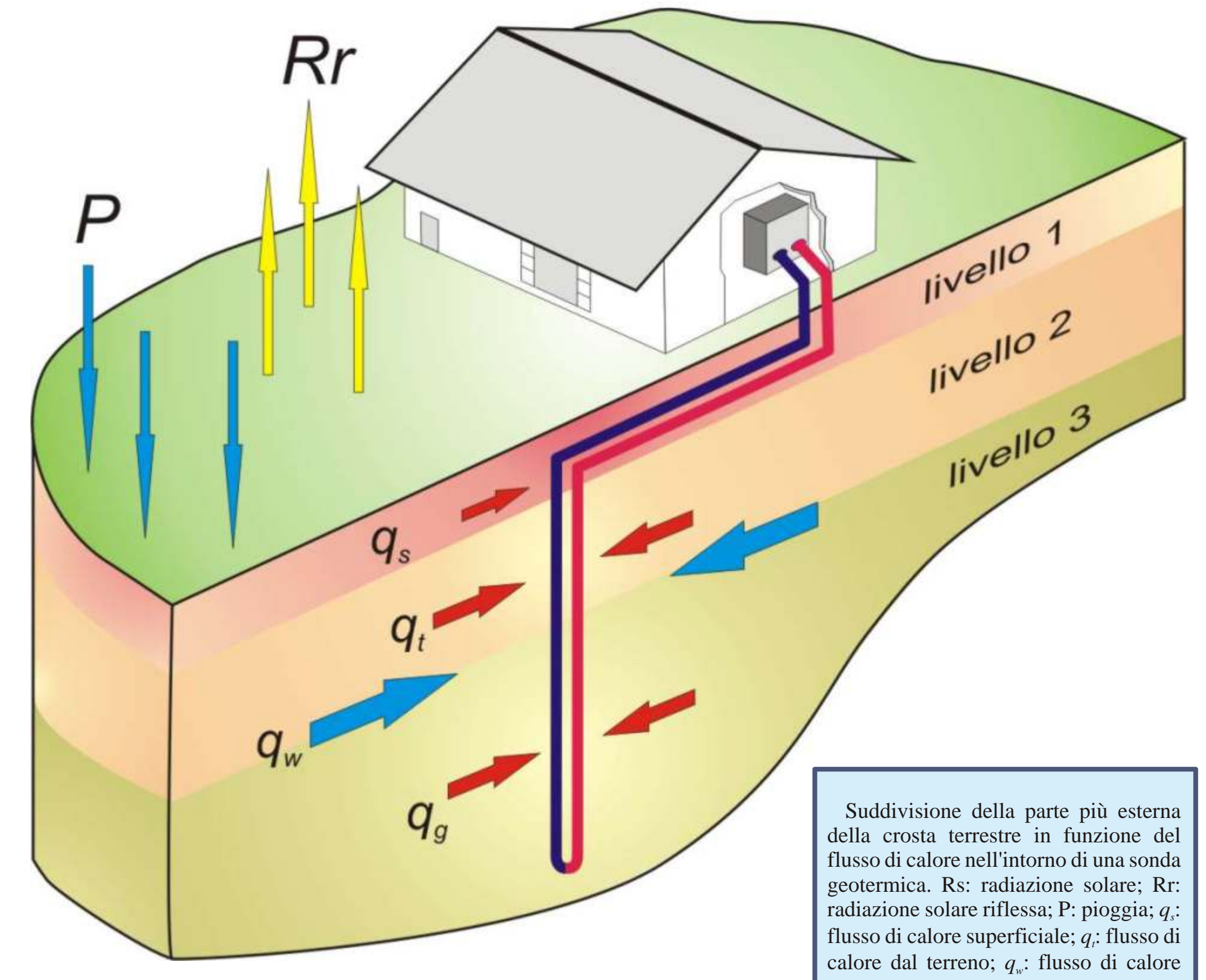
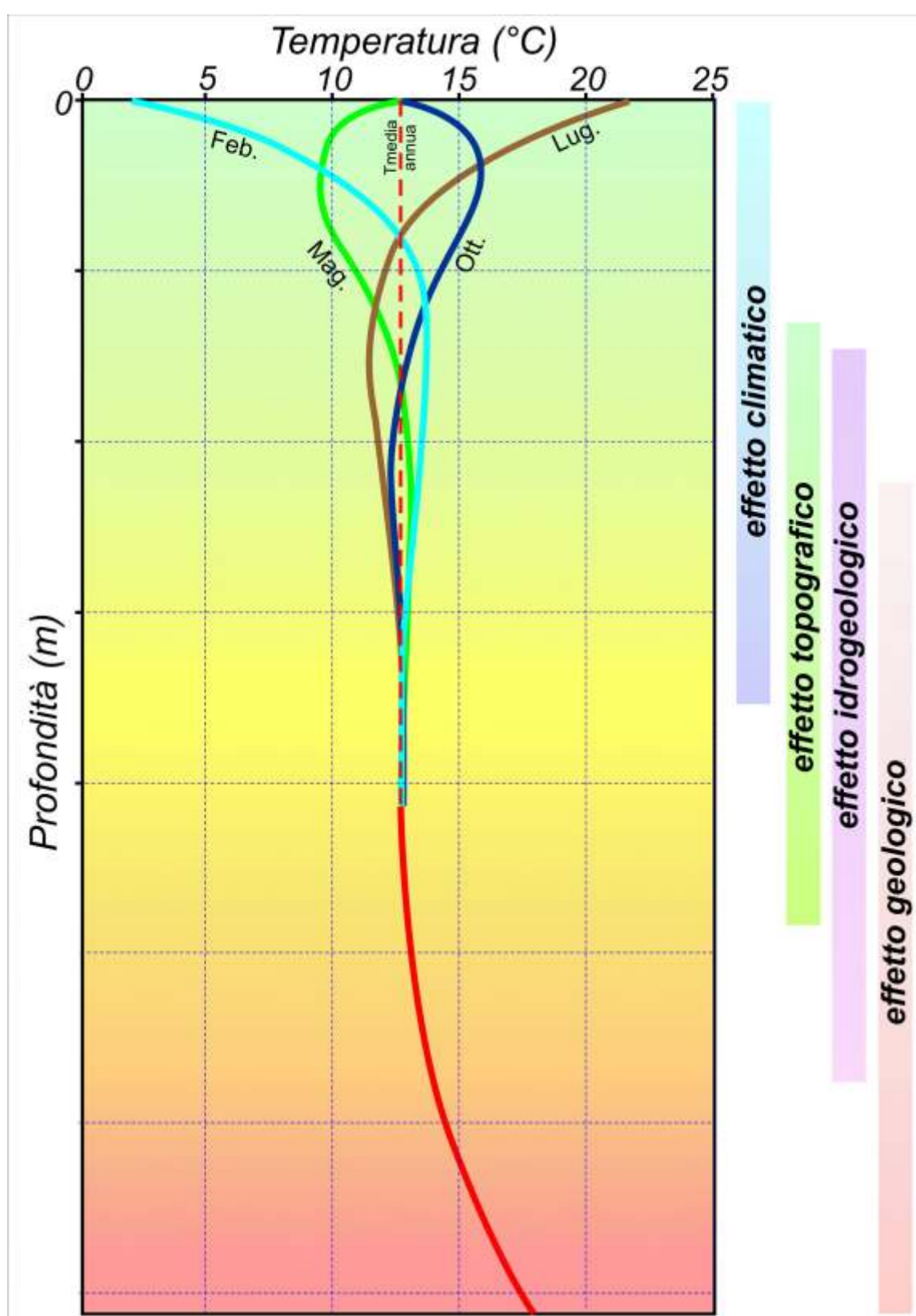
Le variazioni di temperatura durante l'anno nel corso delle stagioni si propagano nel sottosuolo con una certa inerzia e sfasamento ed interessano soprattutto la parte superficiale del suolo. Lo sfasamento esistente tra la temperatura dell'aria e quella del suolo, che varia con la profondità, è funzione della diffusività termica κ del suolo. La variazione diurna della temperatura si smorza nel sottosuolo normalmente a circa 80 cm di profondità, mentre le oscillazioni stagionali raggiungono circa 10-15 metri. Per profondità di alcuni metri è possibile calcolare la variazione della temperatura attraverso delle formule empiriche come la soluzione proposta da Baggs (1983). Questa è basata sulla conduzione termica transitoria in un solido semi-infinito dove la temperatura della superficie esposta ($x=0$) varia periodicamente con il tempo secondo la relazione:

$$T_{s(0,t)} = A_s \cos[2\pi(t-t_0)/365]$$

Adattata può essere espressa come:

$$T(x,t) = (T_m + DT_m) - 1.07 \kappa A_s e^{-0.00031552 x} \cos[2\pi(365(t-t_0) + 0.18335 x^2)]$$

Dove il termine κ rappresenta il coefficiente di vegetazione, A_s è l'ampiezza della variazione della temperatura media dell'aria, x è la profondità, t_0 è la fase della T dell'aria e λ è la diffusività termica del suolo indisturbato.



Suddivisione della parte più esterna della crosta terrestre in funzione del flusso di calore nell'intorno di una sonda geotermica. R_s : radiazione solare; R_r : radiazione solare riflessa; P : pioggia; q_s : flusso di calore superficiale; q_t : flusso di calore dal terreno; q_w : flusso di calore dalla falda freatica; q_g : flusso di calore geotermico

Variazione della temperatura con la profondità. Localizzazione degli effetti che influenzano sull'andamento del gradiente geotermico.

effetto idrogeologico

La presenza di una falda freatica, soprattutto se questa fluisce con una velocità significativa, influenza il profilo di temperatura del sottosuolo e quindi tutti gli scambi termici da e verso le sonde geotermiche, mediante i meccanismi della convezione e della conduzione.

Dal punto di vista analitico le equazioni base per il trasporto di calore all'interno di una falda, che fluisce in un mezzo poroso omogeneo saturo, in condizioni stazionarie, considerando il flusso idrico e di calore solo nella componente verticale può essere espressa come:

$$\frac{\partial T}{\partial t} - \frac{c_p \rho_f \partial T}{\partial z} = 0$$

Dove T è la temperatura in un punto al tempo t ; z è la profondità assunta positiva verso il basso; c_p è il calore specifico; ρ_f è la densità; l è la conducibilità termica; n_f è la componente della velocità del fluido nella direzione z ; il pedice w si riferisce alla sola componente del fluido. Una soluzione analitica per la relazione sopra è stata proposta da Bredehoeft & Papadopoulos (1965) per le seguenti condizioni al contorno:

$$T_z = T_0 \quad z=0$$

$$T_z = T_L \quad z=L$$

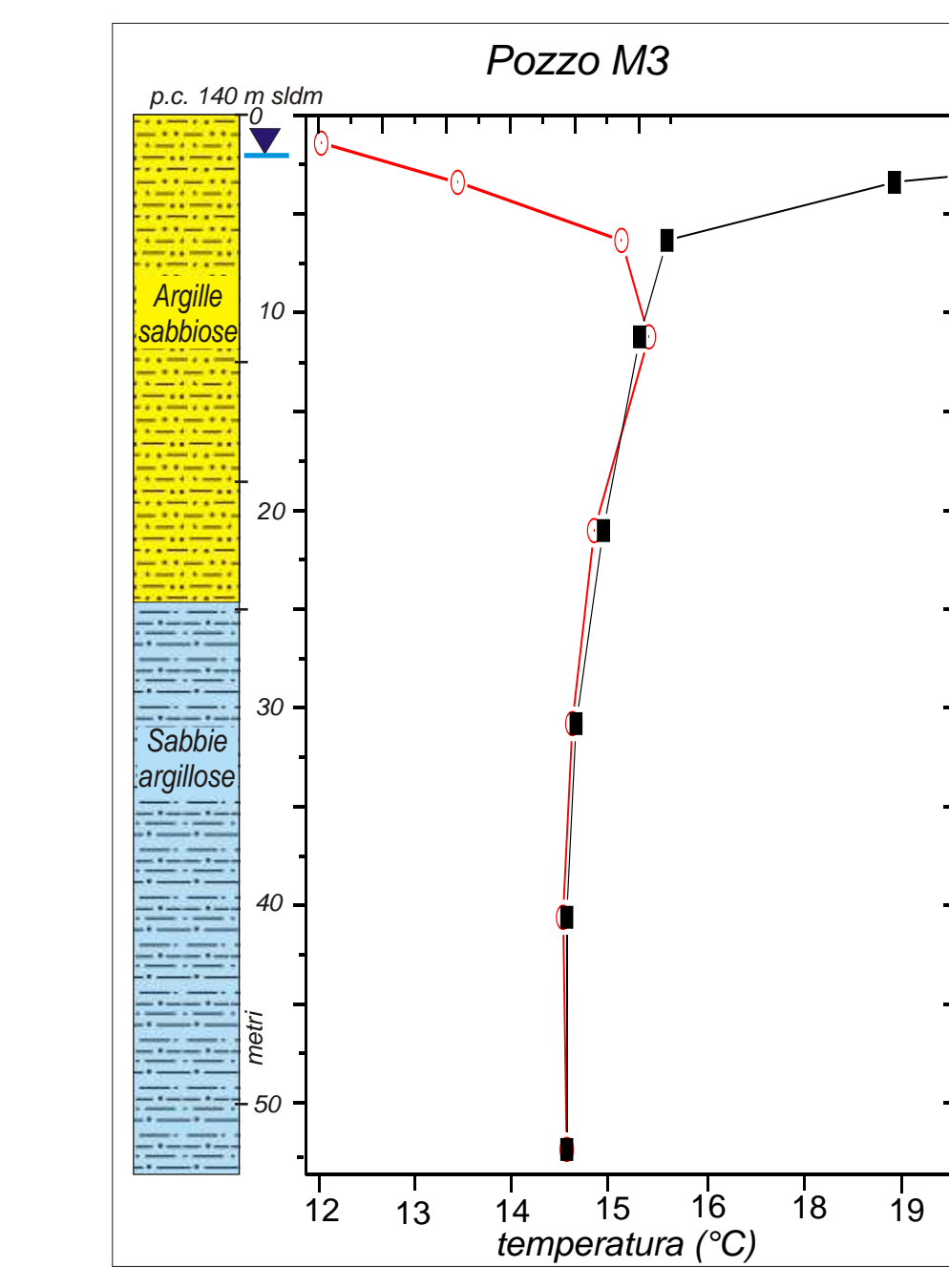
T_z è la temperatura ad ogni profondità z ; T_0 è la temperatura in superficie $z=0$; T_L è la temperatura alla profondità $z=L$; L è la profondità dove è stata misurata la temperatura. La soluzione è:

$$\frac{T_z - T_0}{T_L - T_0} = f(D, z/L) = \frac{e^{-bz/L} - 1}{e^{-b} - 1}$$

Dove:

$$b = \frac{c_p \rho_f v L}{\lambda}$$

Il parametro adimensionale b è correlato alla curvatura del profilo temperatura profondità, variabile tra $z=0$ e $z=L$. La distanza L corrisponde allo spessore dell'acquifero all'interno del quale si ha il flusso verticale, sia idrico che termico, con velocità v . Convenzionalmente si può assumere b positivo o negativo a seconda che il flusso sia verso l'alto o il basso. Il valore assoluto di b è direttamente connesso alla componente verticale del flusso idrico.



Log di temperatura in un pozzo che attraversa una falda interessata da una ricarica laterale.

effetto topografico

L'effetto del rilievo sulla temperatura sotterranea può essere significativo soprattutto in quelle aree collinari e montuose dove vengono installate sonde geotermiche. La temperatura sotterranea $T(x,y)$ sarà data dalla variazione lineare della temperatura superficiale $T_s(x,y)$ rispetto alla quota h , partendo dalla temperatura superficiale $T_s(x,y)$ (Jaeger, 1965). Questo gradiente può essere ricavato attraverso quello adiabatico atmosferico g' , stimato dai dati meteorologici:

$$T_s(x,y) = T_p e^{g' h(x,y)}$$

Considerando queste condizioni è possibile risolvere l'equazione di Laplace proposta da Jaeger (1965):

$$T(x,z) = T_0 + G_c \frac{A(z+a)}{x^2 + (z+a)^2}$$

Dove

$$a = H + \sqrt{\frac{H^2}{4} + b^2}$$

$$A = H(G - g') \sqrt{\frac{H^2}{4} + b^2}$$

Dove H è l'altezza del rilievo montuoso e $2b$ è la larghezza a metà della sua altezza. Dall'ultima equazione possiamo calcolare il gradiente geotermico G corretto:

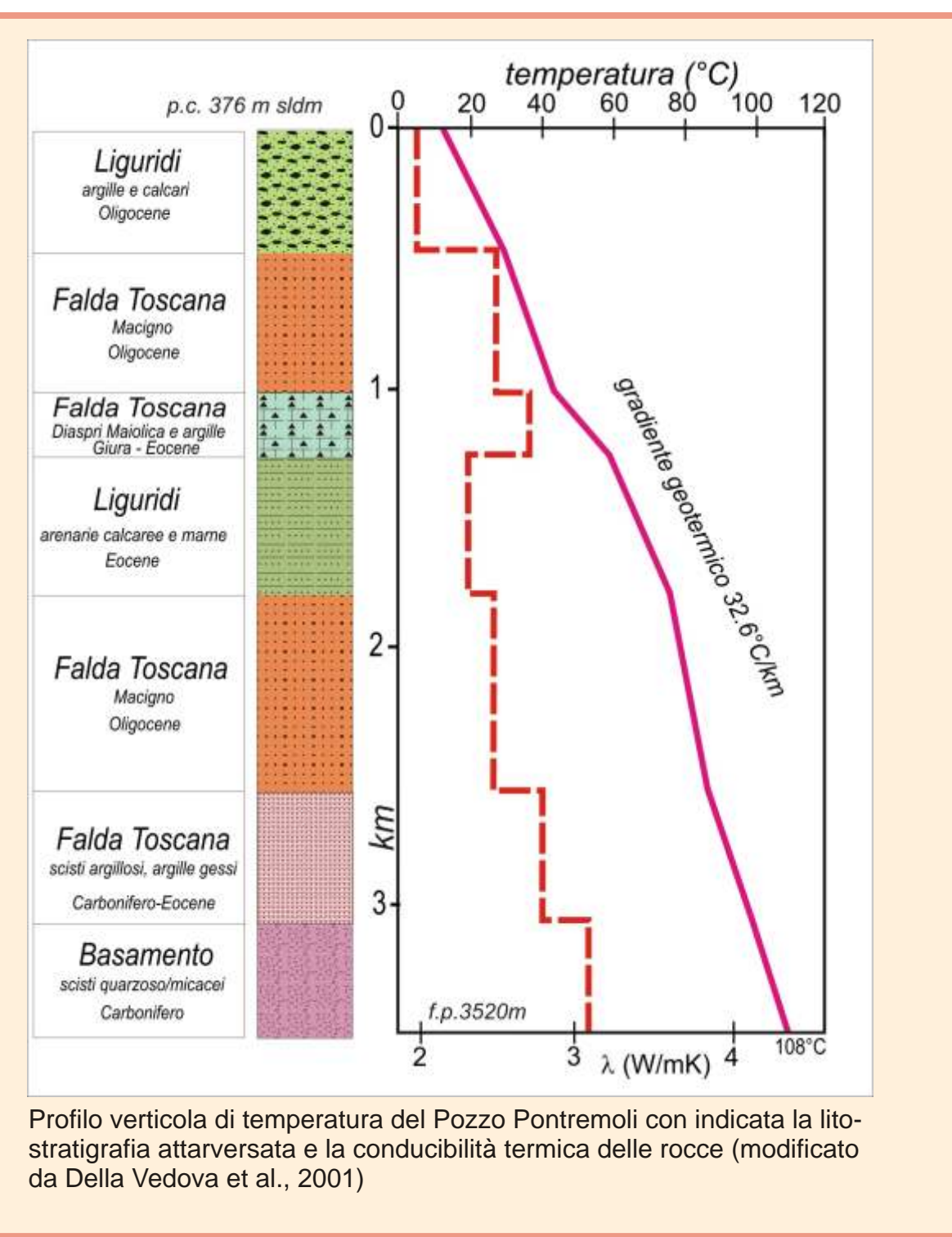
$$G = \frac{\partial T}{\partial z} = G_c + \frac{A(z+a)}{[x^2 + (z+a)^2]^2}$$

Dove G_c è il gradiente geotermico regionale. In una zona collinare con $H=600m$, $2b=150m$, $G_c=0.03^\circ C/m$, $g'=0.006^\circ C/m$ e $T_0=20^\circ C$, si ottengono valori di $DG = -6 \cdot 10^{-4}^\circ C/m$.

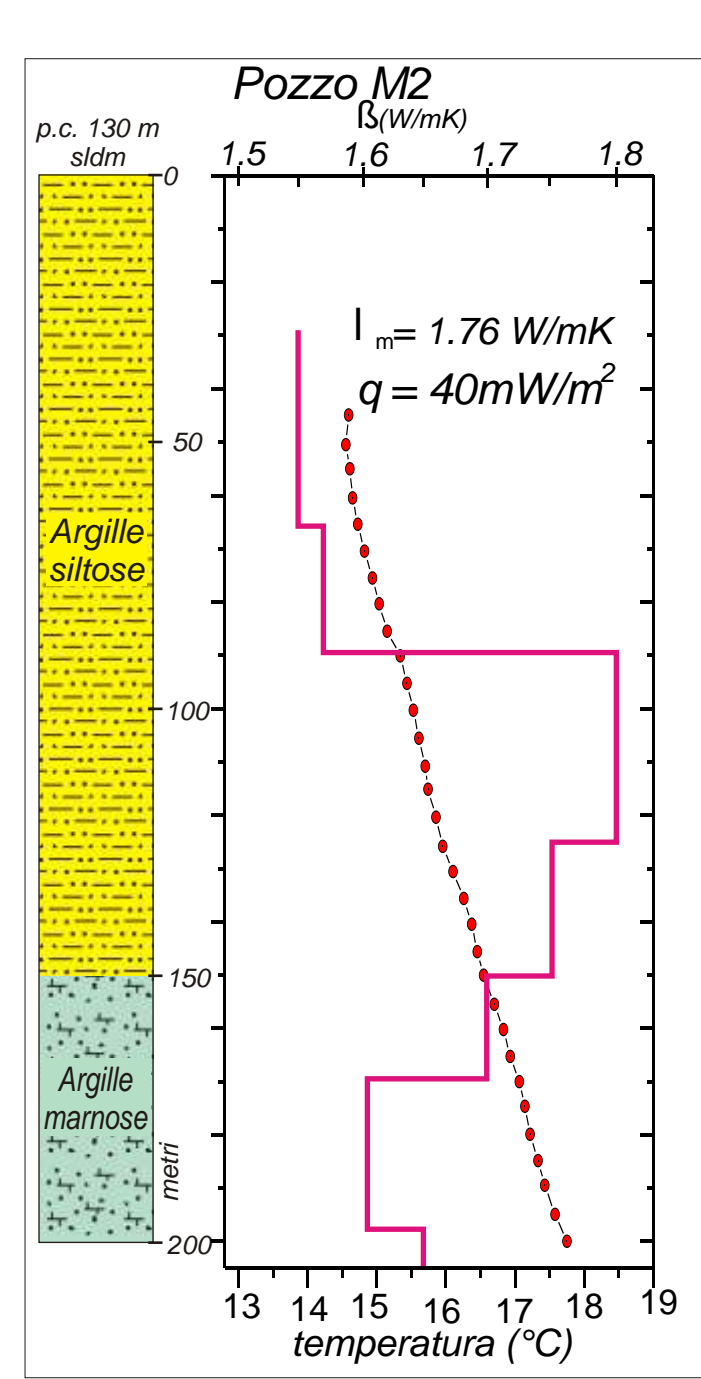
effetto geologico

La temperatura nel sottosuolo è influenzata da diversi fattori topografici, geologici (tipo di roccia, contrasto di conducibilità termica, acque sotterranee), climatici (attuali e passati) e dal flusso geotermico dall'interno della Terra. La temperatura sotterranea è anche funzione del tempo, essendo influenzata sia dalle possibili variazioni del flusso geotermico che dal clima passato.

Se consideriamo una successione stratigrafica, senza produzione di calore interno, il prodotto del gradiente geotermico per la conducibilità termica è una costante. Questo significa che per rocce ad alta conducibilità termica corrispondono bassi valori di gradiente geotermico. La temperatura può essere calcolata attraverso la relazione:

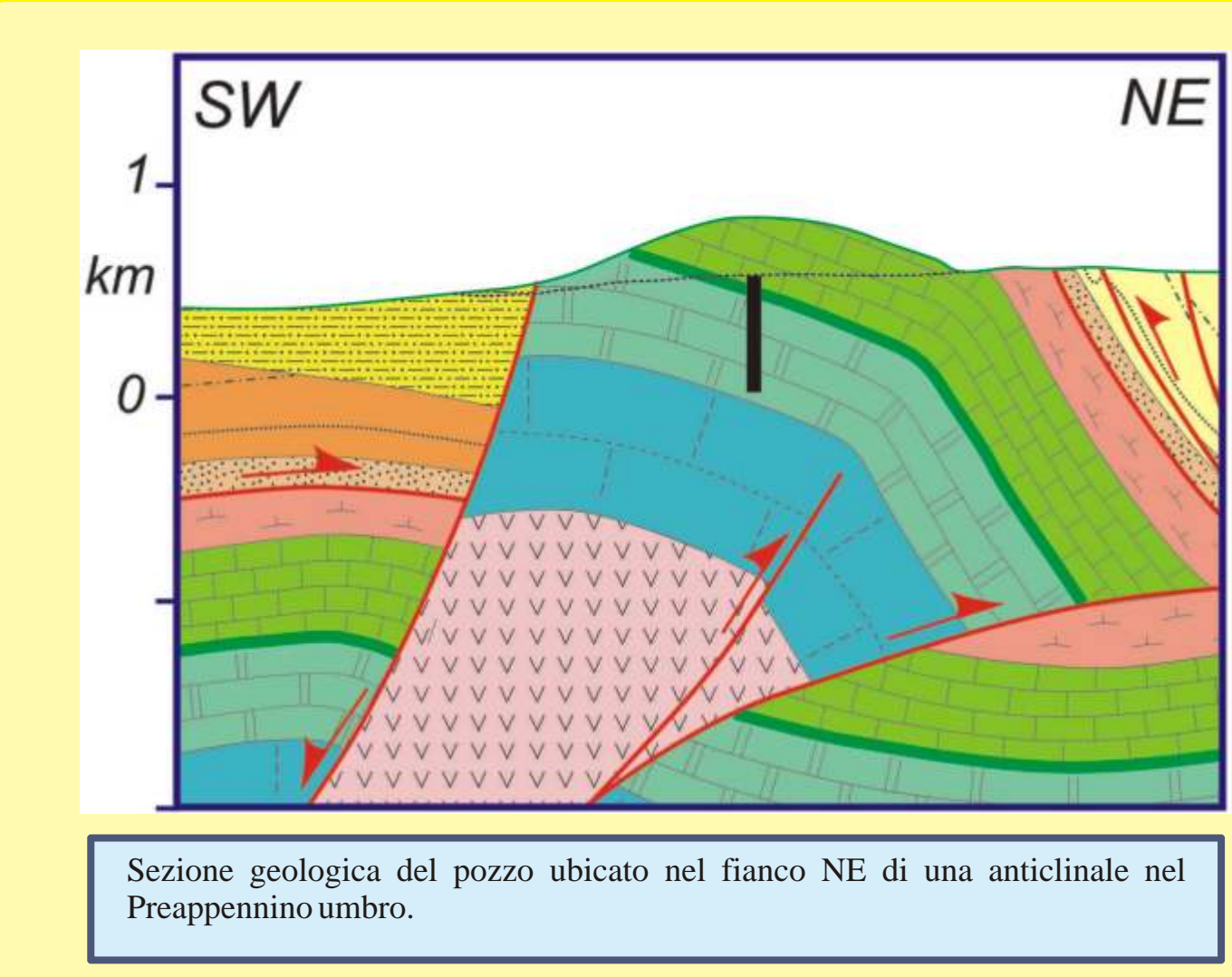
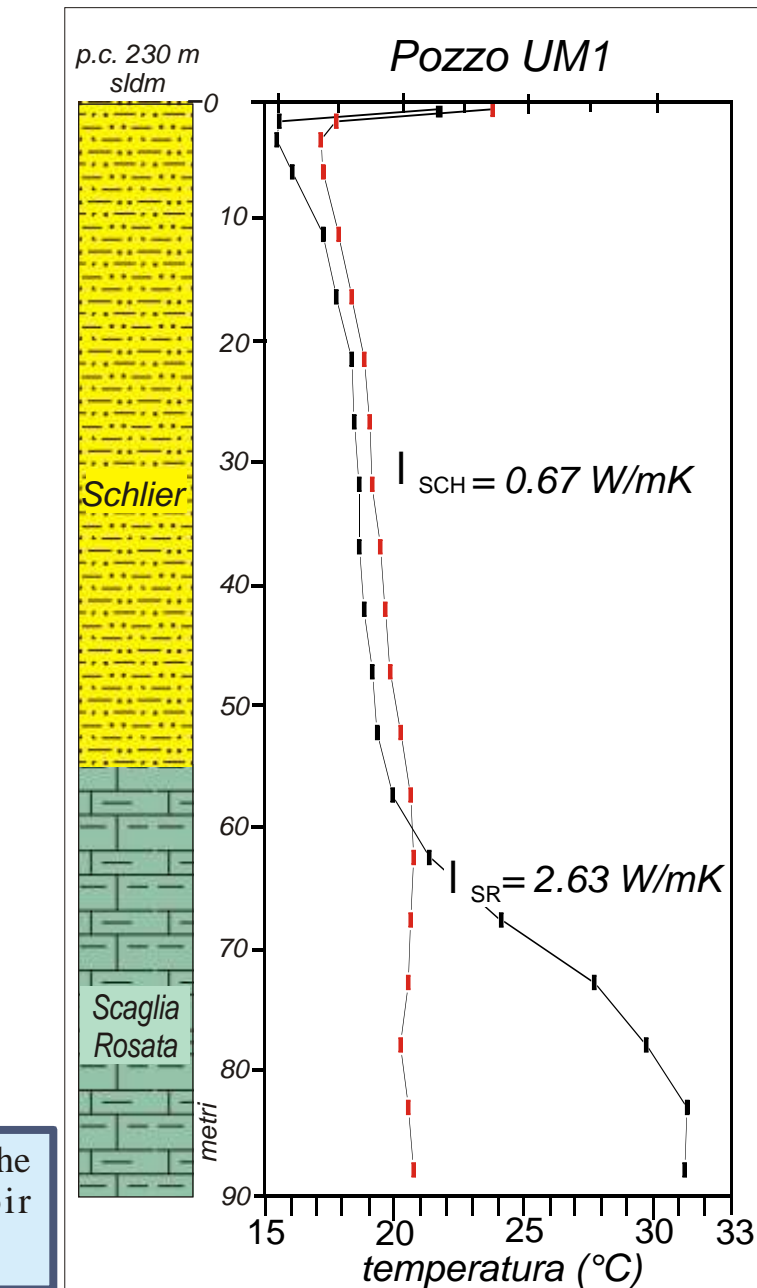
$$T(z) = T_0 + q_g \frac{z}{\lambda} \quad (Dz / \lambda)$$


Profilo verticale di temperatura del Pozzo Pontremoli con indicata la litostratigrafia attraversata e la conducibilità termica delle rocce (modificato da Della Vedova et al., 2001)

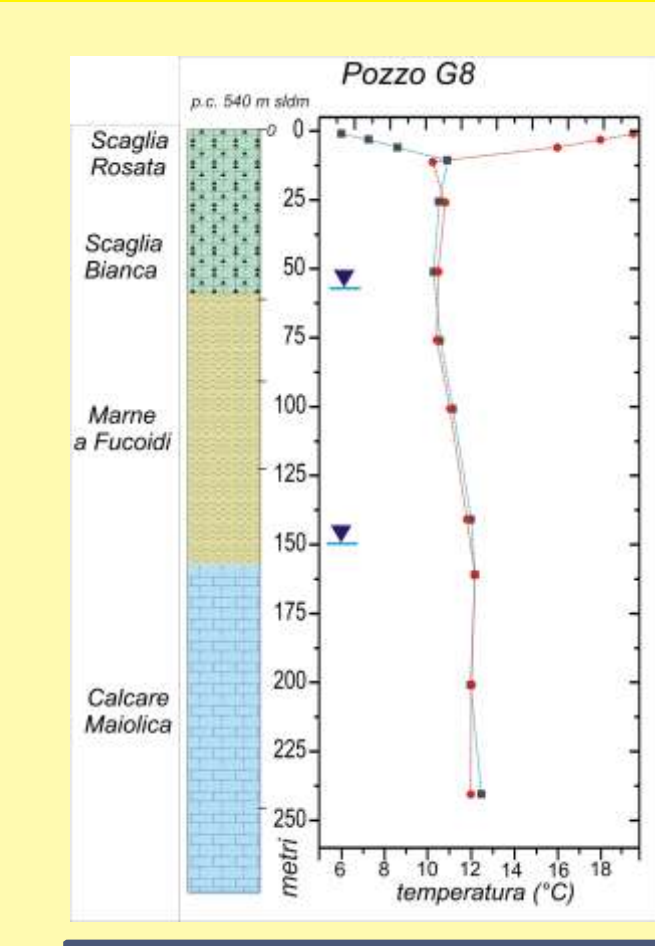


Log di temperatura in un pozzo che attraversa un terreno omogeneo in cui si osserva il solo apporto geotermico.

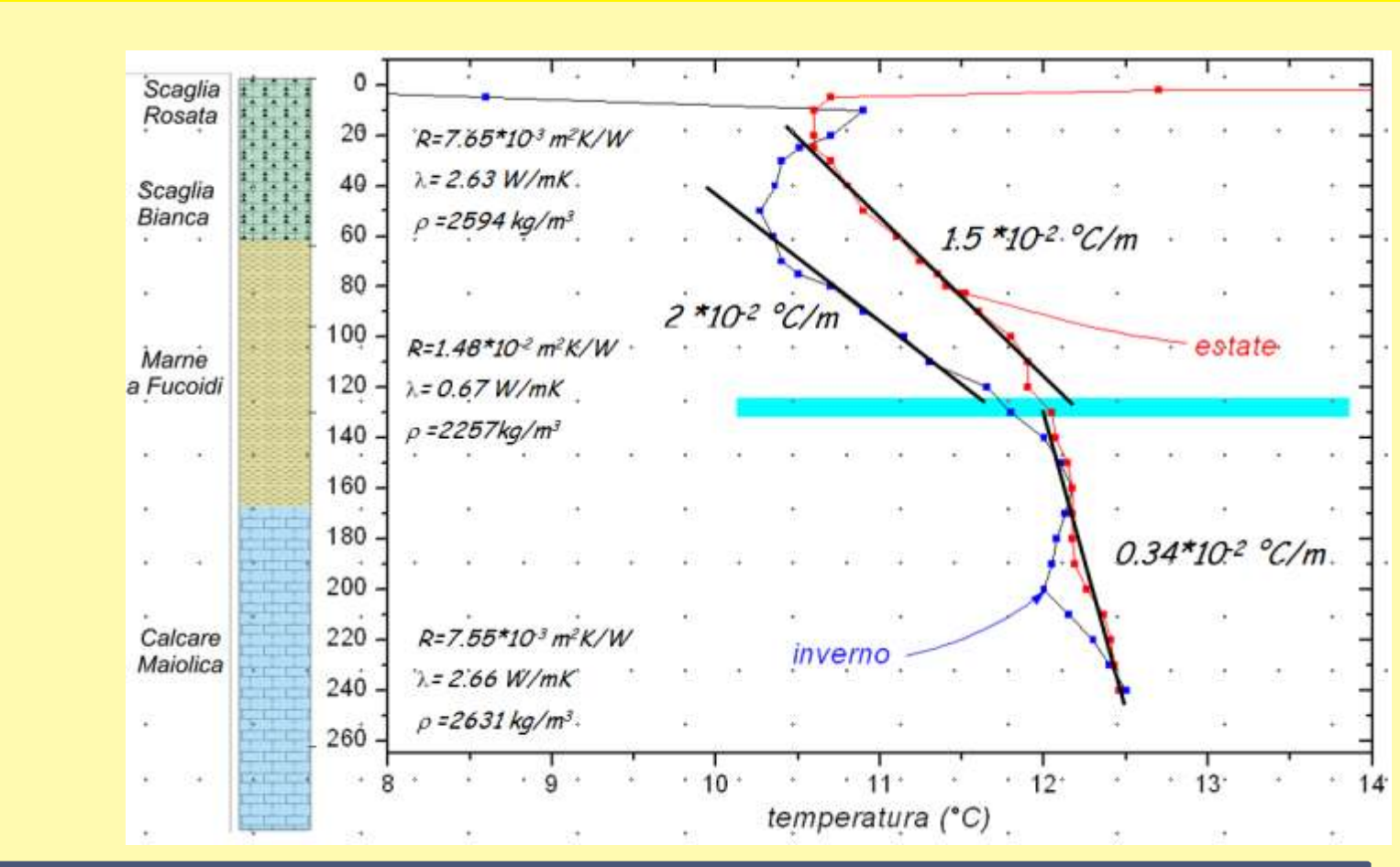
Log di temperatura in un pozzo che intercetta un piccolo reservoir geotermico a bassa temperatura.



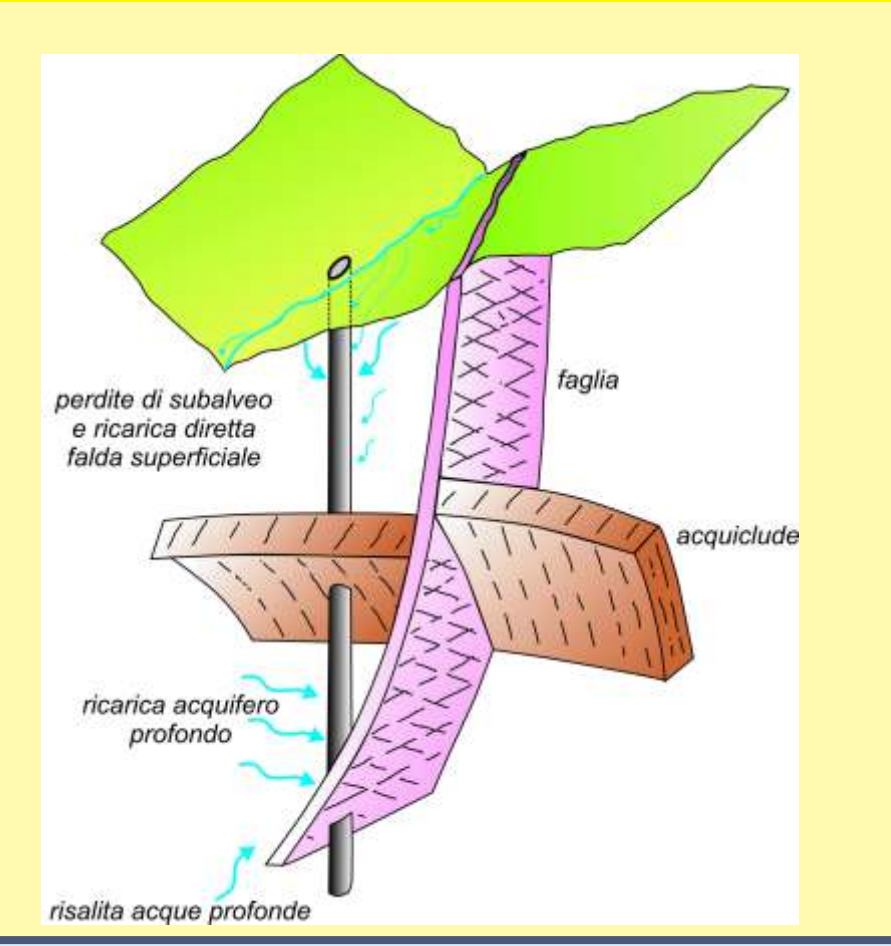
Sezione geologica del pozzo ubicato nel fianco NE di una anticlinale nel Preappennino umbro.



Stratigrafia e log termico del pozzo. Si osserva che l'influenza climatica stagionale raggiunge la profondità di circa 15m. Scendendo in profondità si evidenzia come le condizioni litologiche e la presenza di falde all'interno di un acquifero carbonatico fratturato condizioni l'andamento della temperatura sotterranea.



Stratigrafia e log termico del pozzo. Si osserva che l'influenza climatica stagionale raggiunge la profondità di circa 15m. Scendendo in profondità si evidenzia come le condizioni litologiche e la presenza di falde all'interno di un acquifero carbonatico fratturato condizioni l'andamento della temperatura sotterranea.



Modello della circolazione idrica all'interno del pozzo condizionata dalla litologia e dalla presenza di fratture e faglie.