



UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI TRIESTE

# Fisica Terrestre

Geotermia

Veronica Pazzi - [veronica.pazzi@units.it](mailto:veronica.pazzi@units.it)

# Argomenti del corso

Il corso è suddiviso in diverse unità didattiche.

In particolare:

- Introduzione alla materia (docente: Prof. V. Pazzi)
- Teoria delle placche (docente: Prof. V. Pazzi)
  - Esercitazioni in aula (docente: Prof. V. Pazzi)
- Terremoti (docente: Prof. G. Costa)
  - Matrici (docente: Prof. G. Costa)
  - Equazioni del moto armonico e teoria delle onde (docente: Prof. G. Costa)
  - Esercitazioni in aula (docente: Prof. G. Costa)
- Gravimetria (docente: Prof. G. Costa)
- Magnetismo (docente: Prof. V. Pazzi)
- **Geotermia (docente: Prof. V. Pazzi)**

# Cosa sono la Fisica Terrestre e la Geofisica

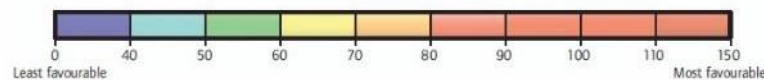
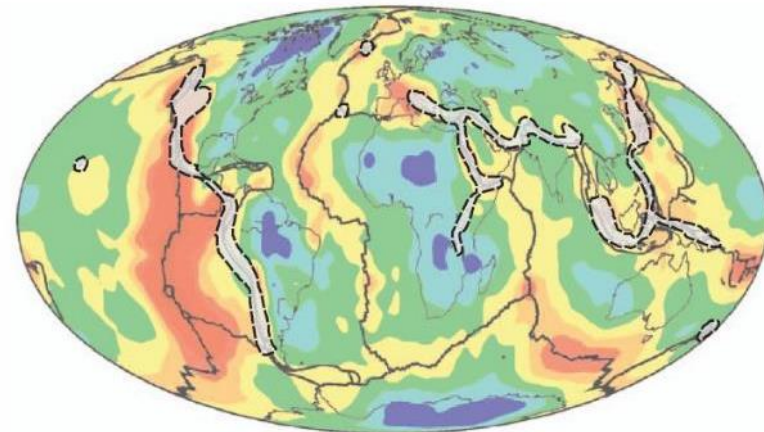
Le discipline della geofisica che si occupano della componente solida del globo sono:

Tettonofisica e geodinamica

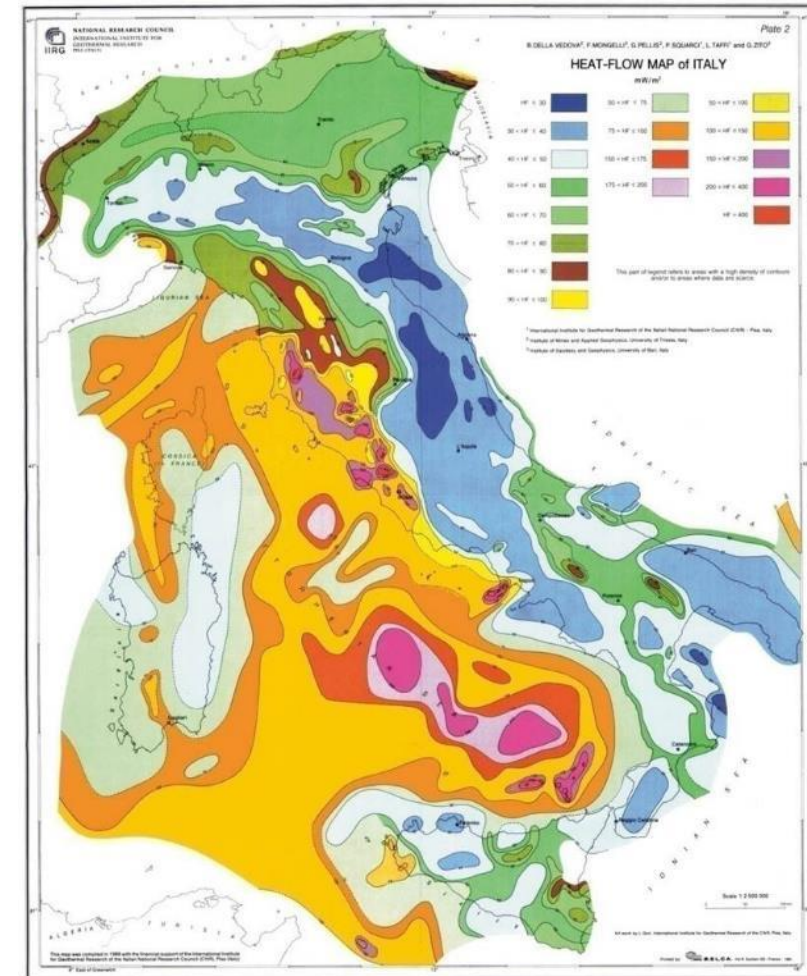
Geomagnetismo

Gravimetria e Gradiometria gravimetrica

Geotermia



Note: Convective hydrothermal reservoirs are shown as light grey areas, including heat flow and tectonic plates boundaries.  
Source: Background figure from (Hamza *et al.*, 2008), adjustments from (IPCC, forthcoming).



# Indice

- Il concetto di temperatura
- Il calore della Terra
- L'energia geotermica
- L'esplorazione geotermica
- Impieghi delle risorse geotermiche
- La centrale geotermica di Reykjavík
- Il progetto Carfix

# Il concetto di temperatura

# Il concetto di temperatura

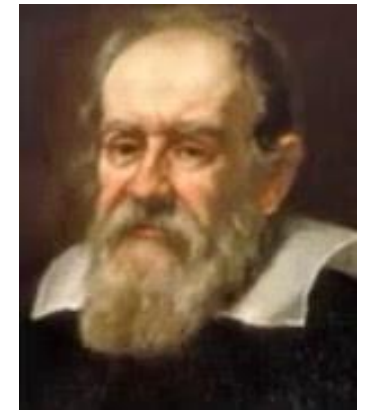
A Galileo (1564-1642) si deve l'invenzione nel 1597 di un **termoscopio**, un precursore abbastanza inaccurato dei termometri moderni.

Serviva per decidere, in modo oggettivo, se un **corpo** era **più caldo o più freddo** di un altro.

Il termoscopio era costituito da una caraffa di vetro della grandezza di un uovo con un lungo collo. Questa caraffa veniva riscaldata con le mani e immersa parzialmente, in posizione rovesciata, in un recipiente pieno d'acqua. Quando veniva sottratto alla caraffa il calore delle mani, si osservava che l'acqua saliva nel collo. L'esperienza evidenziava le variazioni della densità dell'aria prodotte dalle variazioni di temperatura.



Termoscopio  
G. Galilei

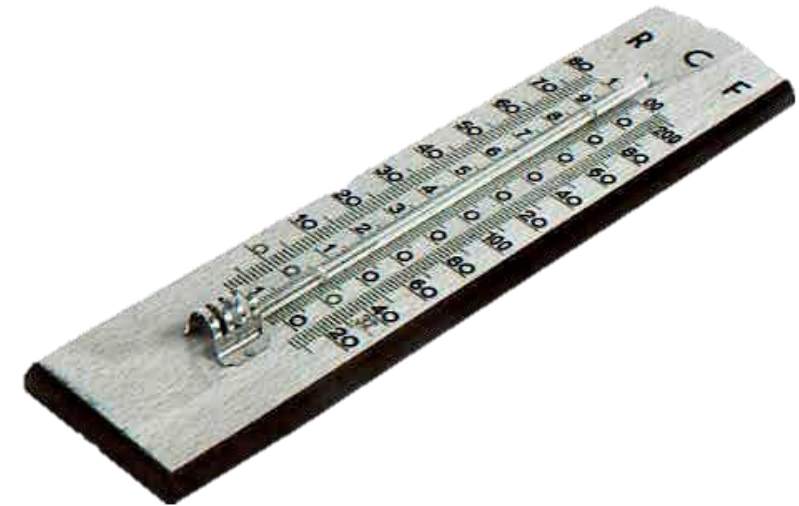
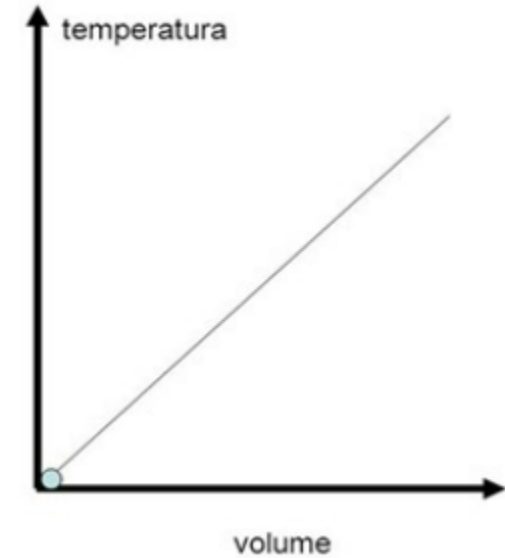


# Il concetto di temperatura

I primi **termometri** accurati (termoscopi con scala graduata) e le corrispondenti scale termiche furono sviluppati all'inizio del XVIII secolo da Gabriel Fahrenheit (1686-1736), Ferchaut de Réaumur (1683-1757) e Anders Celsius ( 1701-1744).

I loro strumenti utilizzavano **l'espansione termica dei liquidi** e venivano **calibrati in punti fissi** come il punto di fusione del ghiaccio e il punto di ebollizione dell'acqua.

La scala Celsius è la più comunemente usata per scopi generali ed è strettamente correlata alla scala della temperatura scientifica.





# Il concetto di temperatura

Il volume del liquido varia in funzione della temperatura.

Un aumento della temperatura determina l'aumento di volume liquidi (e di gas) in quanto le molecole si allontanano l'una dall'altra ed il materiale diventa meno denso



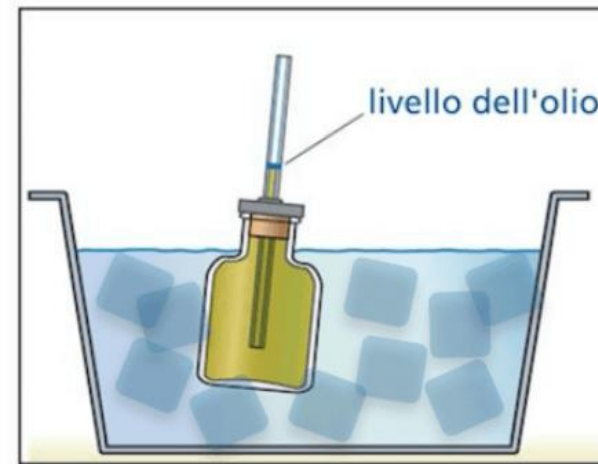
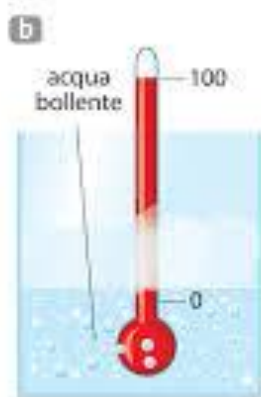
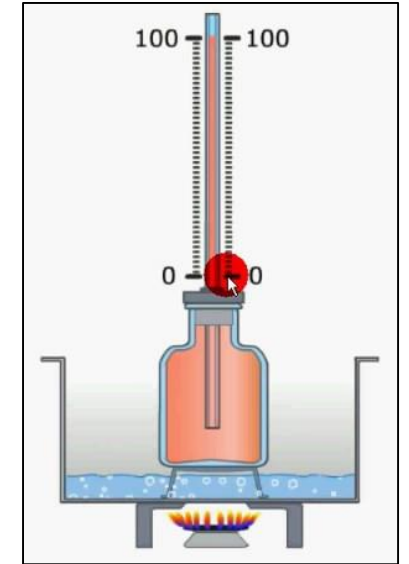
*ghiaccio fondente*

0° C (0 gradi Celsius)



*acqua bollente*

100° C (100 gradi Celsius)



*Ghiaccio fondente*



*Acqua bollente*



# Il concetto di temperatura

## Il termometro galileiano o ad ampolla

Forse ideato da Galileo e misura la temperatura atmosferica

Costituito da un cilindro verticale in vetro riempito di alcool (o comunque un liquido la cui densità aumenta al decrescere della temperatura) al cui interno vi sono delle ampolline contenenti liquidi a densità media differente che recano l'indicazione di un certo valore di temperatura.

La temperatura attuale è quella segnata sull'ampolla più bassa del gruppo più in alto

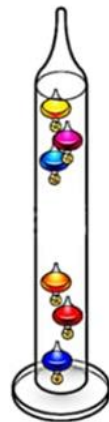


Figura A

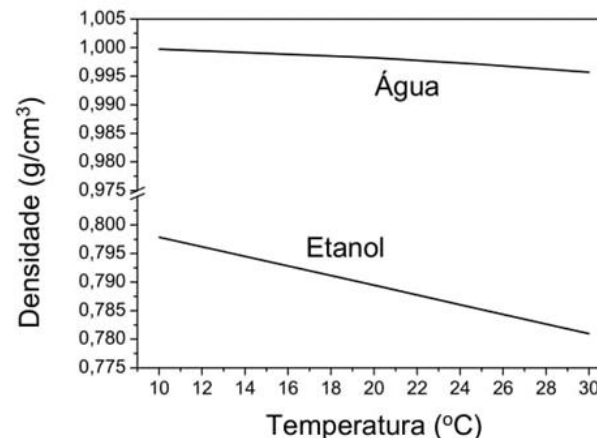
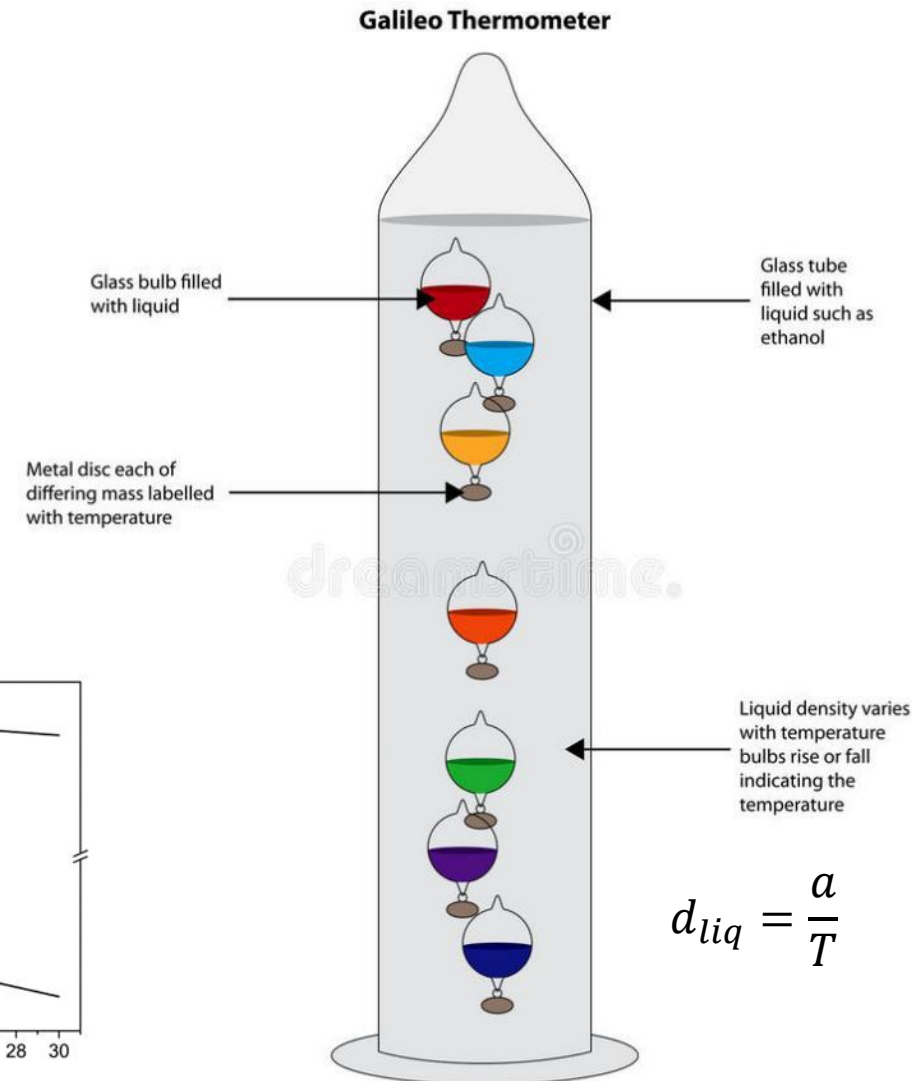


Figura B



# Il concetto di temperatura

## Il termometro galileiano o ad ampolla

Se la temperatura dell'ambiente esterno è molto alta, la densità del liquido nel cilindro è minore rispetto a quella di tutte le ampolline che si posizioneranno tutte il basso

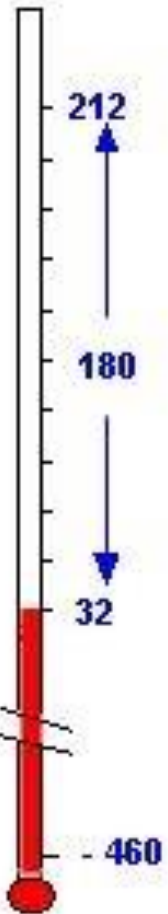


Se la temperatura dell'ambiente esterno è molto bassa, la densità del liquido nel cilindro è maggiore rispetto a quella di tutte le ampolline che si posizioneranno tutte il alto

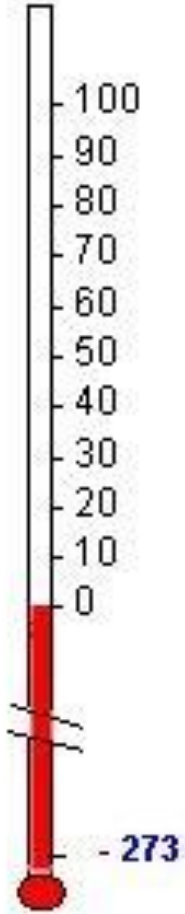
A temperature intermedie alcune ampolline avranno densità maggiore rispetto al liquido (e quindi staranno sul fondo del cilindro) altre minore (e si troveranno in alto)

# Il concetto di temperatura

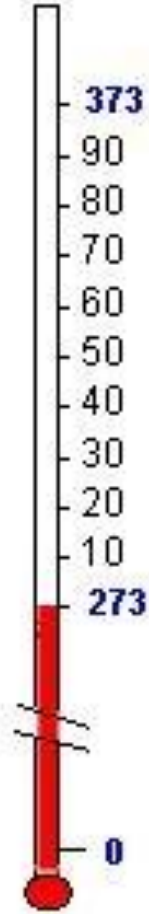
Fahrenheit



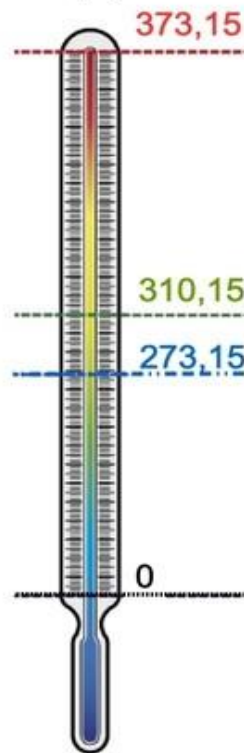
Celsius



Kelvin



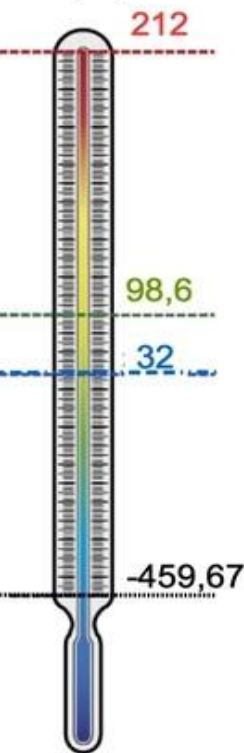
Kelvin (K)



Celsius (°C)



Fahrenheit (°F)



L'acqua bolle

Temperatura corporea

L'acqua congela

Punto triplo dell'acqua (dove le fasi solida, liquida e gassosa dell'acqua possono coesistere in equilibrio) in aria e a pressione atmosferica

Zero assoluto

Temperatura minima possibile teorica di un qualsiasi sistema termodinamico. Il suo valore è estrapolato dall'equazione di stato dei gas perfetti

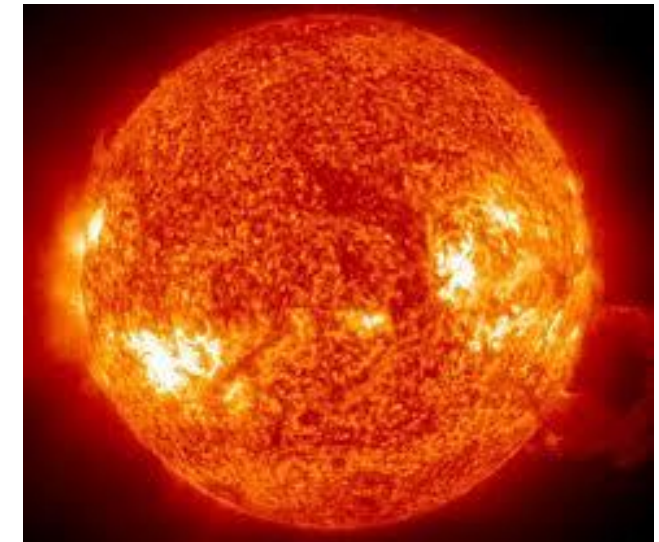
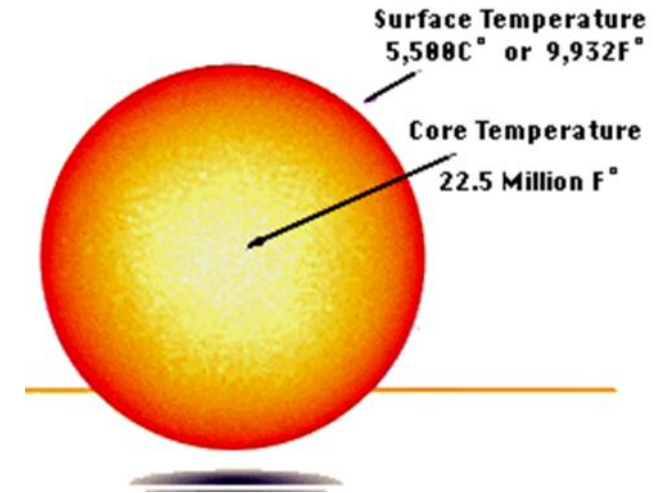
$$P V = n R T$$

Le divisioni della scala Kelvin e Celsius sono le stesse

# Il concetto di temperatura

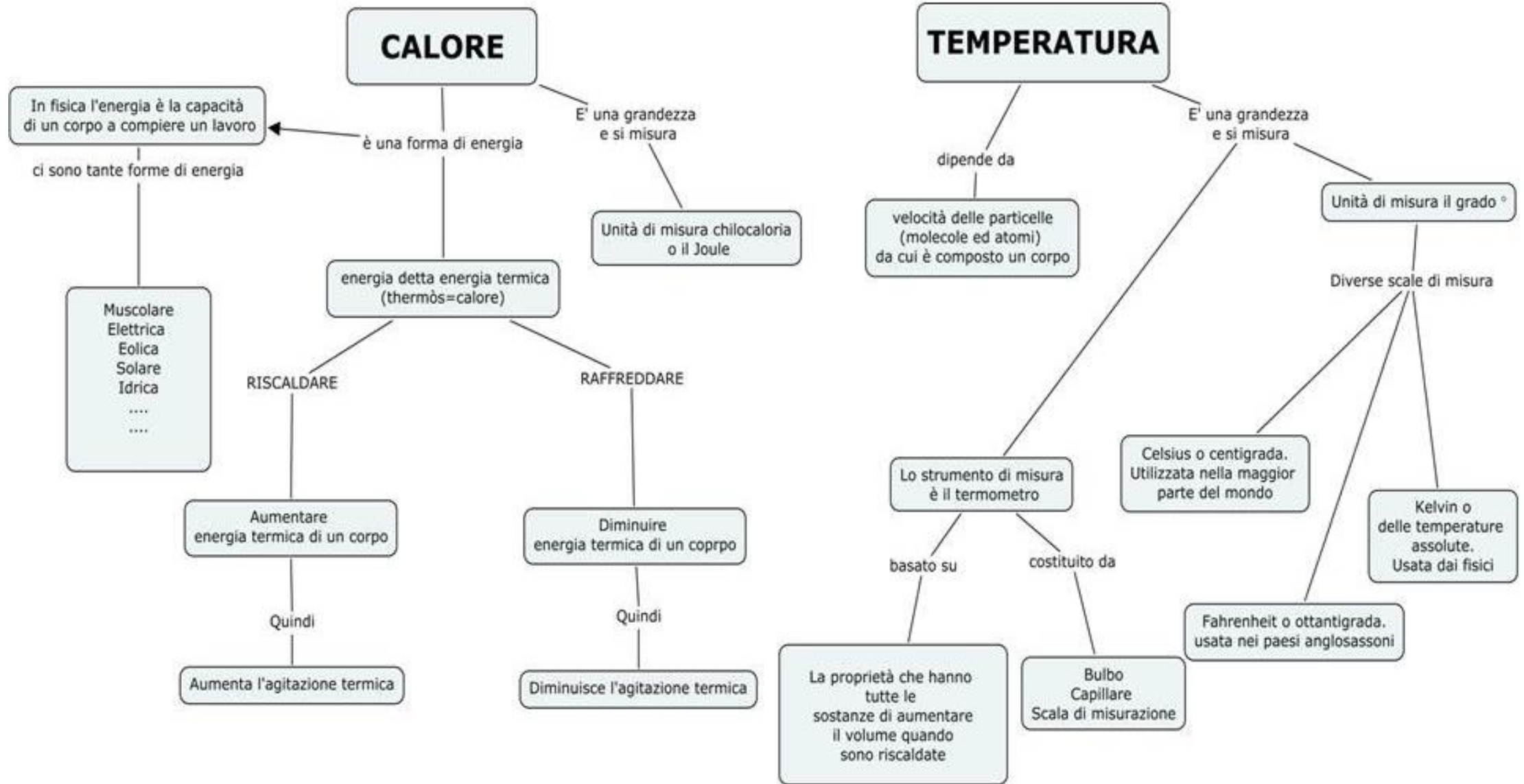
La **temperatura** esprime lo stato termico di un corpo e la sua attitudine a scambiare calore con l'ambiente o con altri corpi. Apparentemente **non ha limiti superiori**. Ad esempio, la temperatura della superficie del Sole è inferiore a 10.000 K, ma la temperatura al suo centro è di circa 10.000.000 K e sono state raggiunte temperature superiori a 100.000.000 K negli esperimenti di fisica.

Ma quando il calore viene rimosso da un oggetto diventa sempre più difficile abbassarne ulteriormente la temperatura. La limitazione della bassa temperatura viene spesso definita "**zero assoluto**" e viene considerata come lo zero della scala di temperatura Kelvin, chiamata in onore di Lord Kelvin.





# Il concetto di temperatura



## Il concetto di temperatura

Il **flusso di calore** viene definito come **quantità di energia termica trasferita per unità di superficie e unità di tempo**.

$$q \approx \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

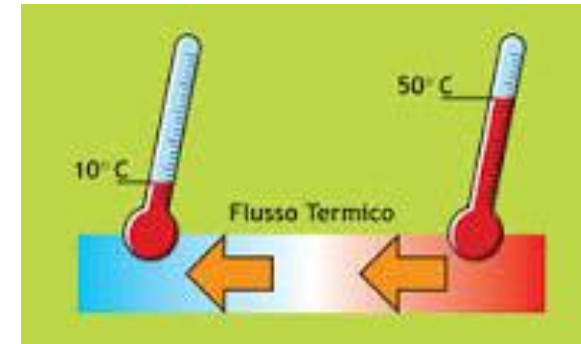
Chiaramente esso sarà maggiore ove la differenza di temperatura  $\Delta T$  è grande e lo spessore  $\Delta z$ , entro cui questa differenza esiste, piccola; cioè ove c'è un gradiente di temperatura (differenza di temperatura per unità di lunghezza) elevato.

La costante di proporzionalità dipende dal mezzo ed è detta **conduttività termica**,  $k$ . Per  $\Delta z \rightarrow 0$  avremo:

$$q = -k \frac{\partial T}{\partial z}$$

Ovvero in generale (3D)  $\underline{q} = -k \underline{\nabla} T$

Il **flusso di calore** ha ovviamente **direzione opposta a quella del gradiente di temperatura** (il calore si propaga da regioni calde a quelle fredde, per cui il segno è negativo).





# Il concetto di temperatura

Il calore può propagarsi in vari modi!

**Conduzione** – trasferimento attraverso il mezzo tramite interazioni molecolari od atomiche; è la vibrazione/agitazione termica a propagarsi

**Convezione** – il trasferimento avviene perchè le molecole stesse viaggiano da una parte all'altra nel mezzo; è più efficace della conduzione; possibile nei liquidi e gas

**Radiazione** – trasferimento diretto mediante onde elettromagnetiche

**Advezione** – forma particolare di convezione: quando il mezzo intero contenente calore si muove (ad es. sollevamento isostatico della litosfera, moto di una zolla...).

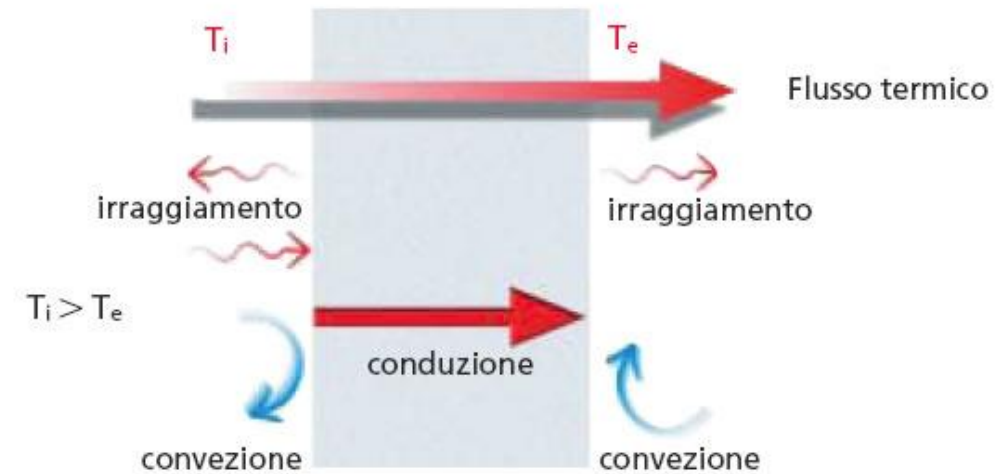
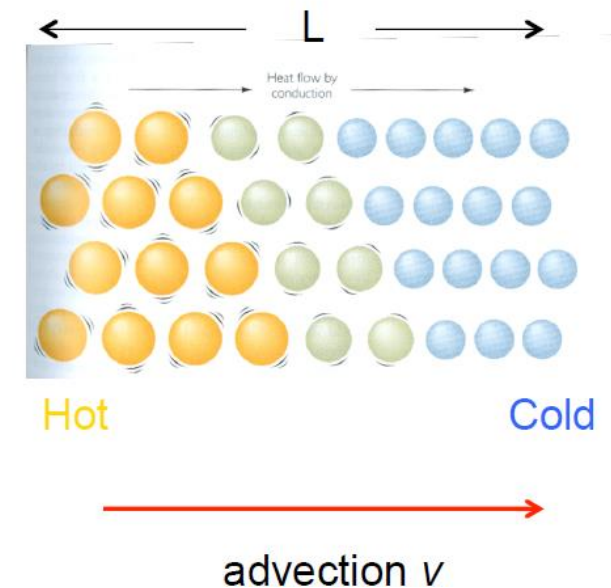


Fig. 1 Trasmissione del calore attraverso una parete per conduzione, convezione e irraggiamento



# Il concetto di temperatura

## Energia vs potenza

L'**energia** è la forza (applicata ad un corpo) per la distanza (per cui il corpo viene spostato) e si misura in Joule ( $1 \text{ J} = 1 \text{ kg m}^2\text{s}^{-2} = 10^7 \text{ erg} = 0.2389 \text{ calorie (cal)} = 2.389 \times 10^{-4} \text{ kcal}$ ;  $1 \text{ kcal} = 4185 \text{ J}$ ).

**Per sviluppare circa un Joule dovremmo sollevare un corpo di un metro.**

Si noti come non specifichiamo in quanto tempo solleviamo il peso.

È la **potenza** che tiene conto del tempo:  **$1 \text{ Watt} = 1 \text{ Joule/secondo (Js}^{-1}\text{)}$**  è la **potenza sviluppata nel sollevare un corpo di un metro in un secondo.**

# Il concetto di temperatura

## Conduzione

## Unità di misura

$$[q] = \frac{\text{calore(energia)}}{\text{superficie} \cdot \text{tempo}} = \frac{J}{m^2 \cdot s} = \frac{W}{m^2}$$

$$[k] = \frac{[q][L]}{[T]} = \frac{W}{m^2} \frac{m}{^\circ C} = \frac{W}{m^\circ C}$$

## Unità CGS

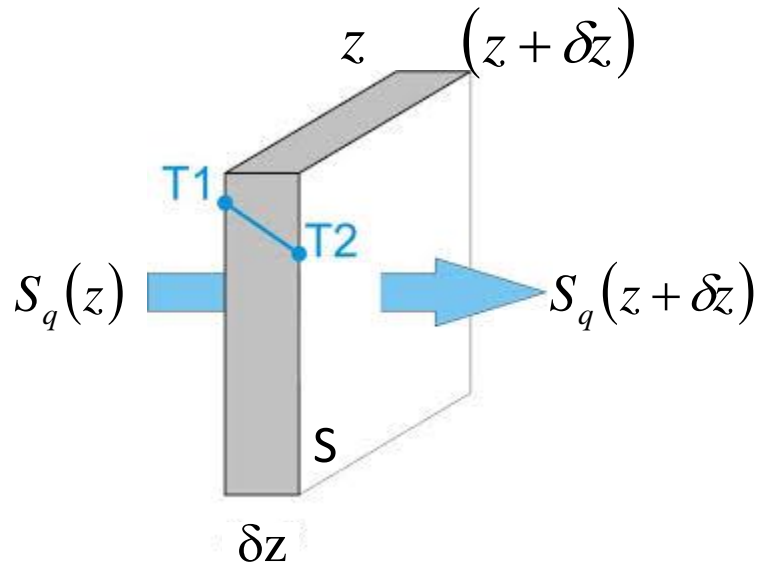
$$\frac{cal}{cm^2 \cdot s} \quad 1 \frac{W}{m^2} = 0.24 \times 10^{-4} \frac{cal}{cm^2 s} \quad 1cal = 4186J$$

$$1HFU = 10^{-6} \frac{cal}{cm^2 s} \approx 42mW / m^2$$

HFU: Heat Flow Unit -> energia termica per unità di area e tempo

Material	Thermal conductivity, W/m-° C)
Copper	400
Quartzite	7.2
Salt	4.8
Olivine	4.4
Limestone	3.2
Sandstone	3.2
Granites	2.4
Gabbro	2.4
Shale	1.6
Deep sea sediment	0.8
Water	0.528

# Il concetto di temperatura

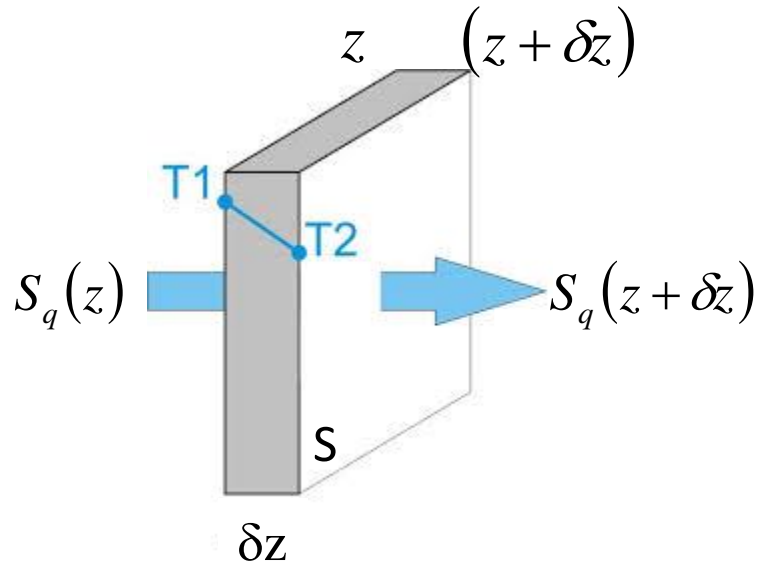


Consideriamo un piccolo elemento di volume di area  $S$  ed spessore  $\delta z$  ed assumiamo che il calore si propaghi solo attraverso le superfici indicate. Un cambio di temperatura  $\delta T$  nel tempo  $\delta t$  dipende da:

1. Flusso di calore netto attraverso le superfici
2. Calore generato nell'elemento di volume
3. Capacità termica (calore specifico) del mezzo

Il calore che entra nel volume attraverso la superficie  $S$  al livello  $z$  sarà  $S_q(z)$ , mentre il calore che esce attraverso la superficie  $S$  al livello  $z + \delta z$  sarà  $S_q(z + \delta z)$

# Il concetto di temperatura



Sviluppando l'ultimo termine in serie di Taylor ed ignorando i termini di ordine  $(\delta z)^2$  e superiori:

$$q(z + \delta z) = q(z) + \delta z \frac{\partial q}{\partial z} + \dots$$

Per cui il calore netto che resta nel volume sarà

$$S_q(z) - S_q(z + \delta z) = -S \delta z \frac{\partial q}{\partial z}$$

Supponendo che il calore generato entro il volume lo sia ad un tasso  $A$ , il calore generato per unità di tempo sarà

$$AS \delta z$$

# Il concetto di temperatura

E conseguentemente il **calore totale acquisito** per unità di tempo dall'unità di volume sarà:

$$\text{generato} \longrightarrow AS \delta z - S \delta z \frac{\partial q}{\partial z} \longleftarrow \text{flusso}$$

L'incremento di temperatura dovuto a questo calore per unità di tempo è determinato dal **calore specifico  $c_p$** , che è la **quantità di calore necessaria per far aumentare di  $1^\circ\text{C}$  la massa di 1 kg di un dato materiale**. Il tasso di acquisizione di temperatura sarà

$$c_p S \delta z \rho \frac{\partial T}{\partial t}$$

E avremo pertanto

$$c_p S \delta z \rho \frac{\partial T}{\partial t} = AS \delta z - S \delta z \frac{\partial q}{\partial z}$$

Semplificando e passando al limite  $\delta t \rightarrow 0$

$$c_p \rho \frac{\partial T}{\partial t} = A - \frac{\partial q}{\partial z}$$

Essendo  $q = -k \partial T / \partial z$  avremo

$$c_p \rho \frac{\partial T}{\partial t} = A + k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \qquad \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{A}{\rho c_p} + \frac{k}{\rho c_p} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$



# Il concetto di temperatura

Generalizzando in 3D

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{A}{\rho c_p} + \kappa \nabla^2 T$$

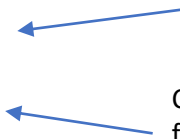
dove si è introdotta la costante

Diffusività termica  
(l'abilità del corpo a  
perdere calore per  
conduzione)



$$\kappa = \frac{k}{\rho c_p}$$

Conduktività termica



Calore specifico (quantità di calore necessaria per  
far aumentare di 1°C la massa di 1 kg di un dato  
materiale)



detta **diffusività termica**, che indica **l'abilità del corpo a perdere calore per conduzione**.

L'equazione si semplifica notevolmente nel caso di **stazionarietà** (la temperatura non cambia nel tempo; condizioni di equilibrio termico)

$$\nabla^2 T = -\frac{A}{k}$$

E quando non è presente la generazione di calore (A=0)

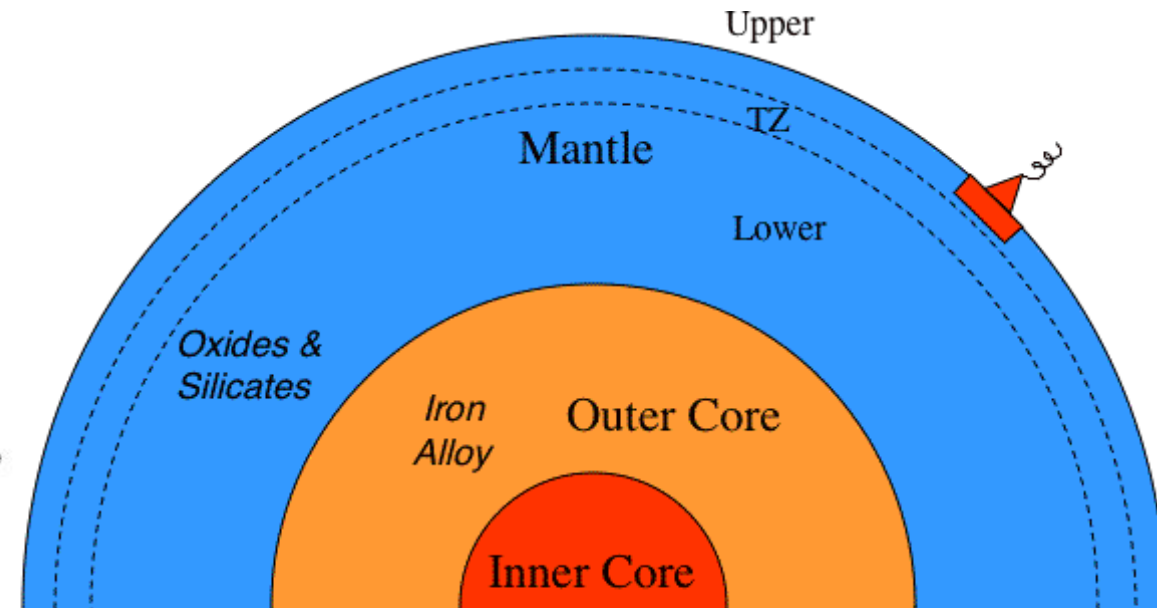
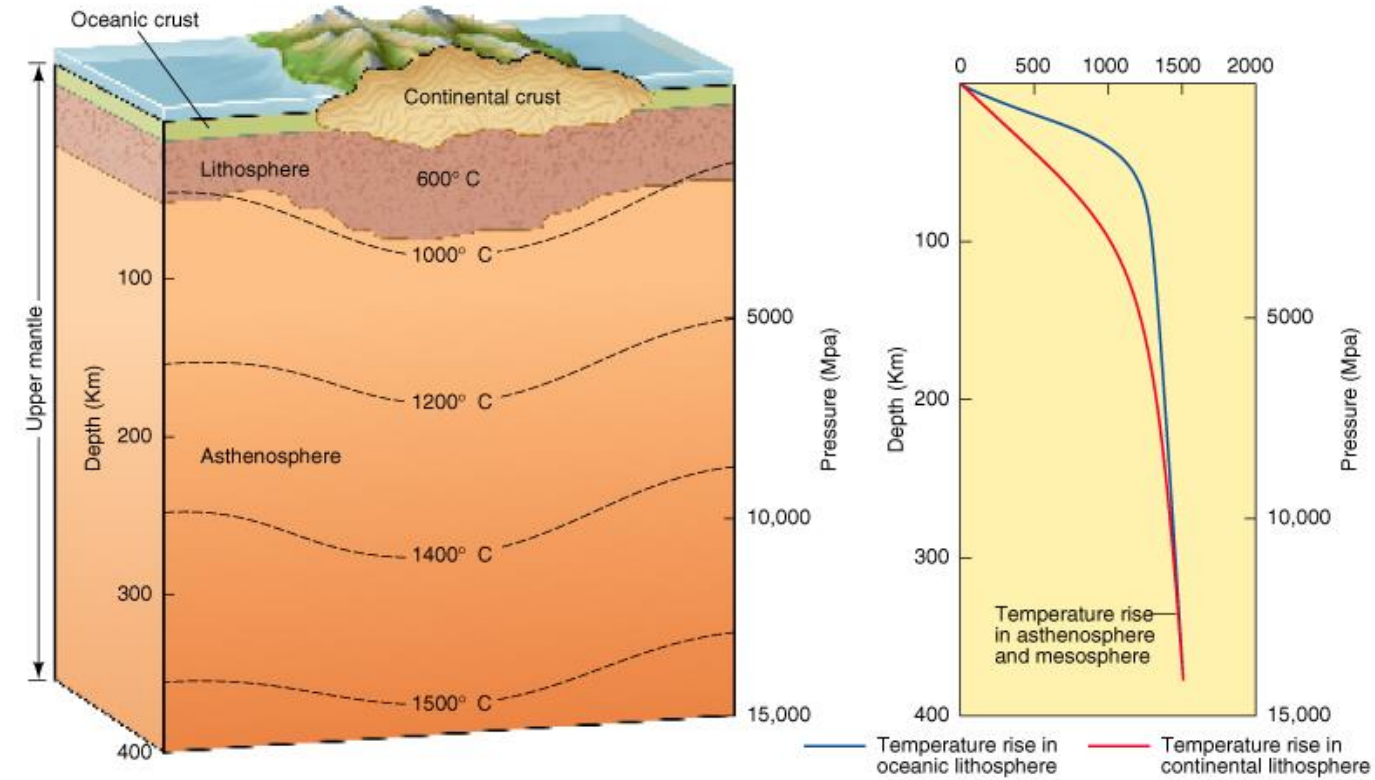
$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \nabla^2 T$$

**Equazione della diffusione**

# Il calore della Terra

# Tettonica delle placche: struttura interna della Terra

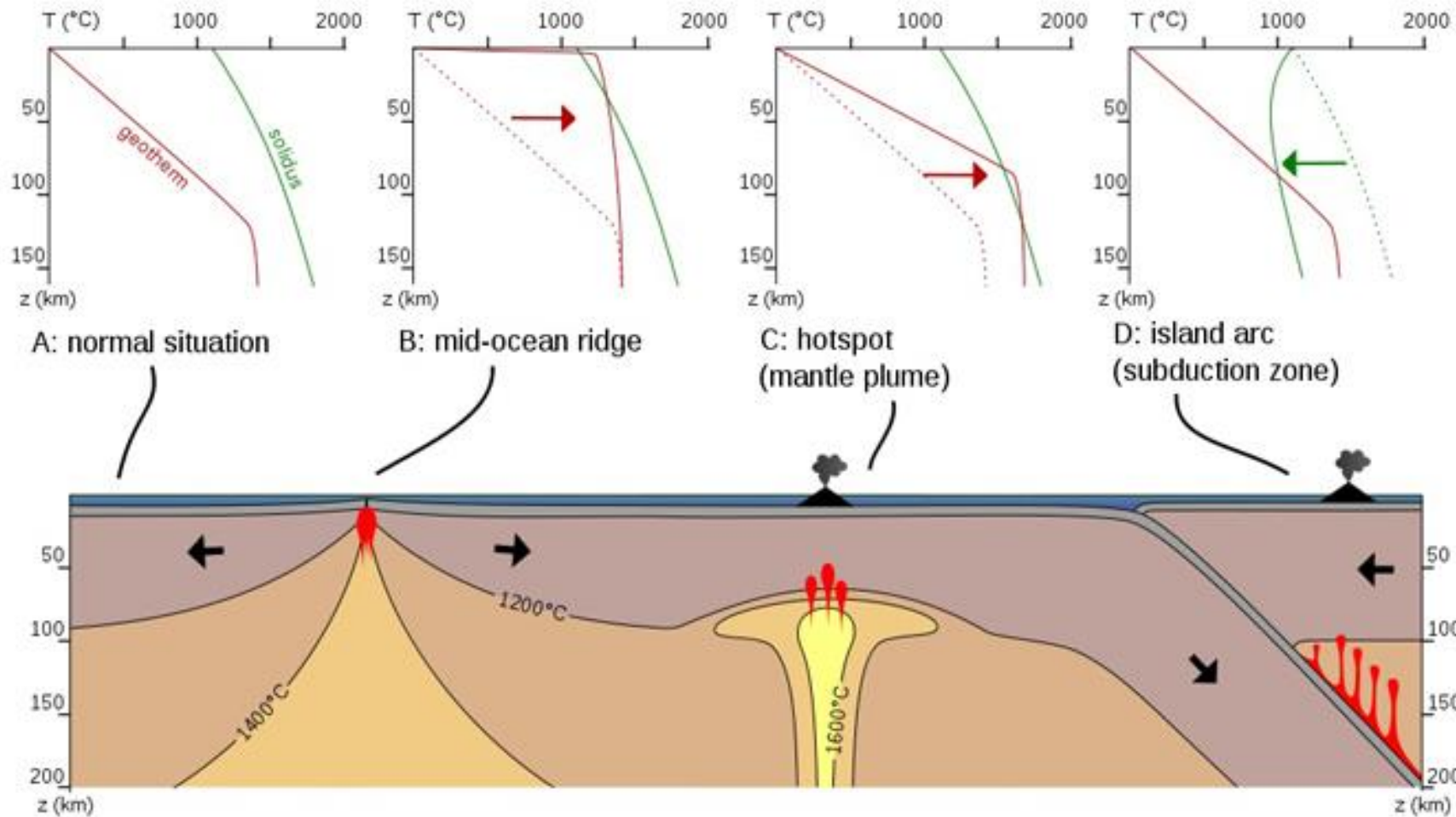
## Variazioni di temperatura



Depth	0	660	2890	5150	6371	km
Pressure	0	24	136	329	363	GPa
Temperature	300	1800	3000	5500	6000	K

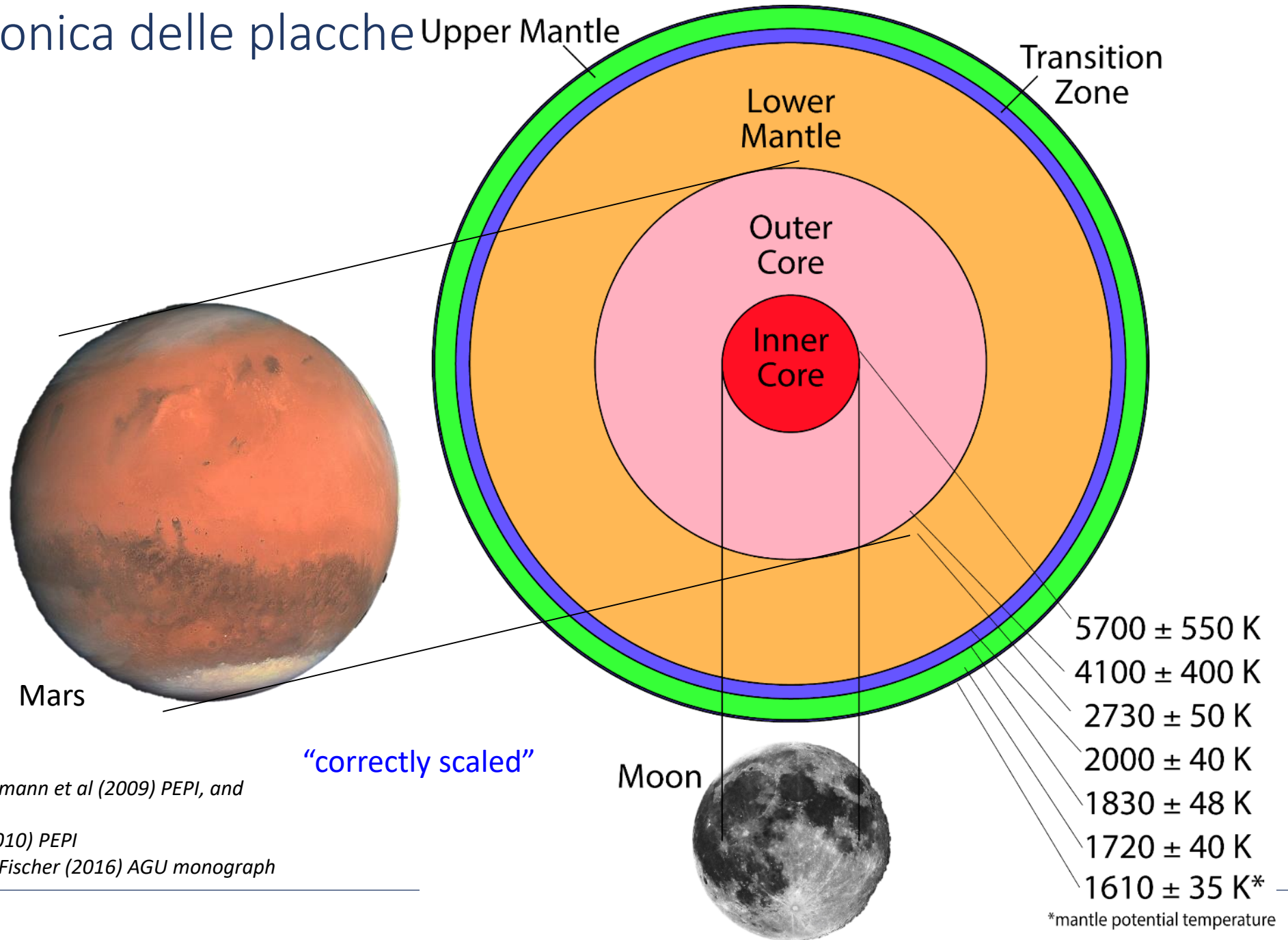
# Tettonica delle placche: struttura interna della Terra

## Variazioni di temperatura



1400°C circa la temperatura di fusione del mantello e l'isoterma che demarca l'interfaccia litosfera/astenosfera

# Tettonica delle placche



Mantle potential temperatures: Hirschmann et al (2009) PEPI, and Sarafian et al (2017) Science

Mantle temperatures: Katsura et al (2010) PEPI

Core temperatures: Tsuchiya et al and Fischer (2016) AGU monograph



# Il calore della Terra

I **vulcani**, le **sorgenti termali**, le **fumarole** ed altri fenomeni superficiali di questo genere hanno certamente fatto pensare ai nostri progenitori che **alcune parti dell'interno della Terra fossero calde**.

Soltanto tra il XVI ed il XVII secolo, tuttavia, quando furono scavate le prime miniere profonde qualche centinaio di metri, ci si rese conto, da semplici sensazioni fisiche, che la temperatura del sottosuolo aumenta con la profondità.

Le prime misure con termometri sono state fatte probabilmente nel 1740 in una miniera vicino Belfort in Francia (Bullard, 1965).

**Dal 1870 il regime termico della Terra è stato studiato con metodi scientifici moderni**, ma soltanto nel XX secolo, dopo la scoperta del ruolo svolto dal **calore radiogenico**, è stato possibile comprendere pienamente fenomeni come il bilancio termico della Terra e ricostruire la storia termica del nostro pianeta.



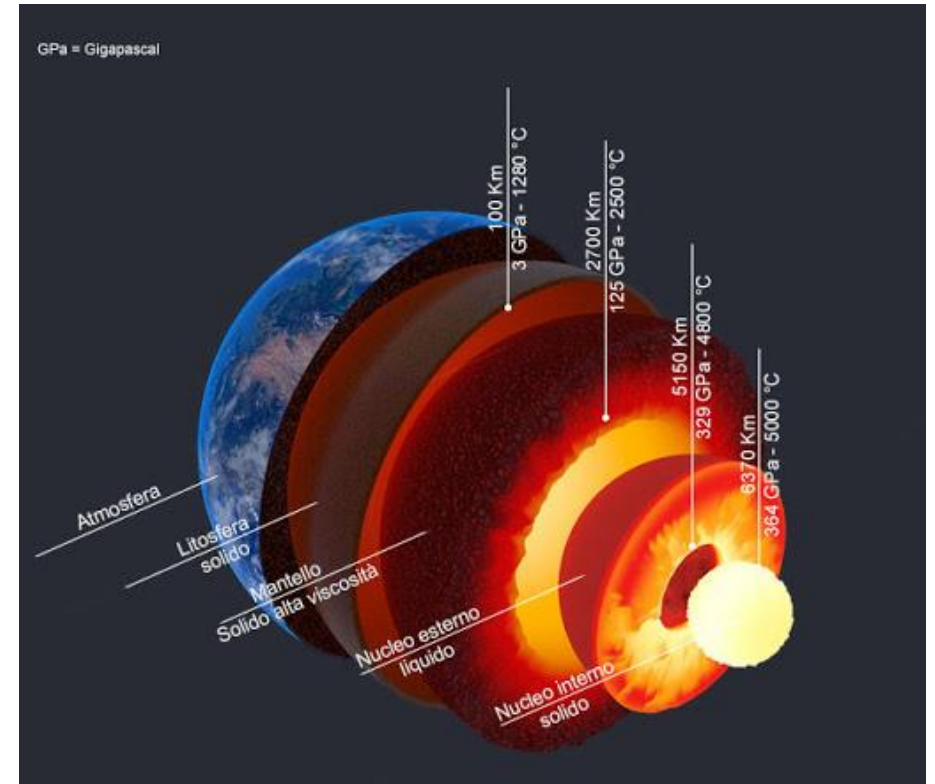


# Il calore della Terra

Vulcani, intrusioni, terremoti, costruzione di montagne e metamorfismo è tutto controllato dal trasferimento e dalla generazione di calore.

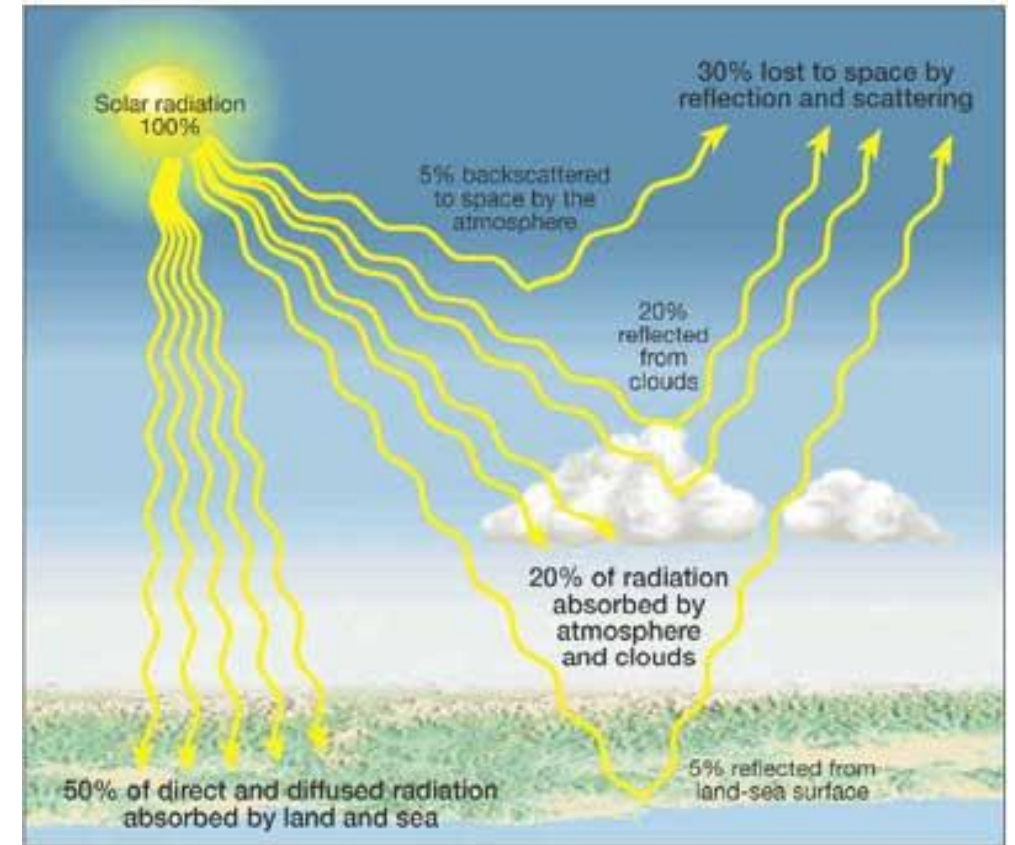
Il bilancio termico terrestre controlla l'attività della litosfera e astenosfera così come lo sviluppo della struttura più interna della terra.

Il calore arriva alla superficie terrestre dal suo interno e dal Sole. Praticamente tutto il calore viene dal Sole, ma alla fine è tutto irradiato nello spazio. Da una prospettiva geologica, il calore del Sole è importante perché guida dell'acqua superficiale, la pioggia e, quindi, l'erosione.



# Il calore della Terra

L'energia radiante proveniente dal Sole, in congiunzione con l'energia gravitazionale, determina quasi tutti i processi naturali che si verificano sopra o sopra la superficie terrestre. Il **Sole** incandescente **emette radiazioni** in una gamma molto ampia di lunghezze d'onda. La radiazione solare che raggiunge la Terra è per la maggior parte **riflessa** nello spazio, parte va nell'atmosfera ed è riflessa dalle nuvole o è **assorbita** e riflessa nello spazio. Una parte molto piccola **raggiunge la superficie**, dove è anche parzialmente riflessa, specialmente dalle superfici d'acqua che coprono i 3/4 del globo. Una parte viene assorbita (ad es. dalla vegetazione) e serve come fonte di energia per vari cicli naturali.



# Il calore della Terra

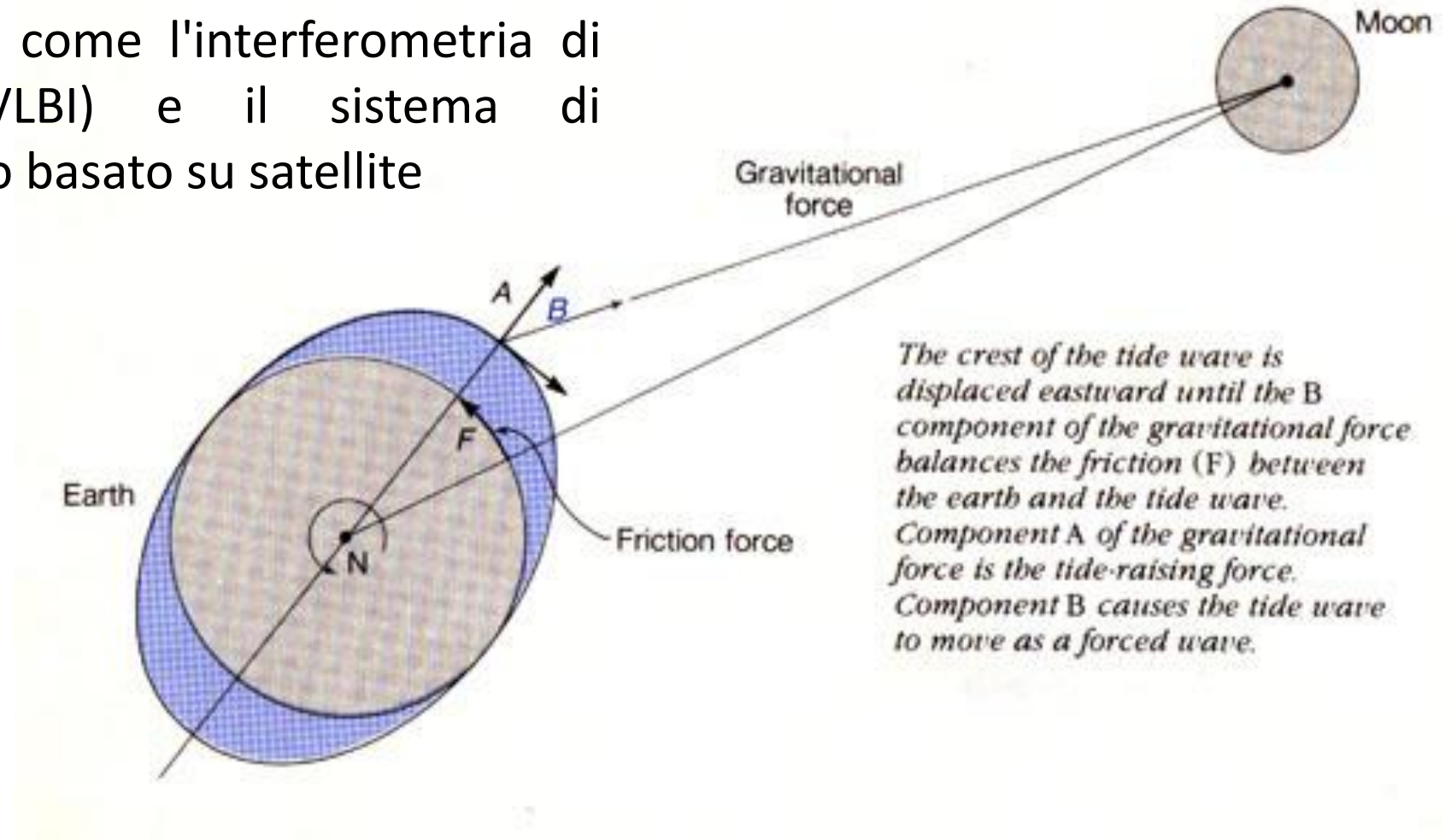
Una piccola frazione viene utilizzata per riscaldare la superficie terrestre, ma penetra solo a breve distanza, alcune decine di centimetri nel caso del ciclo giornaliero e poche decine di metri per le variazioni annuali. Di conseguenza, **l'energia solare ha un'influenza trascurabile sui processi terrestri interni**

Sistemi diversi come la generazione del campo magnetico terrestre (**CMT**) e il **movimento delle placche** litosferiche globali sono infine **alimentati dal calore interno della Terra**.

**La Terra sta costantemente perdendo calore dal suo interno**: la perdita di calore interno è molte volte maggiore dell'energia dispersa con altri mezzi, come la variazione della rotazione della Terra e l'energia rilasciata nei terremoti

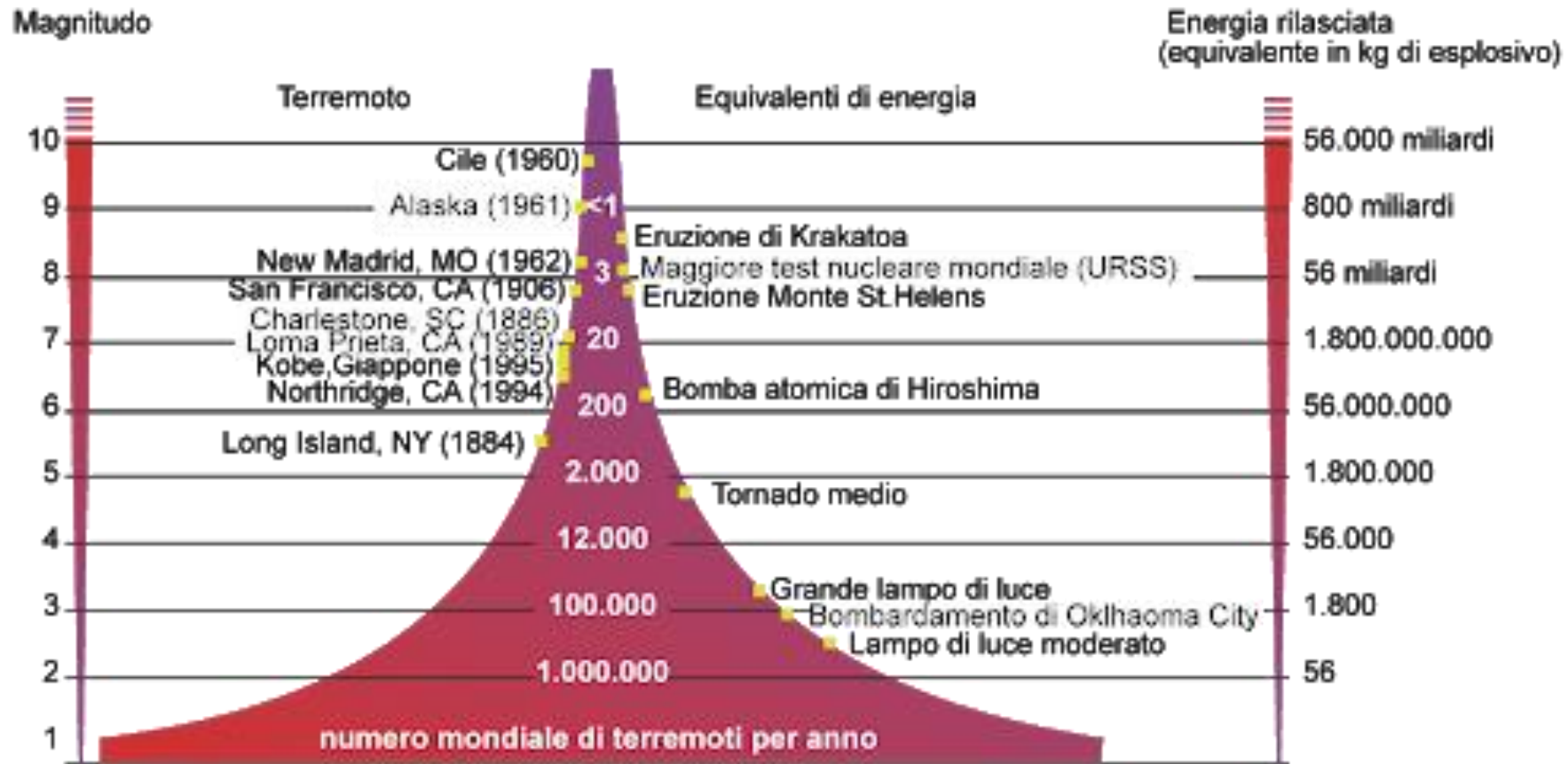
# Il calore della Terra

L'attrito mareale rallenta la rotazione della Terra e il cambiamento può essere monitorato accuratamente con tecnologie moderne come l'interferometria di base molto lunga (VLBI) e il sistema di posizionamento geodetico basato su satellite



# Il calore della Terra

L'energia elastica rilasciata in un terremoto può essere stimata in modo affidabile ed è noto che la maggior parte dell'energia viene rilasciata in alcuni grandi shock. Tuttavia, il numero annuale di grandi terremoti è molto variabile. Il numero con grandezza  $M_s \sim 7$  varia tra circa 10 e 40, fornendo stime del rilascio di energia annuale da circa  $5 \times 10^{17}$  J a  $4 \times 10^{11}$  J





# Il calore della Terra

Il **calore giunge alla superficie terrestre sia dal Sole che dall'interno della Terra**. I tassi di energia ricevuti da tutta la Terra sono:  $2 \times 10^{17}$  W dal Sole (circa  $4 \times 10^2$  W/m<sup>2</sup>), dall'interno invece  $4 \times 10^{13}$  W (circa  $8 \times 10^{-2}$  W/m<sup>2</sup>). Per confronto l'energia liberata dai terremoti è circa  $10^{11}$  W.

Poichè non è possibile misurare la temperatura in profondità, la **struttura termica della Terra** viene **dedotta estrapolando le misure** ottenute **vicino la superficie** da osservazioni sismologiche, dalla conoscenza della fisica delle alte pressioni e temperature, da modelli termici della Terra.

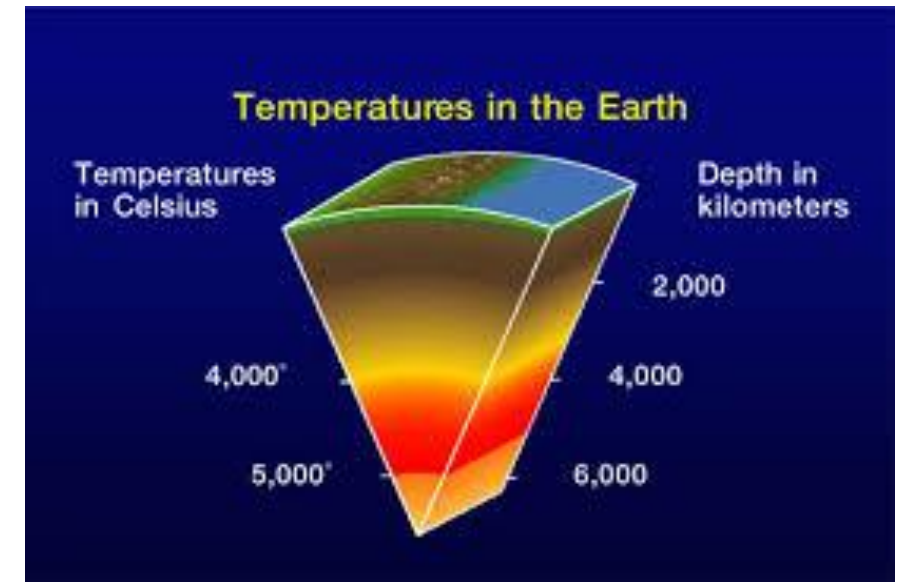


# Il calore della Terra

La **fonte di calore** per le intrusioni ignee, metamorfismo e tettonica è **interna alla terra**, ed è questa fonte interna che rappresenta la maggior parte dei fenomeni geologici.

Il sole e la biosfera hanno mantenuto la temperatura superficiale entro l'intervallo di stabilità dell'acqua liquida, 15-25° C mediata nel tempo geologico.

Dato questo vincolo, **il movimento del calore all'interno ha governato l'evoluzione geologica della Terra**, controllando la tettonica delle placche, l'attività ignea, il metamorfismo, l'evoluzione del nucleo e quindi il campo magnetico terrestre.





# Il calore della Terra

## Modi di propagazione del calore

La **conduzione** è il processo più significativo di trasporto del calore nei materiali solidi e quindi è molto importante nella crosta e nella litosfera. Tuttavia, è una forma inefficiente di trasporto del calore e quando le molecole sono libere di muoversi, come in un fluido o un gas, il processo di convezione diventa più importante.

Sebbene il mantello sia solido dal punto di vista del rapido passaggio delle onde sismiche, la temperatura è sufficientemente alta perché il mantello agisca come un fluido viscoso per lunghi intervalli di tempo. Di conseguenza, la **convezione** è una forma più importante di trasferimento di calore rispetto alla conduzione nel mantello.

# Il calore della Terra

## Modi di propagazione del calore

La **convezione** è anche la forma più importante di trasporto del calore nel nucleo fluido, dove i relativi cambiamenti nel campo geomagnetico mostrano che il ricambio del fluido del nucleo è rapido in termini geologici.

La **radiazione** è il processo meno importante di trasporto del calore sulla Terra. È significativo solo nelle regioni più calde del nucleo e del mantello inferiore. L'assorbimento di energia radiante da parte della materia aumenta la sua temperatura e quindi il gradiente di temperatura. Quindi, la radiazione termica può essere presa in considerazione come una modifica della capacità del materiale di trasferire calore per conduzione.

# Il calore della Terra

In contrasto con le distribuzioni radiali di densità, velocità sismica e parametri elastici, che sono noti con una buona misura di affidabilità, **la nostra conoscenza della temperatura all'interno della Terra è ancora imprecisa**. La temperatura può essere misurata solo nelle immediate vicinanze della superficie terrestre, in pozzi e miniere profonde.

Le temperature in prossimità della superficie aumentano rapidamente con la profondità di circa  $30^\circ / \text{km}$ . A questo ritmo, l'estrapolazione lineare darebbe una temperatura di circa 200.000 K al centro della Terra. Questa è maggiore della temperatura della superficie del Sole ed è irrealisticamente alta.

Le condizioni di alta temperatura e pressione nel profondo interno della terra possono essere dedotte da esperimenti e le temperature adiabatiche e del punto di fusione possono essere calcolate con ipotesi ragionevoli. Tuttavia, **il profilo temperatura-profondità è poco conosciuto e le temperature ipotizzate hanno oscillato ampiamente.**

# Il calore della Terra

I **limiti** sono **posti alla temperatura effettiva dallo stato fisico noto** dell'interno della Terra dedotto dalla sismologia:

- temperatura nel nucleo interno solido deve essere inferiore al punto di fusione
- temperatura del nucleo esterno fuso è superiore al punto di fusione

Allo stesso modo:

- la temperatura nel mantello solido e nella crosta è inferiore al punto di fusione.

L'astenosfera ha una bassa rigidità perché la sua temperatura si avvicina al solidus (“punto di fusione”).

La relazione tra la temperatura effettiva e il punto di fusione determina il modo in cui le diverse parti dell'interno della Terra si comportano reologicamente.

# Il calore della Terra

Le energie della decelerazione delle maree e dei terremoti sono piccole frazioni del **flusso geotermico**, che è **la più importante forma di energia che ha origine nel corpo della Terra**.

Il calore interno della Terra deriva da diverse fonti: negli ultimi 4 Ga circa il calore della Terra è stato ottenuto da due fonti principali:

- A) Uno è il **raffreddamento della Terra sin dall'inizio della sua storia**, quando le temperature interne erano molto più alte di adesso.
- B) L'altro è il **calore prodotto dal decadimento degli isotopi radioattivi a lunga vita**. Questa è la principale fonte del calore interno della Terra, che a sua volta alimenta tutti i processi geodinamici.

# Il calore della Terra

Gli **elementi radioattivi** che contribuiscono per la maggior parte alla generazione di calore interna alla Terra sono **l'uranio ( $U^{238}$ ,  $U^{235}$ )**, **il torio ( $Th^{232}$ )** ed **il potassio ( $K^{40}$ )**. Sebbene presenti nella crosta in piccolissime quantità (parti per milione per U, Th e parti per cento per K) e nel mantello per due ordini di grandezza di meno, la loro produzione è notevole. La produzione di calore radiogenico è la seguente:

U ( $^{235}U+^{238}U$ )	$9.810 \times 10^{-5}$ (W/kg)
Th ( $^{232}Th$ )	$2.638 \times 10^{-5}$
K ( $^{40}K$ )	$3.45 \times 10^{-9}$

Il tasso di generazione di calore è comunque influenzato dalla produzione del mantello (volume) e solo un quinto è generato nella crosta.

Il calore totale prodotto dalla crosta e dal mantello è di circa  $2 \times 10^{13}$  W.



# Il calore della Terra

## Produzione di calore per alcuni tipi di roccia ( $\mu\text{Wm}^{-3}$ )

Granito  
Basalto tholeitico  
Basalto alcalino  
Peridotite  
Crosta contin. sup.  
Crosta oceanica  
Mantello non impoverito

2.5  
0.08  
0.5  
0.006  
1.0  
0.5  
0.02

Concentrazione (in massa) degli isotopi e produzione di calore radiogenico nelle rocce più comuni

	U	Th	K	A ( $\text{W/m}^3$ )
Granito	$4 \times 10^{-6}$	$1.5 \times 10^{-5}$	$3.5 \times 10^{-2}$	$2.46 \times 10^{-6}$
Basalto	$1 \times 10^{-7}$	$4 \times 10^{-7}$	$2 \times 10^{-3}$	$8.18 \times 10^{-8}$
Peridotite	$6 \times 10^{-9}$	$4 \times 10^{-8}$	$1 \times 10^{-4}$	$6.56 \times 10^{-9}$

# Il calore della Terra

Come si misura il flusso di calore

Misure in aree oceaniche:

Il fondale oceanico è coperto di sedimenti debolmente compattati.

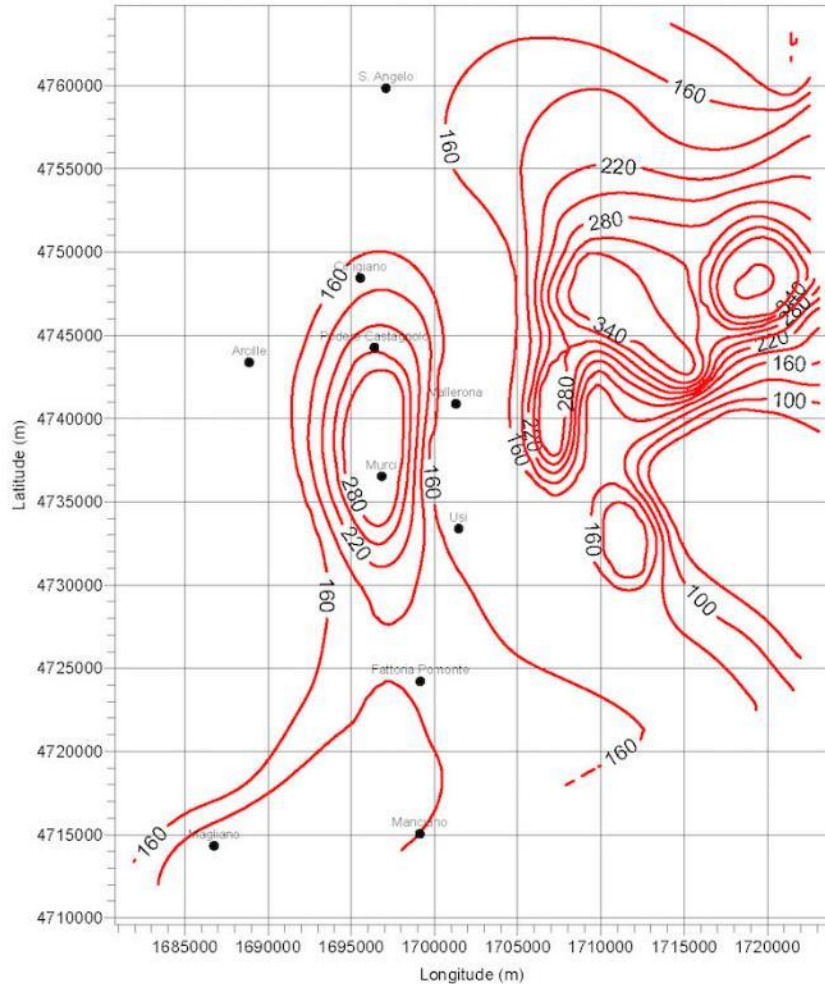
Una sonda con termostati viene fatta scendere da una nave. La sonda è grande ca 3m.

Non sono necessarie troppe misure perché la temperatura del fondale è fissa (1-2 °C) e corrisponde alla temperatura alla quale la densità dell'acqua è massima (2°C).

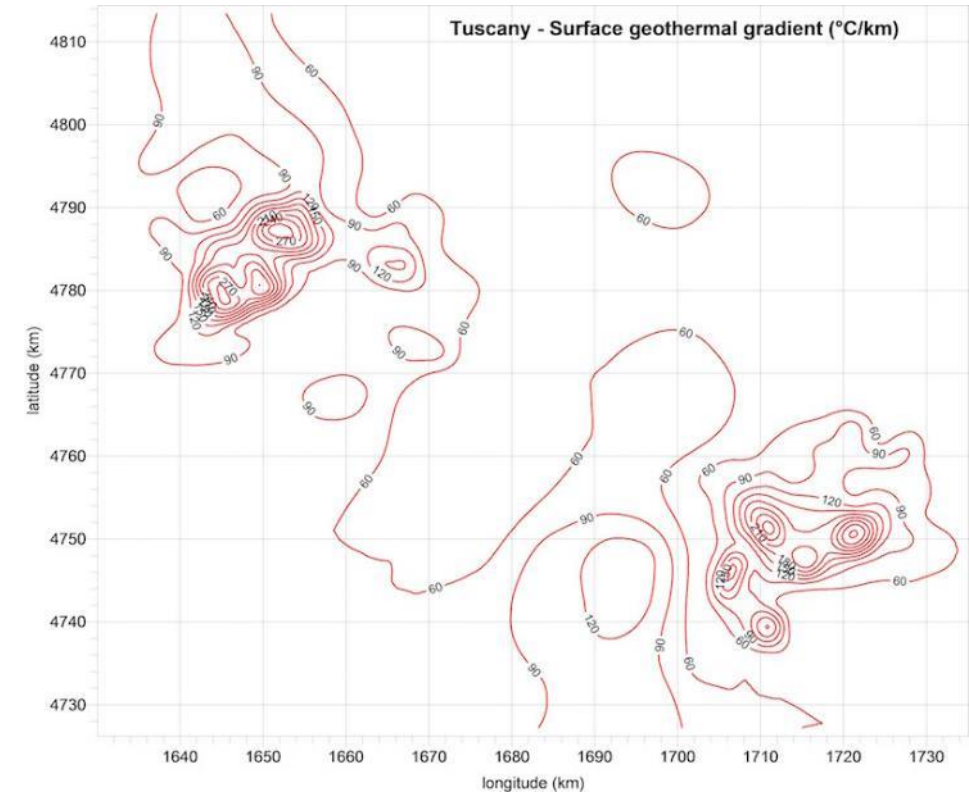
La variazione dipende dalla salinità.

La **conducibilità termica** viene direttamente misurata attraverso la sonda grazie ad un riscaldatore. La misura del flusso di calore e del gradiente termico fornisce una stima della conducibilità.

# Il calore della Terra



Carta del flusso di calore dell'area ad Ovest del Monte Amiata. Sono indicati i pozzi di gradiente misurati durante la prospezione geotermica



Carta dei gradienti geotermici della Toscana nell'area comprendente i campi geotermici di Larderello e Monte Amiata



# Il calore della Terra

Deep temperatures and surface heat flow distribution

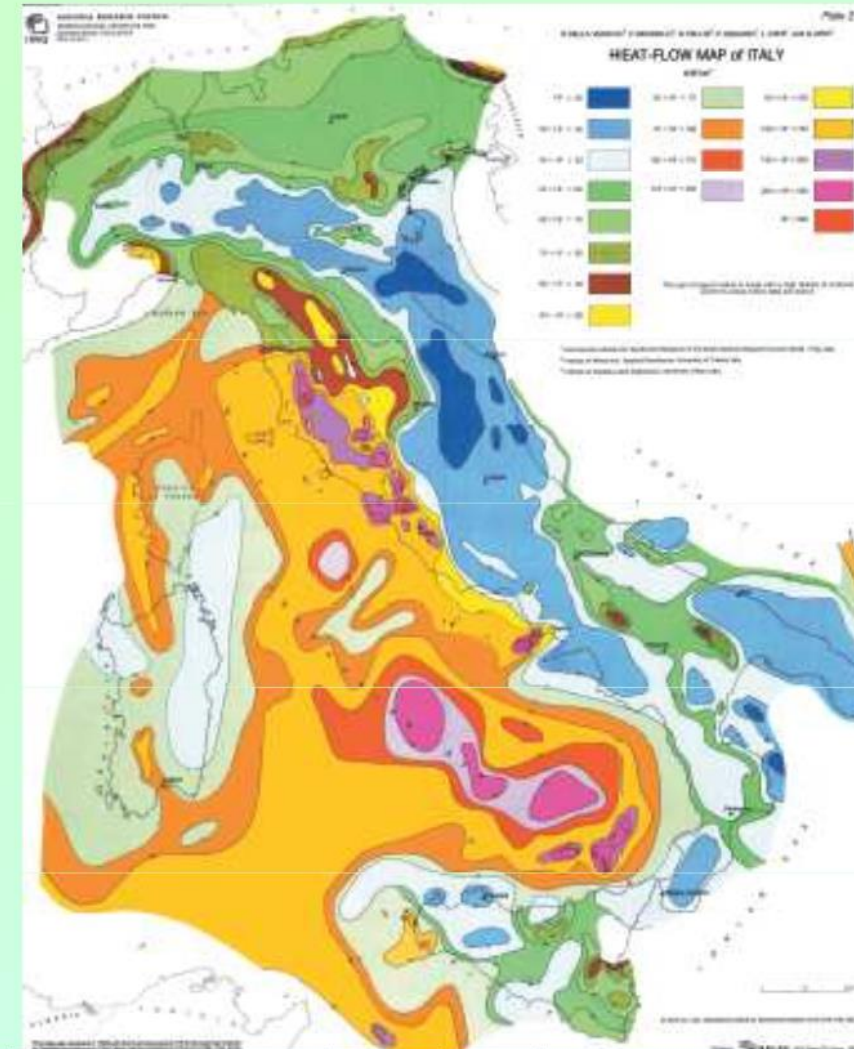
75



Figure 7.7 Average values of the undisturbed conductive heat flow ( $\text{mW m}^{-2}$ ) for the main tectonic provinces of Italy, estimated from well data and 1-D thermal modelling.



## %1. Inquadramento geotermico dell'Italia



### 1.2) Flusso di calore

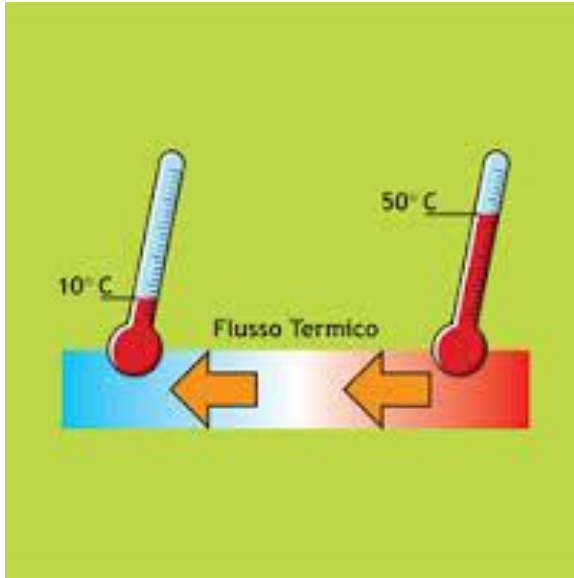
Si riconoscono nel territorio italiano due principali settori a regime termico diverso:

- uno settentrionale ed orientale (Alpi, catena appenninica, e regioni adriatica e ionica) con valori di flusso di  $20\div 80 \text{ mW/m}^2$  ;
- l'altro occidentale e tirrenico, con valori di flusso da  $100$  a  $450 \text{ mW/m}^2$  .

Moderati valori di flusso ( $100\div 150 \text{ mW/m}^2$ ) si trovano nel Canale di Sicilia (Pantelleria e dintorni) ed in Sardegna (Campidano e fascia a Nord di esso fino a Sassari), sempre collegati a *strutture di rift*.

Tutti i valori di cui sopra vanno raffrontati con quello medio mondiale del flusso di calore terrestre:  $60 \text{ mW/m}^2$ .

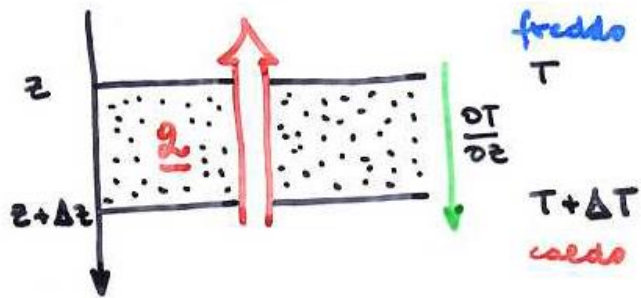
# Il calore della Terra



Il **flusso di calore** ha ovviamente **direzione opposta** a quella del **gradiente di temperatura** (il calore si propaga da regioni calde a quelle fredde, per cui il segno meno).

Poichè nella **Terra** la temperatura aumenta con la profondità, **il flusso di calore è diretto verso la superficie**. Il flusso di calore viene misurato indirettamente, misurando:

1. Il gradiente termico (verticale)
2. La conduttività termica



Il **flusso di calore** è essenzialmente **verticale**, poichè le variazioni laterali di temperatura nella Terra sono trascurabili rispetto alle verticali. Sino alle profondità raggiungibili con le moderne tecniche di perforazione, il **gradiente geotermico medio** è  $2.5^{\circ}-3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ .

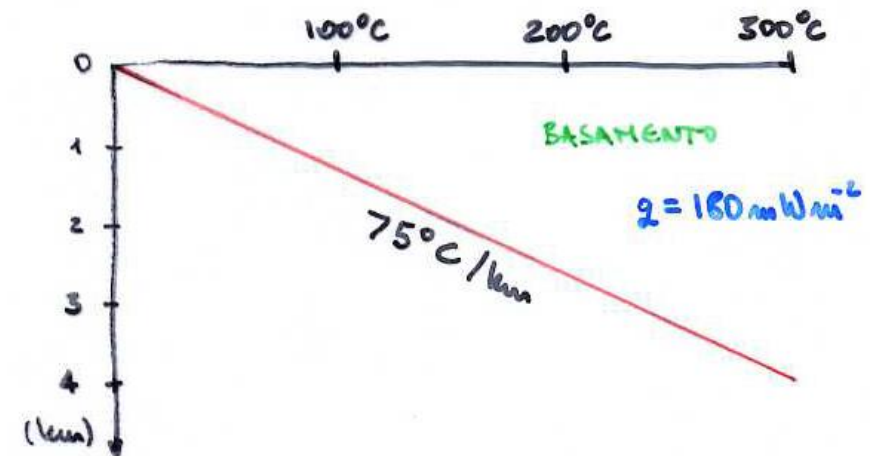
# Il calore della Terra

Gradiente termico con il flusso di calore sono due concetti ben diversi. **In assenza di sorgenti di calore, il flusso di calore è essenzialmente costante con la profondità** (altrimenti si avrebbe accumulo o sottrazione di calore in certi strati modificandone la temperatura). **Il gradiente termico invece può variare con la profondità, se la conduttività termica non è costante.**

Esempio: A che profondità la temperatura è di 300°C?

In una zona con rocce esposte in superficie abbiamo  $q=180\text{mWm}^{-2}$  e la conduzione termica delle rocce è  $k=2.4\text{W/m}^\circ\text{C}$ . Pertanto il gradiente termico risulta:  
 $\partial T/\partial z=q/k=75^\circ\text{C/km}$

Ed assumendo la temperatura di superficie di 0°C, la temperatura di 300°C si troverà a 4km di profondità.

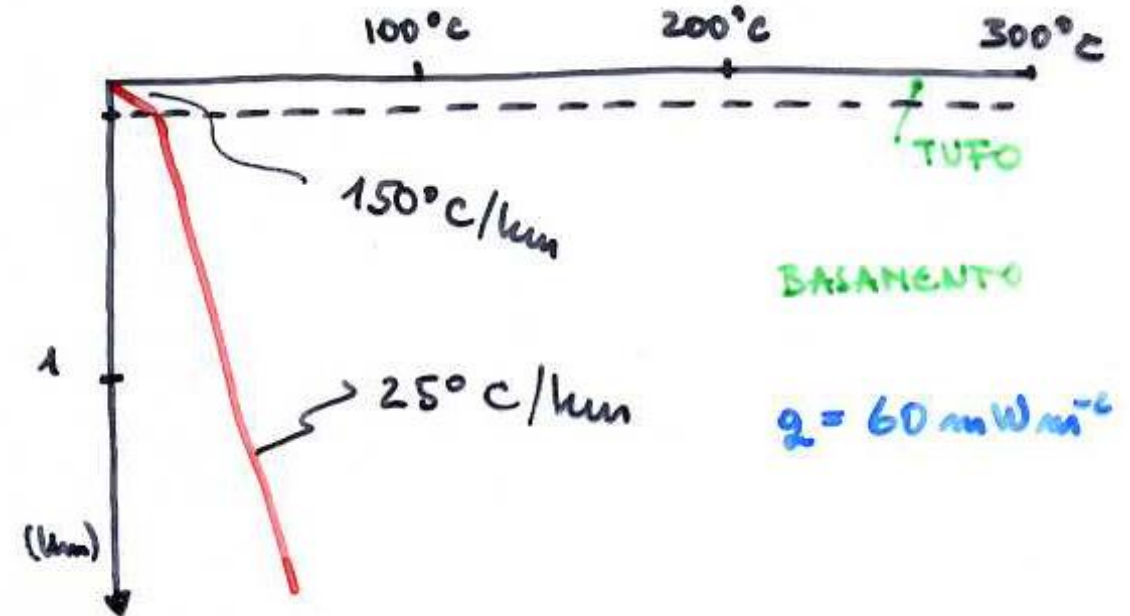




## Il calore della Terra

Supponiamo però che in una località vicina i primi 100 m siano composti da tufo vulcanico con  $k=0.4\text{mW/m}^\circ\text{C}$  e  $q=60\text{Wm}^{-2}$ . Il gradiente termico del tufo risulta essere  $150^\circ\text{C/km}$ , mentre supponendo il basamento uguale a prima (con  $k=2.4\text{W/m}^\circ\text{C}$ ), il gradiente risulta essere  $25^\circ\text{C/km}$  sotto di esso.

Per cui alla base del tufo la temperatura sarà di  $15^\circ\text{C}$  e per avere un incremento di altri  $285^\circ\text{C}$  con un gradiente di  $25^\circ\text{C/km}$ , occorrono ancora 11.4 km, per cui la temperatura di  $300^\circ\text{C}$  si troverà a 11.5 km di profondità.



# Il calore della Terra

## Geoterme di equilibrio

La curva indicante la **variazione della temperatura con la profondità** è detta **geoterma**. La temperatura in una colonna di roccia dipenderà da **fattori interni** (conduttività, calore specifico, densità, generazione di calore) ed **esterni** (flusso di calore alla base, temperatura di superficie, eventuali erosioni e deposizioni). Per un flusso di calore costante, la colonna raggiunge un equilibrio termico ( $\partial T/\partial t=0$ ), per cui

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = -\frac{A}{k}$$

L'equazione in caso di stazionarietà (cioè la temperatura non cambia nel tempo)

Per trovare  $T(z)$  dobbiamo integrare l'equazione due volte e determinare due costanti di integrazione (mediante due condizioni al contorno). Assumendo la superficie libera a  $z=0$ , le due condizioni possono essere:

1.  $T=0$  per  $z=0$
2.  $q=-q_0=-k\partial T/\partial z$  per  $z=0$

# Il calore della Terra

Integrando una volta abbiamo:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{A}{k} z + c_1$$

E dalla seconda condizione al contorno otteniamo:

$$c_1 = \frac{q_0}{k}$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{A}{k} z + \frac{q_0}{k}$$

Integrando nuovamente:

$$T(z) = -\frac{A}{2k} z^2 + \frac{q_0}{k} z + c_2$$

Temperatura nella colonna di roccia

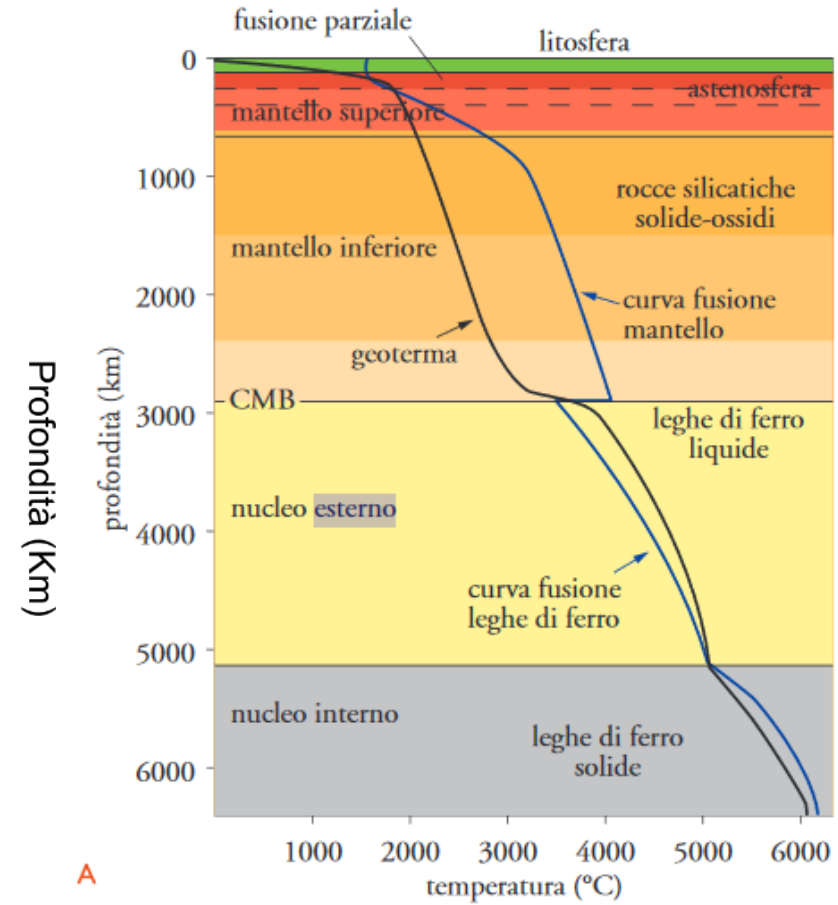
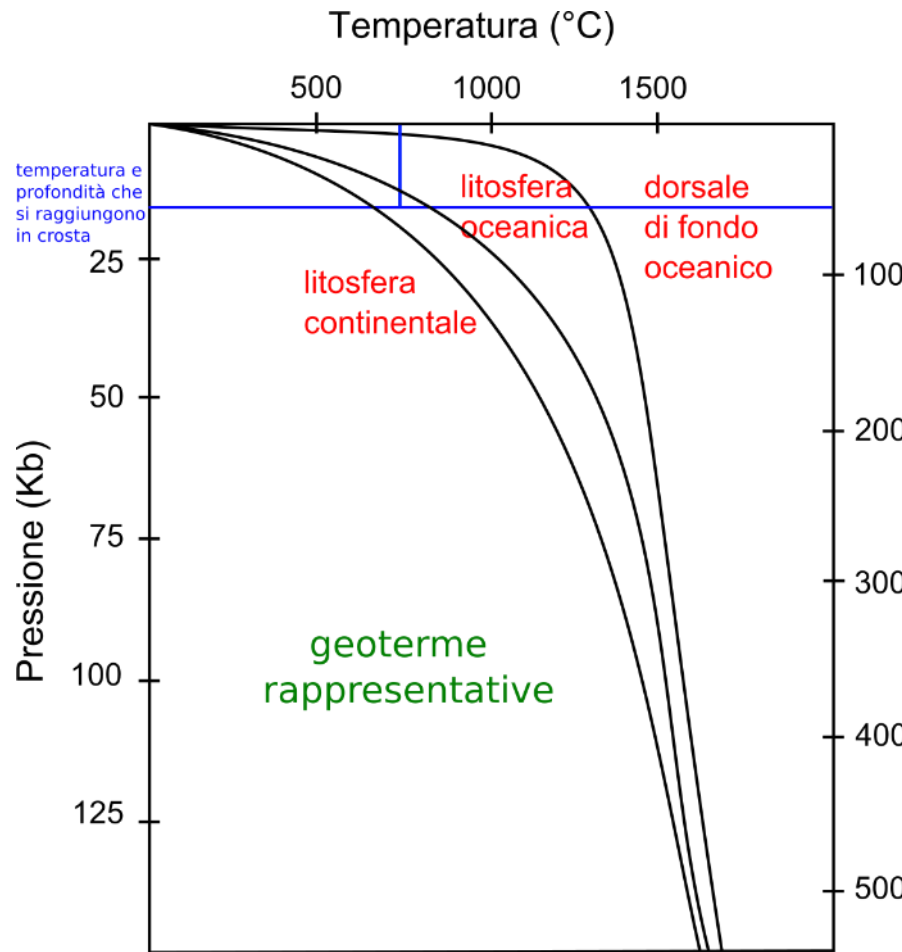
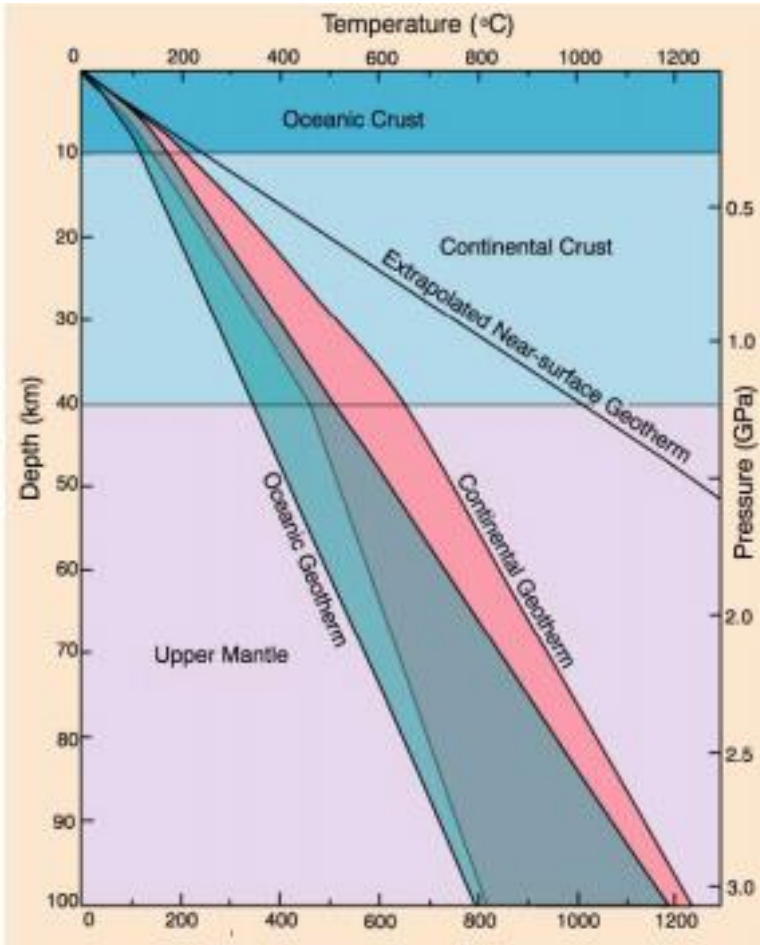
E dalla prima condizione al contorno  $T(0)=0$  otteniamo  $c_2$  quindi:

$$T(z) = -\frac{A}{2k} z^2 + \frac{q_0}{k} z$$

Nel caso la seconda condizione al contorno assegni un dato flusso di calore alla base della colonna  $q(z=d)=-q_d$ , la geoterma sarà data da:

$$T(z) = -\frac{A}{2k} z^2 + \left( \frac{q_d + A_d}{k} \right) z$$

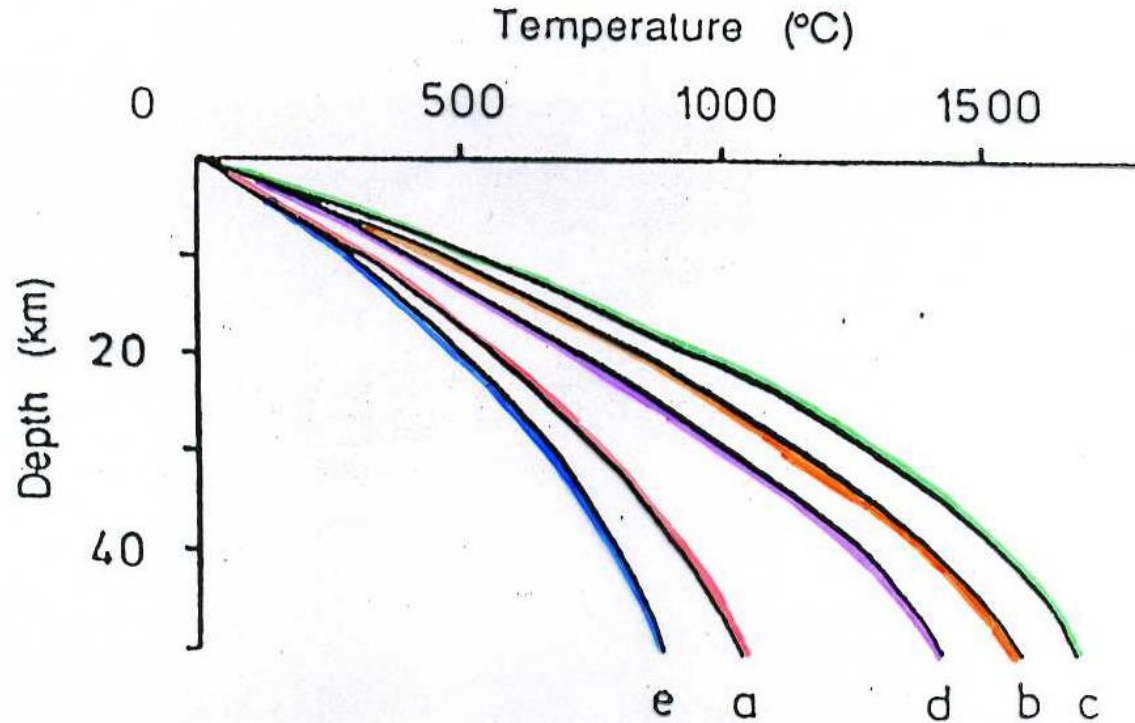
# Il calore della Terra



A

# Il calore della Terra

Variazioni della geoterma per variazioni di conduttività, generazione radioattiva di calore, flusso di calore alla base



$$*T(z) = -\frac{A}{2k} z^2 + \left( \frac{q_d + A_d}{k} \right) z$$

Geoterme di equilibrio calcolate dall'eq (\*) per una colonna di roccia spessa 50 km.

**Curva a:** modello standard con conduttività  $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ , generazione di calore radioattiva  $1.25\mu\text{Wm}^{-3}$  e flusso di calore alla base  $21 \times 10^{-3} \text{ Wm}^{-2}$ .

**Curva b:** modello standard con **conduttività diminuita** a  $1.7 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ .

**Curva c:** modello standard con generazione di calore **radioattiva aumentata** a  $2.5\mu\text{Wm}^{-3}$ .

**Curva d:** modello standard con **flusso di calore alla base aumentato** a  $42 \times 10^{-3} \text{ Wm}^{-2}$ .

**Curva e:** modello standard con **flusso di calore alla base diminuito** a  $10.5 \times 10^{-3} \text{ Wm}^{-2}$ . (Da Nisbet e Fowler, 1982).

# Il calore della Terra

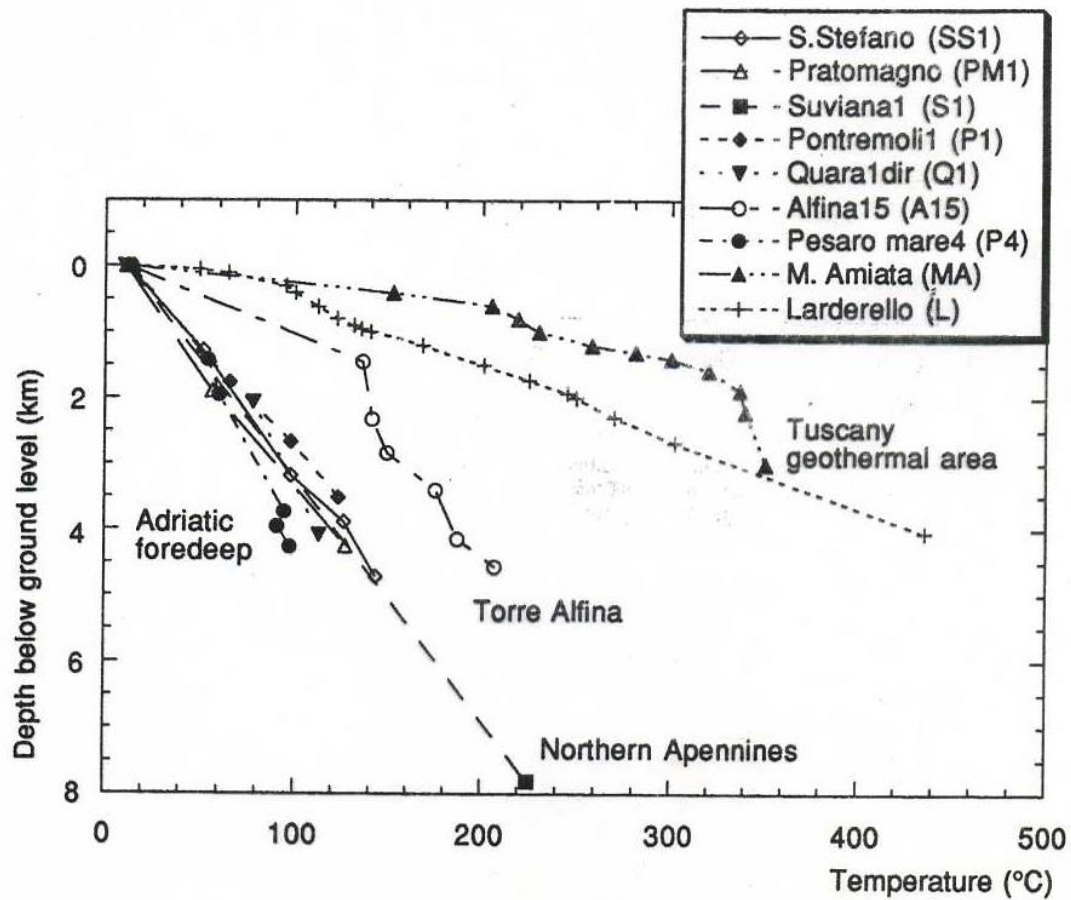
## Scala dei tempi nella conduzione di calore

Strutture geologiche giovani come le **catene montuose** recenti **non** sono di solito **in equilibrio termico**. Siccome la conduzione delle rocce è piccola, ci vogliono parecchi milioni di anni per raggiungere un nuovo equilibrio termico.

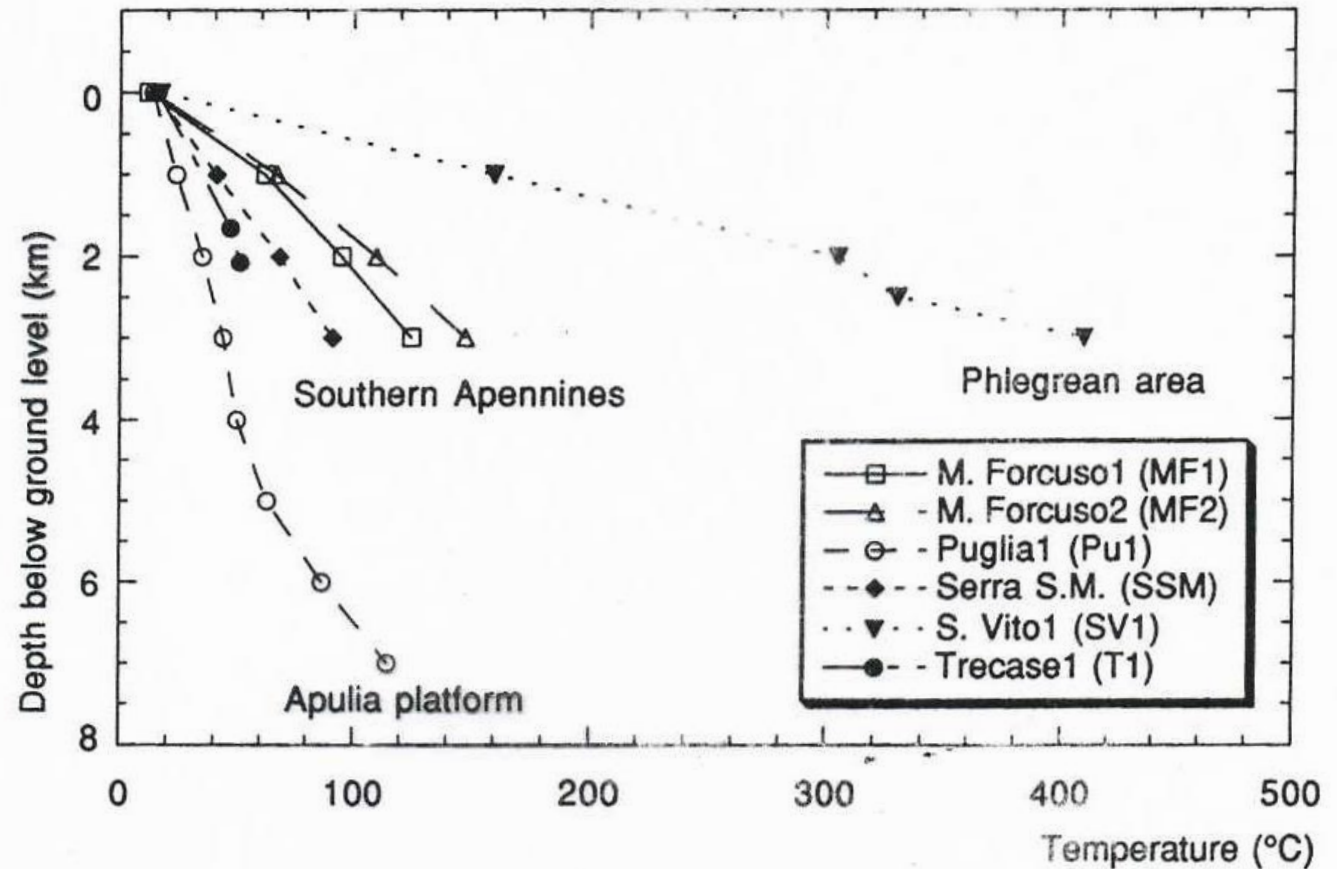
Se nell'esempio precedente il flusso di calore passasse da 21 a  $42 \times 10^{-3} \text{ Wm}^{-2}$  (dalla curva a alla curve d), la temperatura nella colonna salirebbe lentamente. Se supponiamo la temperatura iniziale a 20 km di profondità pari a  $567^\circ\text{C}$ , dopo 20Ma l'incremento del flusso di calore salirebbe a  $580^\circ\text{C}$ , e solo dopo 100Ma la temperatura raggiungerebbe  $700^\circ\text{C}$ , vicino al nuovo valore di equilibrio di  $734^\circ\text{C}$ .



# Il calore della Terra



**Figure 7.5** Temperature distribution with depth in the Northern Apennines. The thermal gradients increase from the Adriatic foredeep areas towards the inner (Tuscany) areas. Tuscany and Torre Alfina geotherms are affected by upward convective fluid migration. The location of the boreholes is shown in Figure 7.2.



**Figure 7.6** Temperature distribution with depth in the Southern Apennines. The thermal gradients increase from the foreland Apulia platform towards the inner areas of the orogen. The geotherms in the Southern Apennines and Phlegrean area are comparable with the Northern Apennines and Tuscany geothermal area, respectively. The locations of the boreholes are shown in Figure 7.2.

# Il calore della Terra

## Scala dei tempi nella conduzione di calore

Dalla costante di diffusività ( $k$ , che ha dimensioni  $m^2/s$ ), possiamo definire un **tempo di diffusione caratteristico**

$$\tau = \frac{l^2}{K}$$

Che indica il **tempo necessario per un cambio di temperatura a propagarsi per una lunghezza  $l$  in un mezzo con diffusività termica  $\kappa$** . Similarmente la distanza di diffusione termica caratteristica

$$l = \sqrt{K\tau}$$

indica la distanza su cui un cambio di temperatura si propaga nel tempo  $\tau$ . ***Ci vorrebbero varie decine di milioni d'anni affinché un cambiamento termico si propagasse da una zona di subduzione ( $l=100km$ ) in superficie, se tutto il calore fosse trasferito per conduzione.*** Pertanto processi di fusione ed intrusione (**convezione**) sono importantissimi per il trasferimento di calore in zone di subduzione.

# Il calore della Terra

## Perdita di calore su scala mondiale

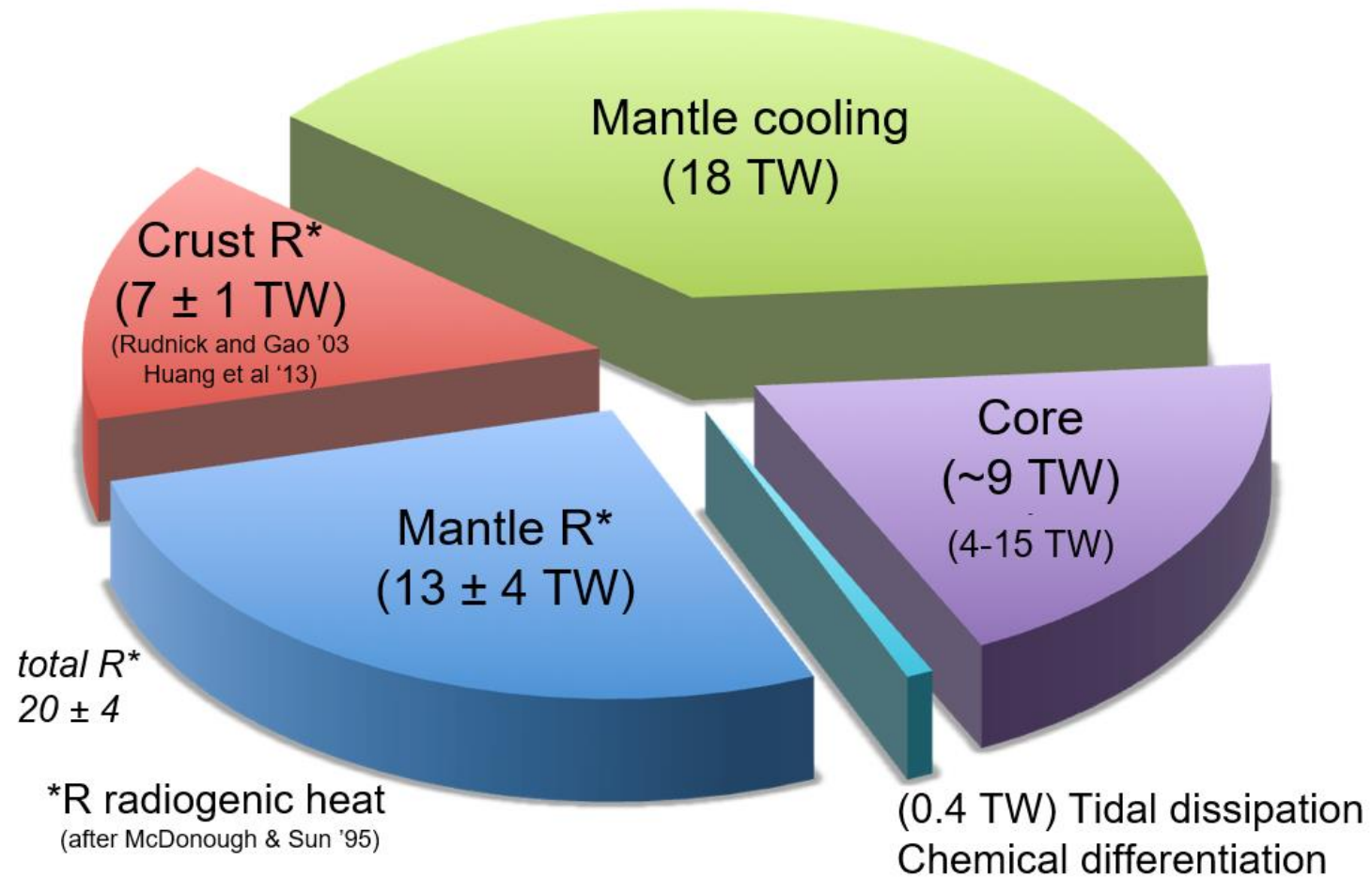
Attualmente il **calore della terra** è stimato in  $4.2 \times 10^{13} \text{W}$ . Il **73% è perduto attraverso gli oceani** (che rappresentano il 60% della superficie terrestre). La maggior parte della perdita è **dovuta alla creazione ed al raffreddamento della litosfera oceanica** che si allontana dalle dorsali.

**La tettonica a zolle è pertanto primariamente dovuta alla Terra che si raffredda**: il tasso medio di generazione delle zolle è determinato da un equilibrio tra calore totale generato all'interno e calore rilasciato attraverso la superficie.

Nell'Archeano (>2500 Ma) si pensa che la Terra fosse molto più calda e di conseguenza le zolle si muovevano molto più velocemente ( $\approx 50 \text{cm/a}$ ). **Il maggior calore era dovuto non solo alla maggiore produzione radioattiva** (da 3 a 4x maggiore) ma anche alla **radioattività  $^{26}\text{Al}$ , molto energetica e di breve durata**, ed all'energia gravitazionale dissipata durante l'accrezione della Terra.

# Il calore della Terra

Earth's surface heat flow  $46 \pm 3$  TW



after Jaupart et al 2008 *Treatise of Geophysics*

# Il calore della Terra

I valori del flusso di calore dipendono dall'età della crosta sottostante:

**negli oceani:** valori maggiori lungo le dorsali, minori nei bacini oceanici profondi;

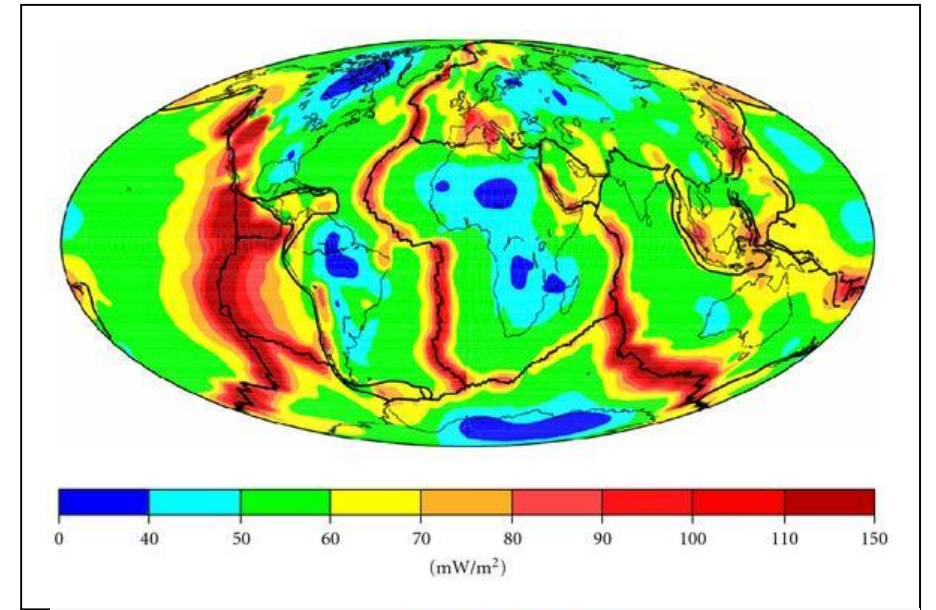
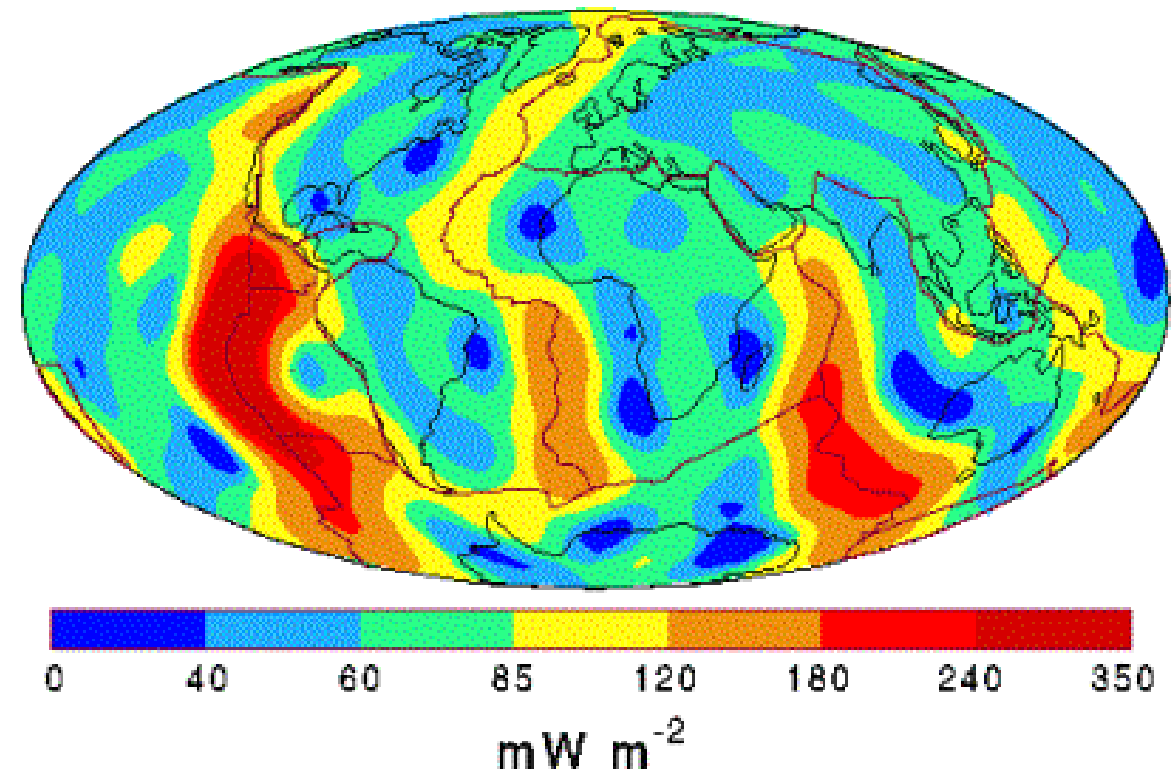
**nei continenti:** valori maggiori in regioni ad attività tettonica recente, minori nelle regioni stabili (scudi precambriani).

	Superficie ( $10^6 \text{ km}^2$ )	Flusso calore medio ( $10^{-8} \text{ W m}^{-2}$ )	Calore perso ( $10^{12} \text{ W}$ )
Continenti e margini continentali	201	57	11.6
Oceani e bacini	309	99	30.4
TOTALE	510	82	42.0

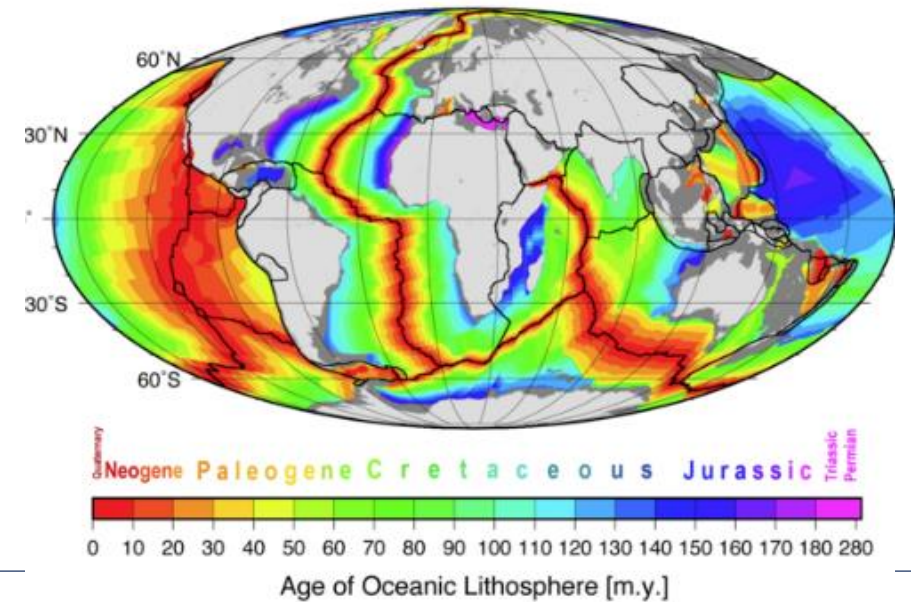


# Il calore della Terra

## Heat Flow



Flusso di calore



Età del fondale



# Il calore della Terra

Flusso di calore medio della Terra:

$$8.2 \cdot 10^{-2} \frac{W}{m^2}$$

Flusso di calore medio della crosta continentale:

$$5.7 \cdot 10^{-2} \frac{W}{m^2}$$

Flusso di calore medio della crosta oceanica:

$$9.9 \cdot 10^{-2} \frac{W}{m^2}$$

Conducibilità termica delle rocce cristalline:

$$1.7 - 4 \frac{W}{m K}$$

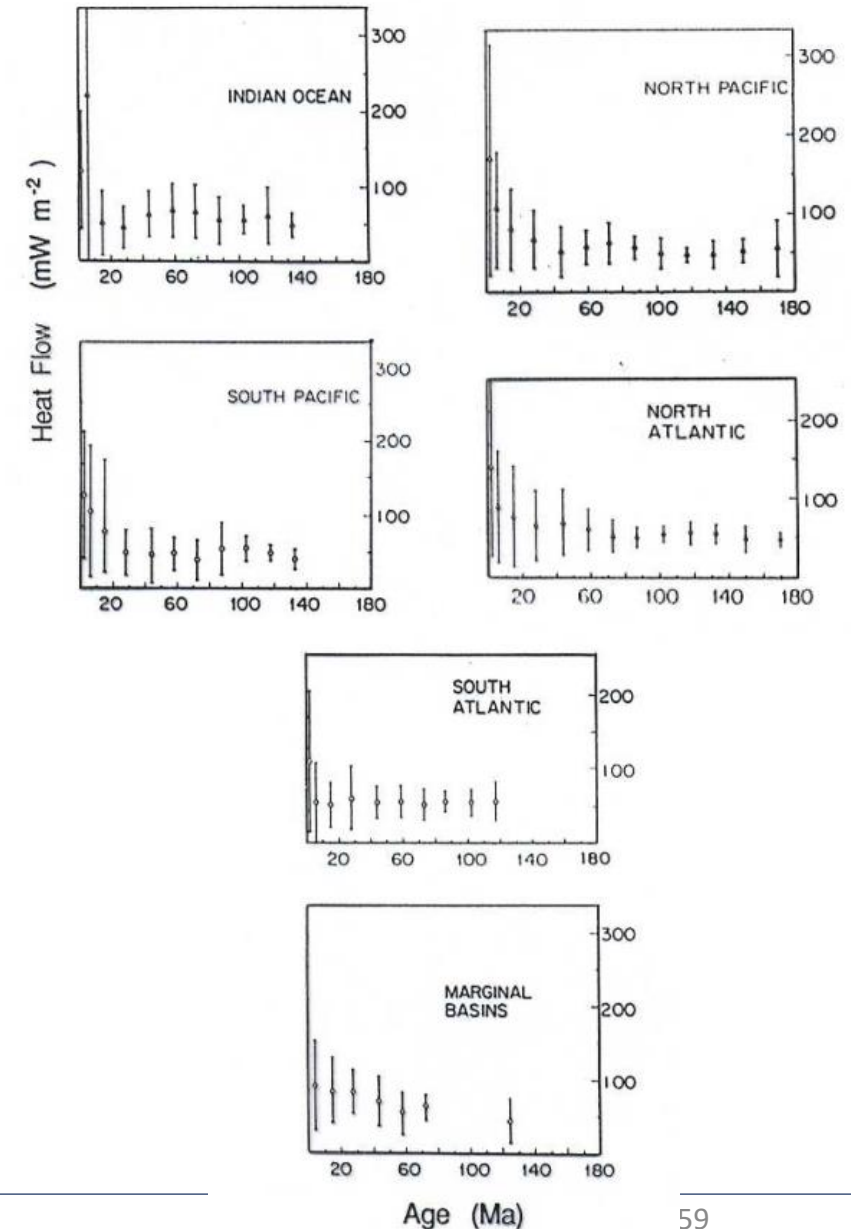
# Il calore della Terra

Il flusso di calore oceanico

A sinistra è plottato il **flusso di calore medio degli oceani e bacini verso l'età della litosfera oceanica corrispondente**. I valori **maggiori** (ma con barre di errore grandi) si trovano nelle **parti oceaniche giovani**, mentre i valori più bassi (e più precisi) nelle parti vecchie.

La notevole **dispersione** in prossimità delle **dorsali** è dovuta a misure imprecise a causa della **circolazione idrotermica dell'acqua marina attraverso la crosta** (il repentino raffreddamento di magma provoca contrazione e fratture attraverso le quali entra l'acqua che raffredda il mezzo).

D'altro canto i sedimenti di mari profondi sono poco permeabili e, con spessore sufficiente, diventano facilmente impermeabili all'acqua. Nelle parti oceaniche con elevata sedimentazione (più vecchie), le misure sono più precise.



# Il calore della Terra

Plottando solo i **valori** provenienti da **zone oceaniche ben sedimentate**, le osservazioni concordano con le stime teoriche: raffreddandosi la zolla oceanica aumenta di densità e, se compensata isostaticamente, aumenta la profondità degli oceani con l'età.

Si osservano le seguenti leggi empiriche:

$$\text{Età} < 70 \text{ Ma} \quad d = 2.5 + 0.35t^{1/2}$$

$$\text{Età} > 70 \text{ Ma} \quad d = 6.4 - 3.2e^{-t/62.8}$$

con **d la profondità batimetrica** in km e t l'età in Ma.

Per il flusso di calore valgono relazioni simili:

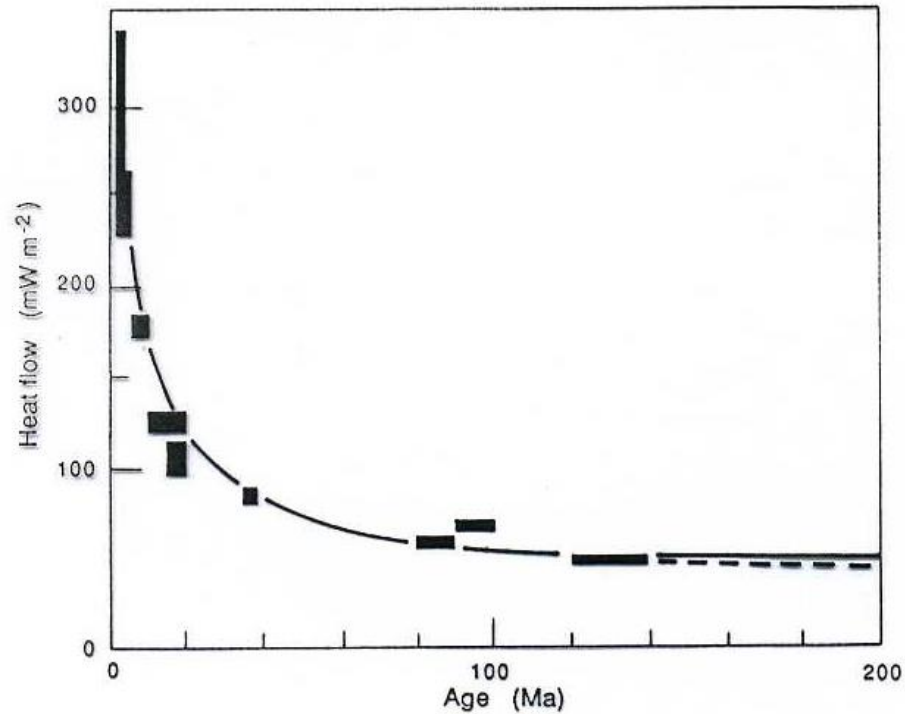
$$\text{Età} < 120 \text{ Ma} \quad q = 473t^{-1/2}$$

$$\text{Età} > 120 \text{ Ma} \quad q = 33.5 - 67e^{-t/62.8}$$

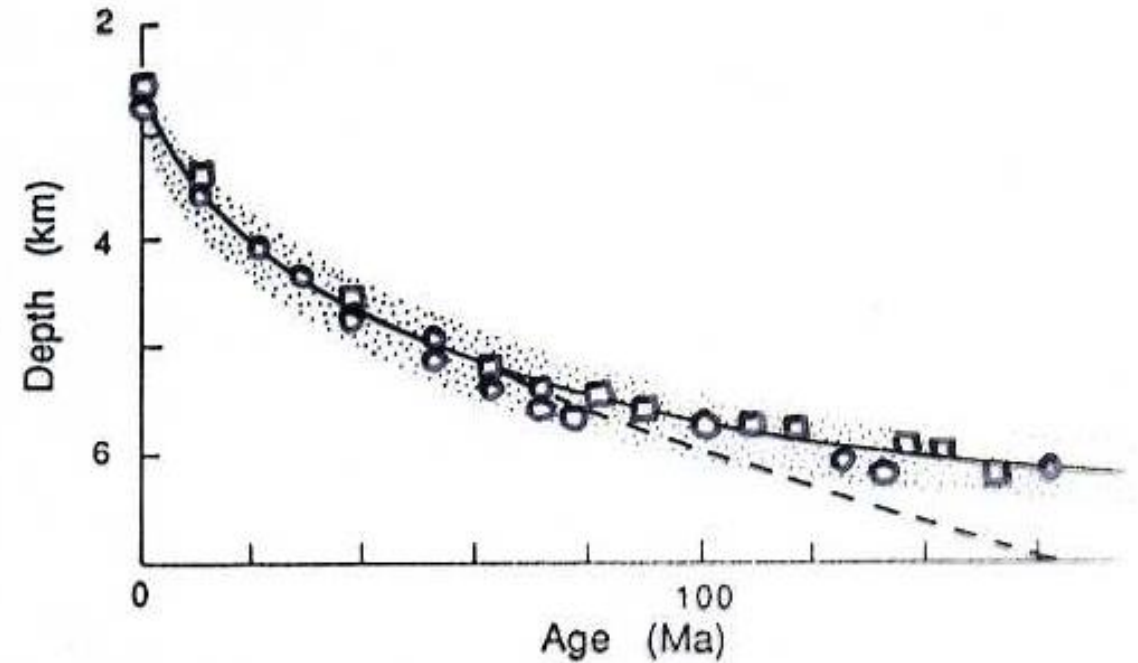
con **q il flusso di calore** in  $10^{-3} \text{Wm}^{-2}$  e t l'età in Ma.

**Principio isostatico**: applicazione alla geologia del principio di Archimede -> l'isostasia è un fenomeno di equilibrio gravitazionale che si verifica sulla Terra tra la crosta e il sottostante mantello litosferico -> Se una porzione di crosta aumenta di peso (o diventa più densa) sprofonda, mentre se diventa più leggera (o meno densa) si solleva

# Il calore della Terra



Flusso di calore medio per aree ben sedimentate del Nord Pacifico e Nord Atlantico, plottato verso l'età. **Curva solida: valore predetto del modello a piastra; curva tratteggiata: valore predetto del mantello con strato termico di confine.**



Profondità media per il Nord Atlantico (quadrati) e il Nord Pacifico (cerchi) plottata verso l'età. I puntini indicano la dispersione. **Le curve solida e tratteggiata indicano i valori predetti dal mantello a piastra e dal mantello con strato termico di confine.**

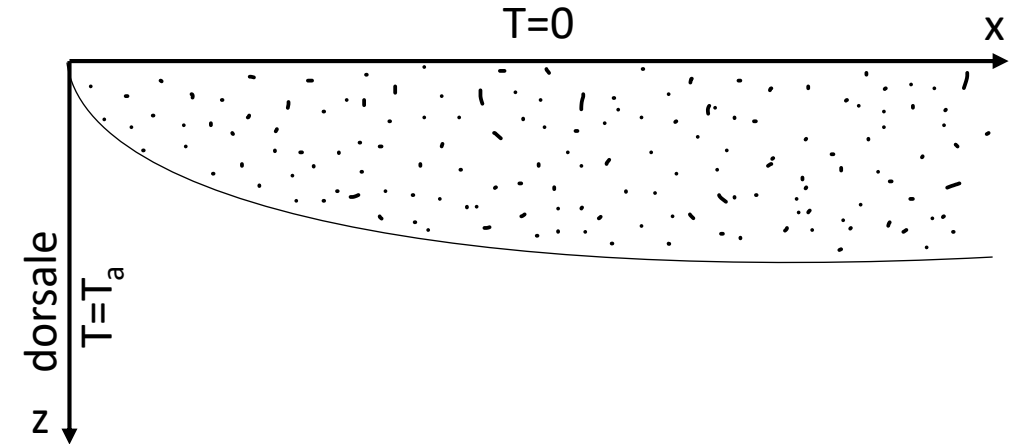
# Il calore della Terra

Modelli di generazione e raffreddamento delle zolle

## A) Semispazio omogeneo in raffreddamento

Se assumiamo 1) che la litosfera sia astenosfera raffreddata, 2) che non ci sia generazione di calore, 3) che alla dorsale la temperatura sia  $T=T_a$  e alla superficie libera  $T=0$  e 4) che tutto sia in equilibrio termico, poiché le zolle si muovono dobbiamo considerare l'equazione dell'advezione, cioè della conduzione in 2D in un mezzo in movimento e l'equazione del flusso di calore in superficie sarà:

$$q(t) = -k \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = -\frac{kT_a}{\sqrt{\pi k t}}$$



Che conferma la dipendenza del flusso di calore con  $t^{-1/2}$

# Il calore della Terra

Modelli di generazione e raffreddamento delle zolle

## B) Modello con strato di confine

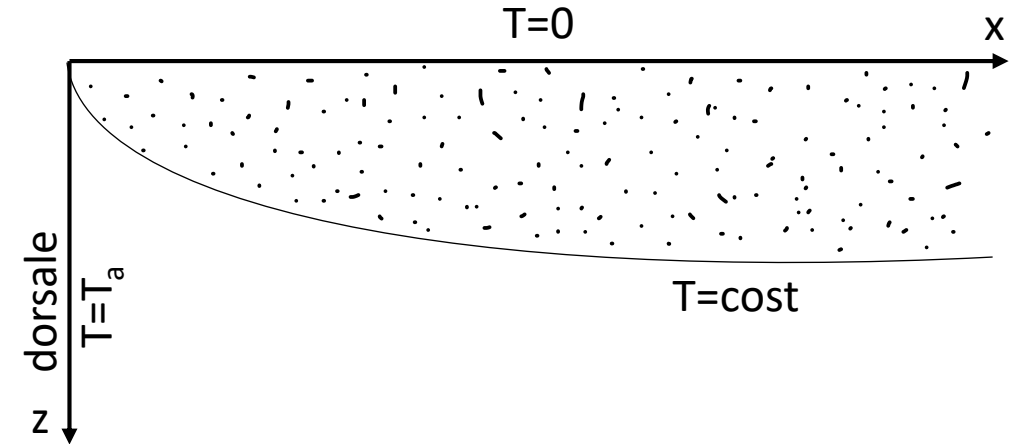
Variante del modello a semispazio dove si assume che la base della litosfera sia definita da una isoterma e lungo questa sia specificato il flusso di calore dal mantello.

Analogamente al modello del semispazio:

$$d \approx t^{1/2}$$

$$q \approx t^{-1/2}$$

Tale modello trova riscontro nei dati sismologici e se si ipotizzano celle di convezione a piccola scala sotto la base della litosfera (strato chiamato **strato termico di confine**) che rallentano il raffreddamento per  $t > 70$  Ma, che portano ad un aumento del flusso di calore, ad uno spessore della litosfera costante e ad un valore di temperatura al di sotto di tale strato pressoché adiabatico.





# Il calore della Terra

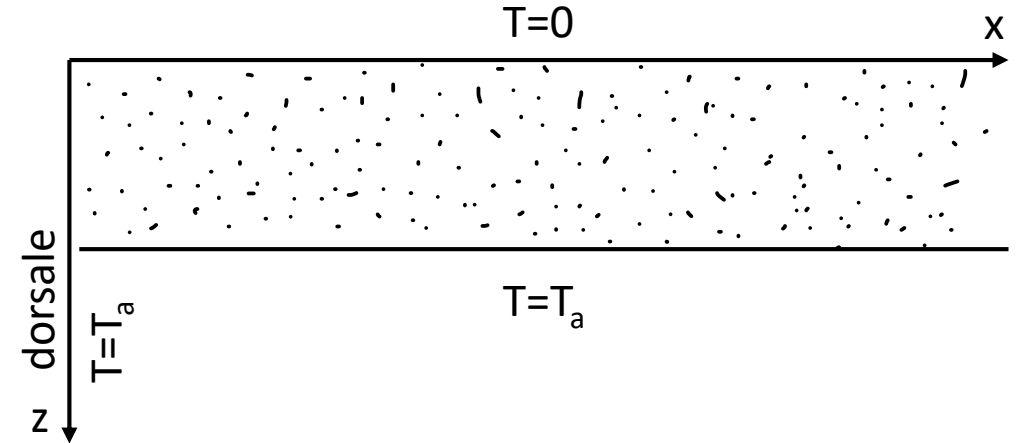
Modelli di generazione e raffreddamento delle zolle

## C) Modello della piastra

Il modello assume che 1) la litosfera oceanica è considerata a spessore costante, 2) sia la dorsale che la base hanno  $T = T_a$  e 3) alla superficie libera  $T=0$

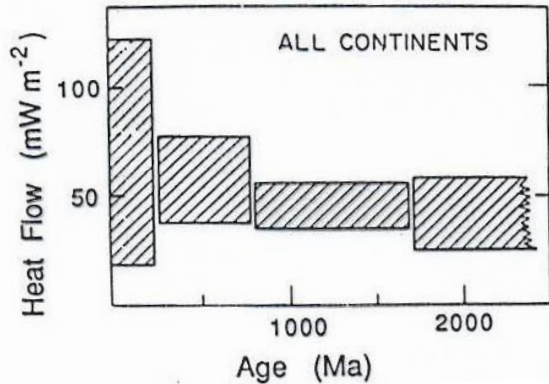
Tale modello differisce con i modelli precedenti solo per  $t > 70$  Ma

Inoltre spiega le osservazioni fatte, cioè che a) la profondità batimetrica ha un massimo (90 km ca.), cosa che non risulta dai modelli A e B dove non c'è limite al raffreddamento (e quindi alla profondità batimetrica) e che b) il flusso di calore per  $t > 140$  Ma raggiunge un equilibrio.



# Il calore della Terra

## Il flusso di calore continentale



flusso di calore verso l'età per le zone continentali

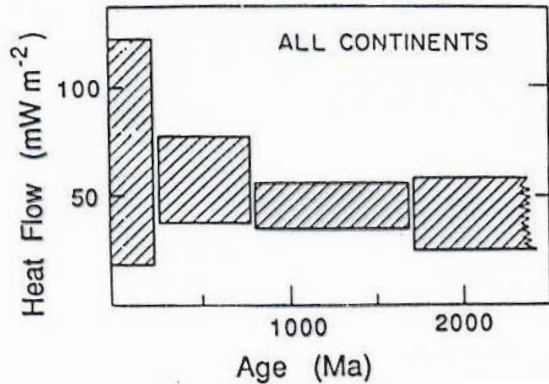
Il **flusso di calore nei continenti** è più difficile da capire. Esso è affetto da molti fattori transienti (erosioni, deposizioni, glaciazioni, concentrazioni locali di elementi radioattivi).

I valori comunque **decregono con l'età**. Ciò potrebbe essere dovuto al raffreddamento ed inspessimento della litosfera come per gli oceani, oppure gli elementi radioattivi diminuiscono causa l'erosione.

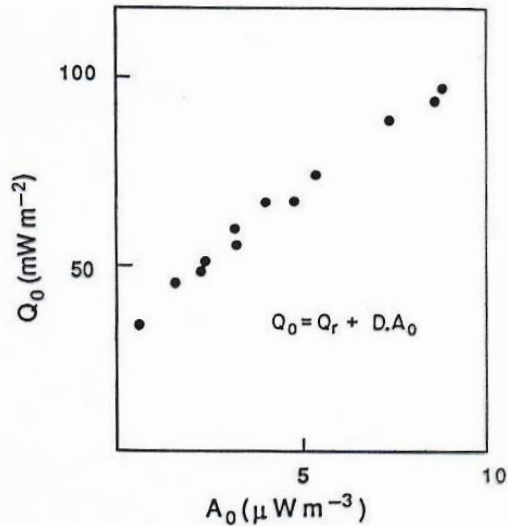
I valori per età minori di 800 Ma sono comunque molto difficili da interpretare.

# Il calore della Terra

## Il flusso di calore continentale



flusso di calore verso l'età per le zone continentali



flusso di calore misurato  $Q_0$  verso la generazione interna di calore (Stati Uniti orientali)

In certe aree specifiche, dette province di flusso di calore, esiste una **relazione lineare empirica tra il flusso di calore misurato in superficie e la generazione radioattiva di calore**, che permette di stimare il contributo di quest'ultima al flusso di calore:

$$q_0 = q_r + A_0 D$$

con  $q_r$  e  $D$  costanti che caratterizzano una data provincia (e.g.,  $q_r=33\text{mWm}^{-2}$ ,  $D=7.5\text{ km}$  per gli Stati Uniti orientali)

# Il calore della Terra

## Riassumendo

1. La maggior parte della variazione nel flusso di calore misurato in superficie è dovuto alla generazione di calore nella crosta;
2. Il flusso di calore ridotto  $q_r$  dà una misura ragionevole del flusso di calore alla base della crosta;
3. Per età  $> 300$  Ma  $q_r$  è quasi costante e vale  $q_r \approx 25 \times 10^{-3} \text{Wm}^{-2}$ , tale valore è spiegato dal modello a piastra della litosfera oceanica;
4. Il confronto tra varie geoterme ottenute per diversi modelli e dalle conclusioni al punto 3 ci indica che non esistono grandi differenze tra la struttura termale della litosfera oceanica e quella continentale (sotto gli 80 km di profondità). Pertanto le disparità risultano dovute alla loro diversa età.

# Il calore della Terra

## Struttura termica del mantello

Si suppone che **nel mantello la convezione giochi un ruolo primario** nel trasferimento di calore, che pertanto avviene ad un ritmo più elevato che non per conduzione. Il **gradiente di temperatura e le temperature risultano quindi molto più basse**. All'interno di un fluido in convezione il gradiente di temperatura è **circa adiabatico**.

Per spiegare tale concetto consideriamo un'unità di roccia alla profondità  $z$  e alla temperatura  $T$  che improvvisamente risale alla profondità  $z' < z$ . Assumiamo l'unità di roccia sia un sistema chiuso (entropia costante) e consideriamone il cambio di temperatura. Nel raggiungere la posizione  $z'$ , risulta più calda delle rocce circostanti; però prima si trovava a pressioni superiori e pertanto ora si espande e quindi si raffredda. **Se la temperatura a cui si raffredda è quella delle rocce circostanti, allora il gradiente di temperatura della colonna di roccia è detto adiabatico.**

# Il calore della Terra

## Struttura termica del mantello

Si può dimostrare che per un gradiente adiabatico la variazione di temperatura con il raggio terrestre  $r$  è dato da:

$$\left. \frac{\delta T}{\delta r} \right|_2 = - \frac{T \alpha g}{c_p}$$

Con  $\alpha$  coefficiente di espansione termica

Per il mantello superiore (astenosfera) il gradiente adiabatico di temperatura risulta circa  $0.5^\circ\text{C}/\text{km}$  [assumendo i valori  $T=1573\text{K}$ ,  $\alpha=3 \times 10^{-5}^\circ\text{C}^{-1}$ ,  $g=9.8\text{ms}^{-2}$ ,  $c_p=10^3\text{Jkg}^{-1}^\circ\text{C}^{-1}$ ]. A profondità più elevate nel mantello ( $\alpha$  più piccolo,  $g$  più piccolo), il gradiente termico si riduce a  $0.3^\circ\text{C}/\text{km}$ .



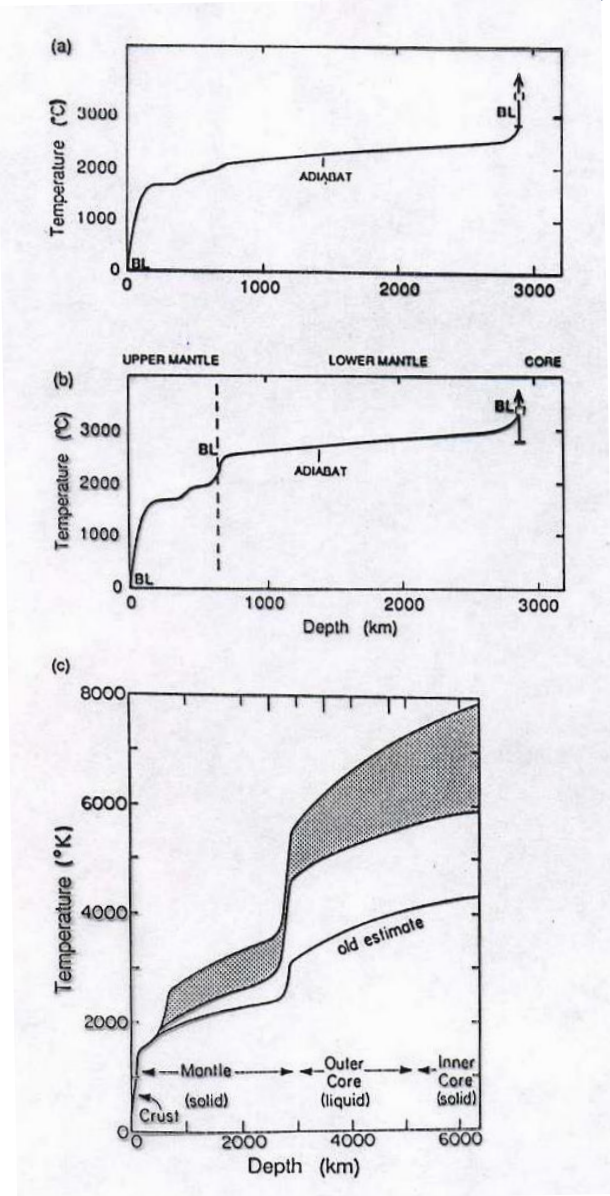
# Il calore della Terra

## Modelli di profili di temperatura

a) Adiabata di mantello con uno strato termico di confine in superficie od al confine nucleo mantello

b) Adiabata di mantello con strato termico di confine sia all'inizio che alla fine del mantello inferiore (assunto come sistema separato dal mantello superiore)

c) Stima alternativa della temperatura nella Terra basata su esperimenti di laboratorio ad alte pressioni ed alte temperature su campioni di ferro.



# Il calore della Terra

## Struttura termica del nucleo

Per **stimare** il gradiente di **temperatura del nucleo esterno** possiamo usare il gradiente termico adiabatico, che per valori di  $T=5773\text{K}$ ,  $\alpha=10^{-5}\text{C}^{-1}$ ,  $g=5\text{ms}^{-2}$ ,  $c_p=5\times 10^2\text{Jkg}^{-1}\text{C}^{-1}$  ci dà il valore di  $0.6\text{C}/\text{km}$ .

A causa delle scarse conoscenze delle proprietà fisiche del nucleo esterno, la stima è **affetta da un errore di  $\pm 0.3\text{C}/\text{km}$** .

Una stima della pressione al confine nucleo-mantello è di  $136\text{ GPa}$ , di quella al centro della Terra di  $360\text{ GPa}$ . Le stime della temperatura al centro della Terra risultano pertanto essere di  $6600\text{C} \pm 1000\text{C}$ .

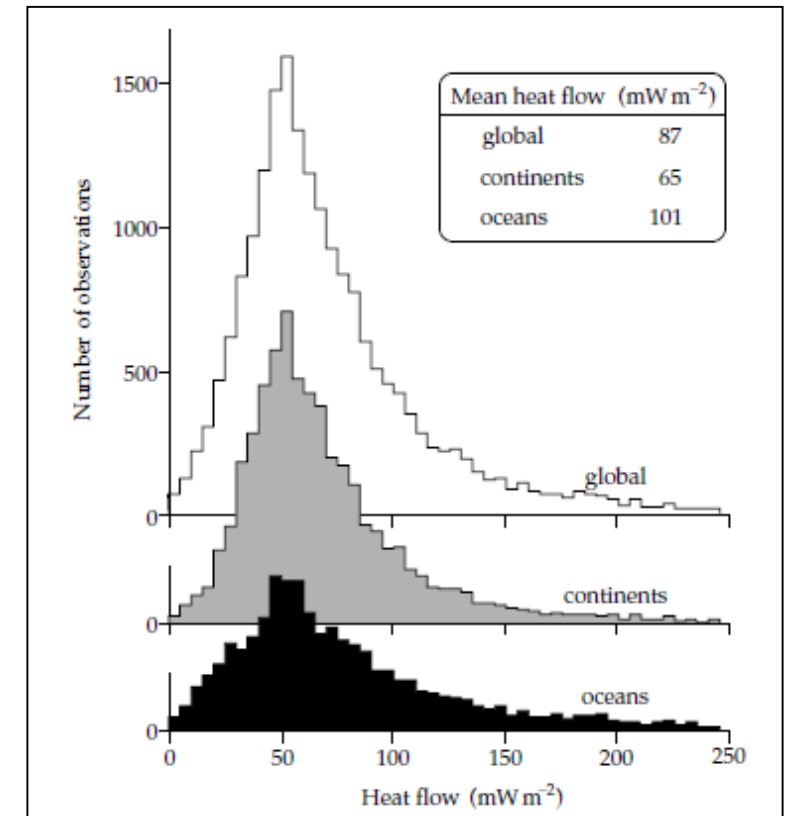
# Il calore della Terra

## Il flusso di calore globale

Negli ultimi anni è stato **assemblato un set di dati (24774) globale di valori di flusso di calore**, che rappresentano il flusso di calore in 20201 siti (il 62% ca. della superficie terrestre). Il set di dati è quasi equamente diviso tra le osservazioni sulla terra (10337 siti) e negli oceani (9864 siti).

Gli istogrammi dei valori di flusso di calore sono distribuiti su un ampio intervallo per ciascun dominio. Le distribuzioni hanno caratteristiche simili, che vanno da valori molto bassi, quasi zero, a più di 200  $\text{mWm}^{-2}$ .

I valori alti nei continenti provengono da regioni vulcaniche e tettonicamente attive, mentre i valori più alti negli oceani si trovano vicino agli assi delle dorsali oceaniche.

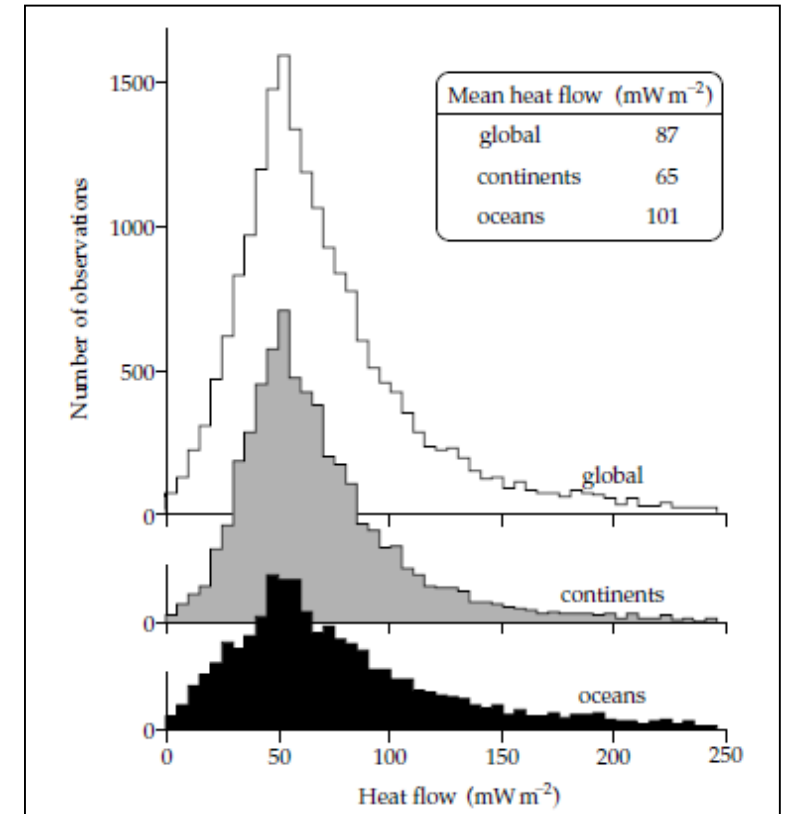


# Il calore della Terra

## Il flusso di calore globale

Per determinare le statistiche globali sul flusso di calore, la frazione della superficie terrestre avente una data età viene moltiplicata per il flusso di calore medio misurato per quel dominio di età. **La somma ponderata fornisce un flusso di calore medio di  $65 \text{ mWm}^{-2}$  per il set di dati continentali.**

I dati oceanici devono essere corretti per la circolazione idrotermale nella crosta giovane; **il flusso di calore medio ponderato per area è quindi  $101 \text{ mWm}^{-2}$  per il set di dati oceanici.** Gli oceani coprono il 60,6% e i continenti il 39,4% della superficie terrestre, quest'ultima cifra include il 9,1% per le piattaforme continentali e altre croste continentali sommerse. Il flusso di calore medio globale ponderato è  $87 \text{ mWm}^{-1}$



# Il calore della Terra

Description	Number of sites	Area of Earth [%]	Heat flow [ $\text{mW m}^{-2}$ ]
<i>Oceans</i>			
Quaternary	415	1.2	806
Pliocene	712	2.4	286
Miocene	1,211	9.2	142
Oligocene	593	7.7	93
Eocene	691	7.8	75
Paleocene	205	3.9	65
Late Cretaceous	359	6.9	60
Middle Cretaceous	695	11.2	54
Early Cretaceous	331	4.3	51
Late Jurassic	295	3.8	49
Cenozoic undifferentiated	846	2.2	89
Mesozoic undifferentiated	599	0.2	45
All oceanic data	6,952	60.6	101
<i>Continents</i>			
Continental shelf regions	295	9.1	78
Cenozoic: igneous	3,705	1.1	97
sedimentary and metamorphic	2,912	8.1	64
Mesozoic: igneous	1,591	1.6	64
sedimentary and metamorphic	1,310	4.5	64
Paleozoic: igneous	1,810	0.4	61
sedimentary and metamorphic	403	5.9	58
Proterozoic	260	6.2	58
Archean	963	2.5	52
All continental data	13,249	39.4	65

# L'energia geotermica



# L'energia geotermica

Il termine "**geotermia**" deriva dal greco e significa calore della Terra. Il calore è una forma di energia e, in senso stretto, **l'energia geotermica è il calore contenuto nell'interno della Terra**. Esso è all'origine di molti fenomeni geologici di scala planetaria. Tuttavia, l'espressione "**energia geotermica**" è generalmente impiegata, nell'uso comune, per indicare **quella parte del calore terrestre, che può o potrebbe essere estratta dal sottosuolo e sfruttata dall'uomo**.

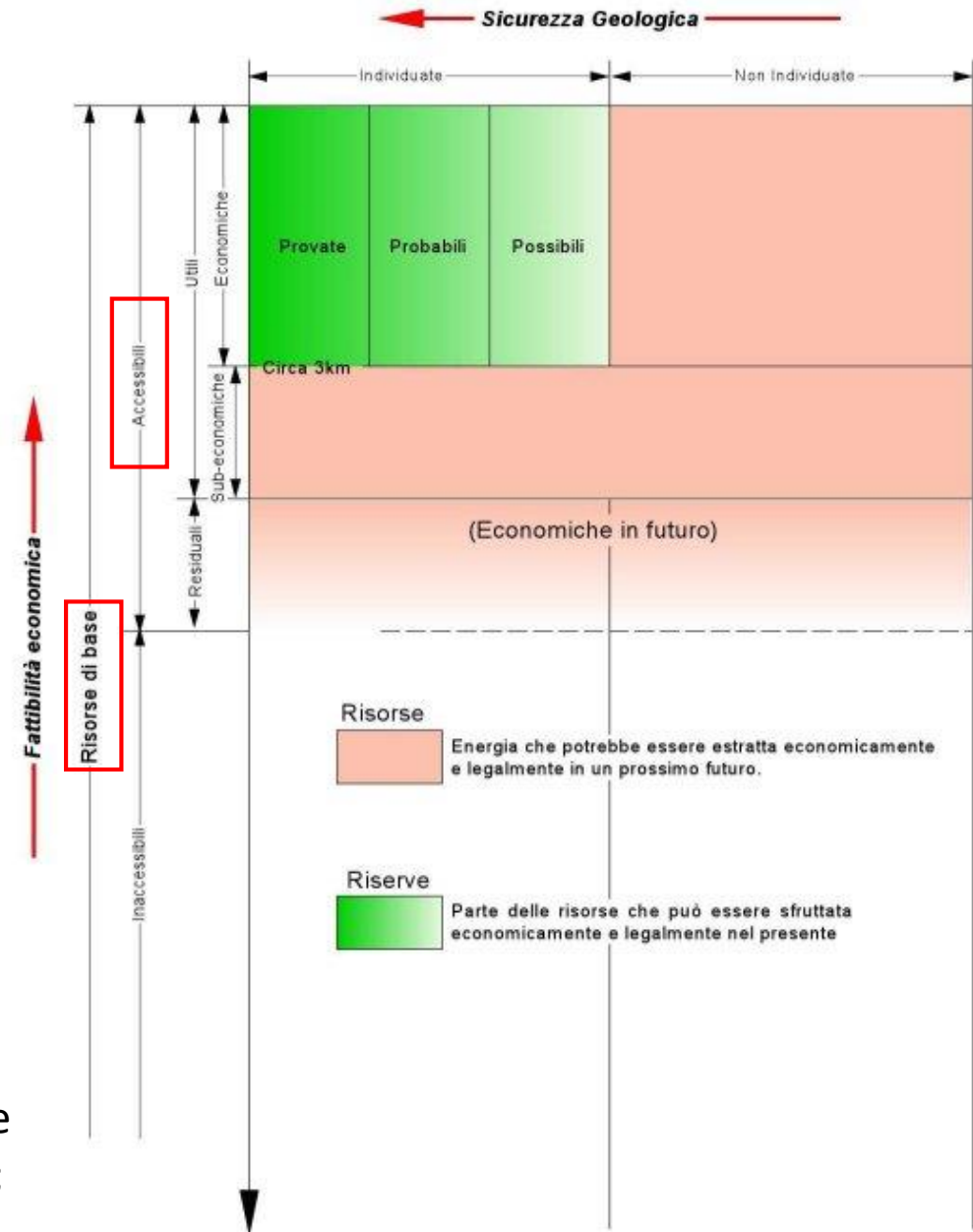


# L'energia geotermica

## Cosa sono le risorse geotermiche?

Quando si parla genericamente di risorse geotermiche, di solito ci si riferisce a quelle che più precisamente dovrebbero essere chiamate **risorse di base accessibili**, intendendo con questo termine tutta l'energia termica contenuta tra la superficie terrestre ed una determinata profondità, in un'area definita e misurata partendo dalla temperatura media annua locale (Muffler e Cataldi, 1978).

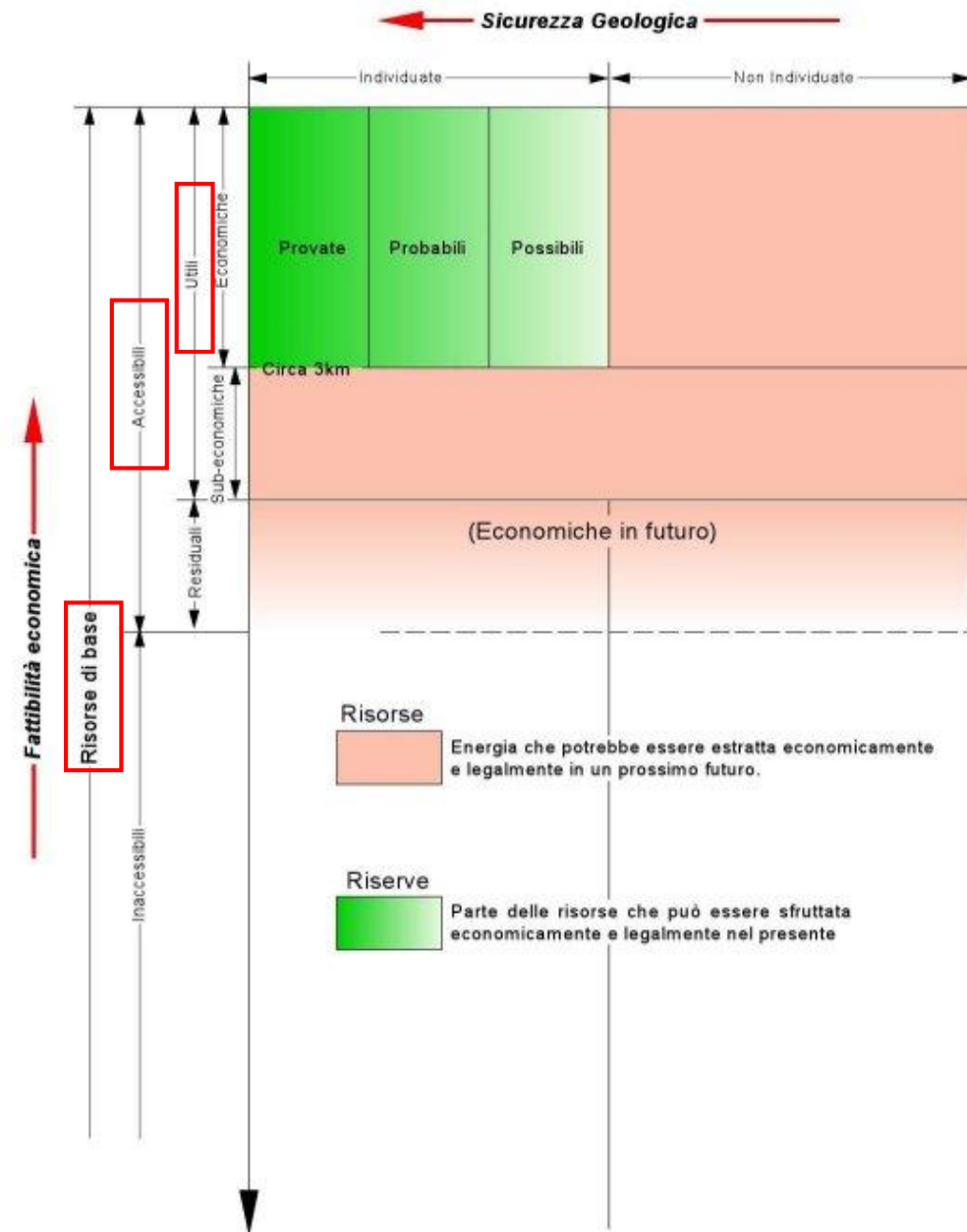
Diagramma con le diverse categorie di risorse geotermiche (da Muffler e Cataldi, 1978). L'asse verticale indica il grado di fattibilità economica; l'asse orizzontale il grado di sicurezza geologica



# L'energia geotermica

Le risorse di base accessibili comprendono le **risorse di base accessibili utili (Risorse)**, cioè quella parte delle risorse di base accessibili che potrebbe essere estratta, economicamente in accordo con la legislazione locale, entro un periodo di tempo definito (meno di 100 anni).

Questa categoria comprende le **risorse economiche individuate (Riserve)**, cioè quella parte delle risorse di una determinata area, che può essere estratta legalmente ad un costo competitivo con altre fonti commerciali di energia e che è stata confermata da perforazioni o dai risultati dell'esplorazione geologica, geochemica e geofisica.



# L'energia geotermica

## Classificazione delle risorse geotermiche

Il più comune criterio di classificazione delle risorse geotermiche si basa **sull'entalpia** dei fluidi, che trasferiscono il calore dalle rocce calde profonde alla superficie. *L'entalpia*, che può essere considerata **più o meno proporzionale alla temperatura**, è usata per esprimere il contenuto termico (energia termica) dei fluidi, e **dà un'idea approssimativa del loro "valore"**. Le risorse sono divise in risorse a bassa, media ed alta entalpia (o temperatura).

Quando si parla di fluidi geotermici è bene, comunque, indicare la loro temperatura, o almeno un intervallo di temperatura, perché i termini bassa, media o alta possono avere significati diversi e creare errori di interpretazione.

Classificazione delle risorse geotermiche in base alla temperatura (°C)

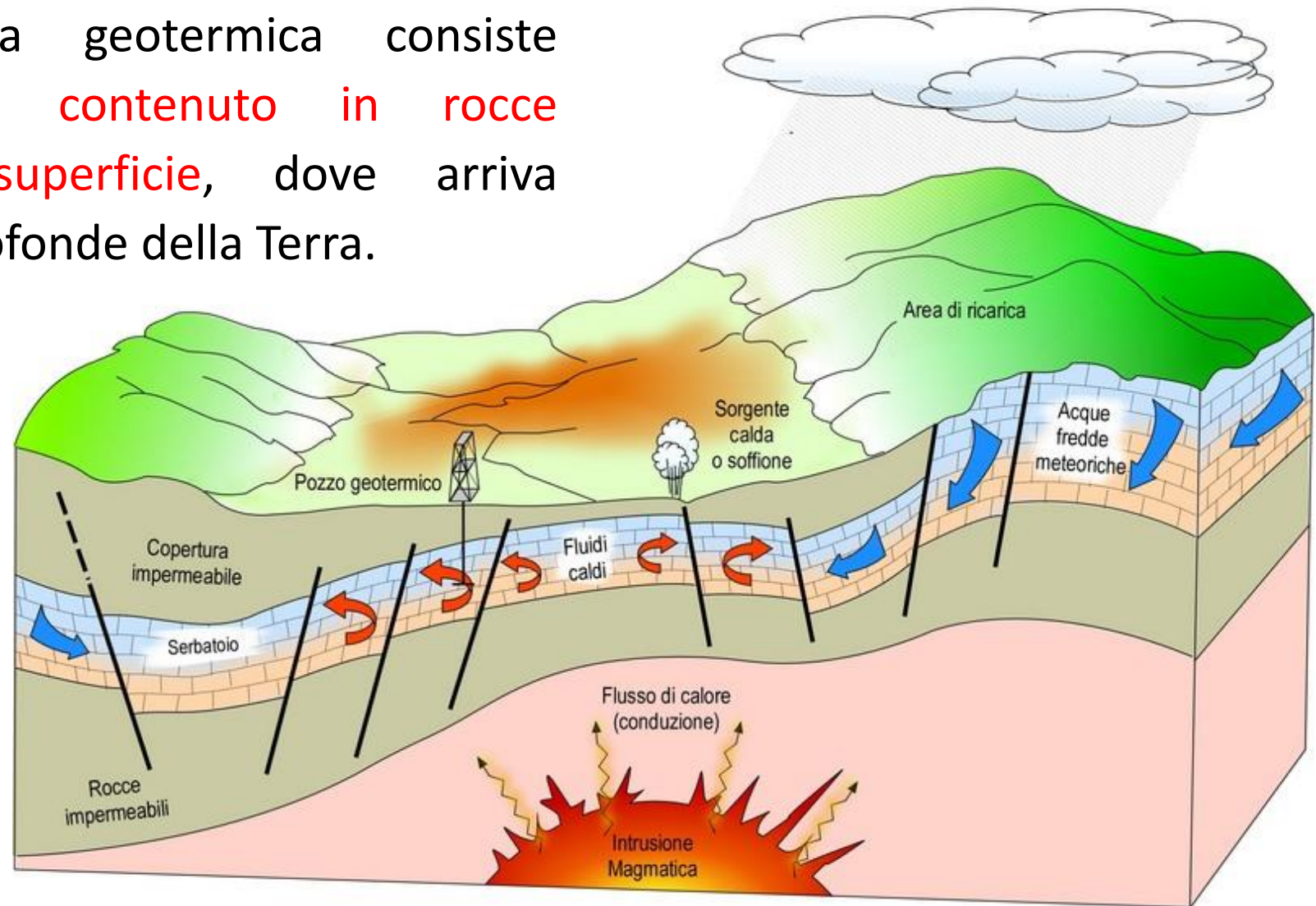
	(a)	(b)	(c)	(d)
Risorse a bassa entalpia	<90	<125	<100	≤150
Risorse a media entalpia	90-150	125-225	100-200	*
Risorse ad alta entalpia	>150	>225	>200	>150
a) Muffler e Cataldi, 1978				
b) Hochstein, 1990				
c) Benderitter e Cormy, 1990				
d) Nicholson, 1993				



# L'energia geotermica

Lo sfruttamento dell'energia geotermica consiste nell'**utilizzo del calore contenuto in rocce relativamente vicine alla superficie**, dove arriva propagandosi dalle zone più profonde della Terra.

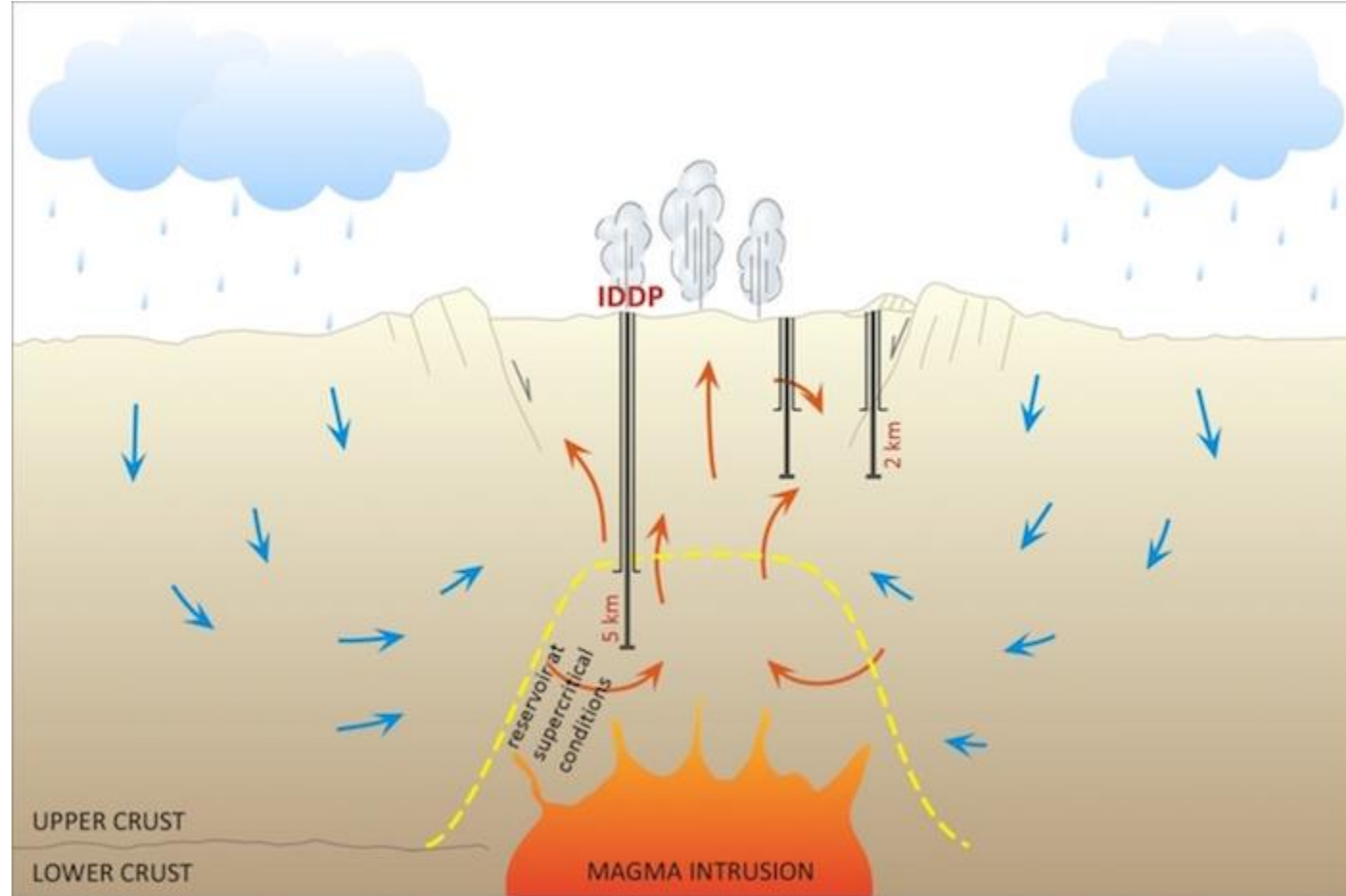
Il termine **campo geotermico** indica un'area comprendente uno o più sistemi geotermici, che siano, o no, in sfruttamento.



# L'energia geotermica

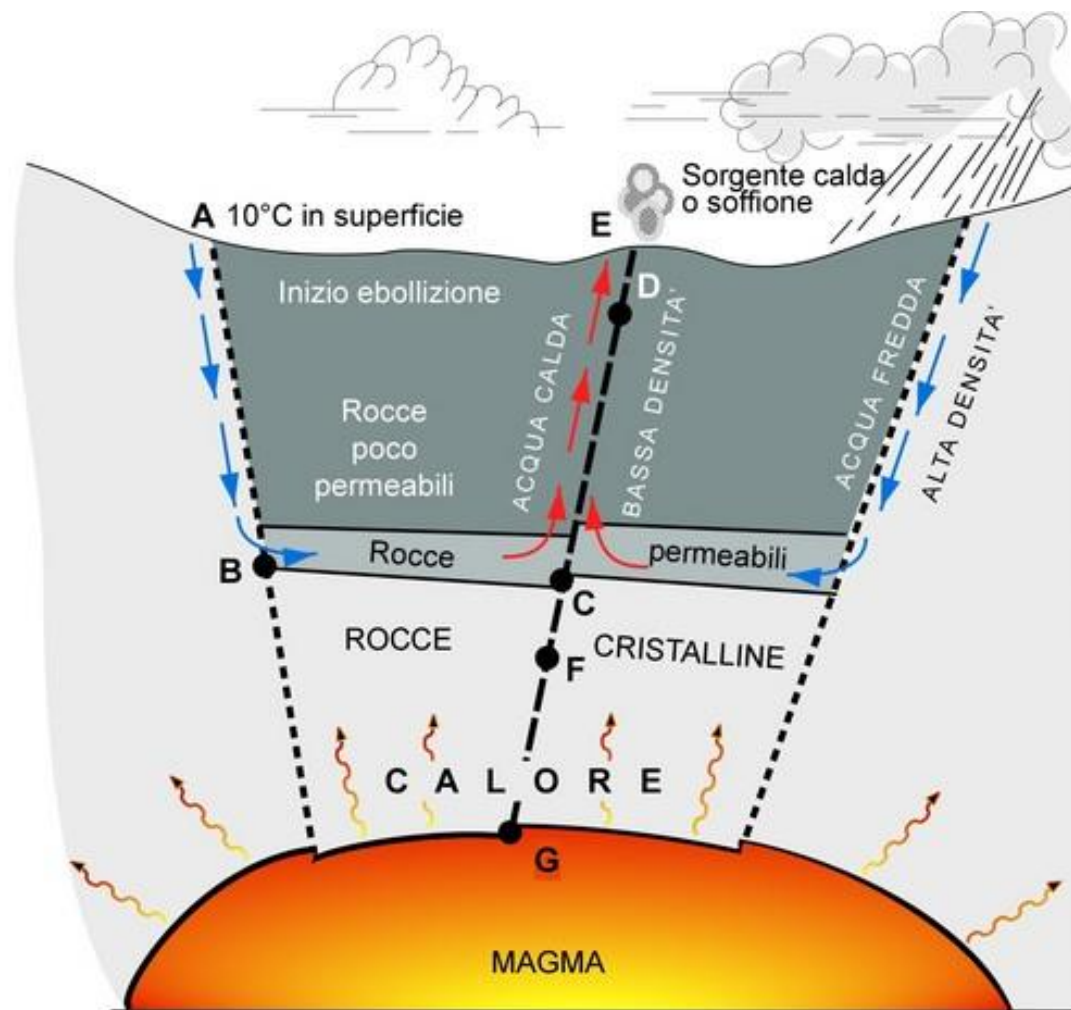
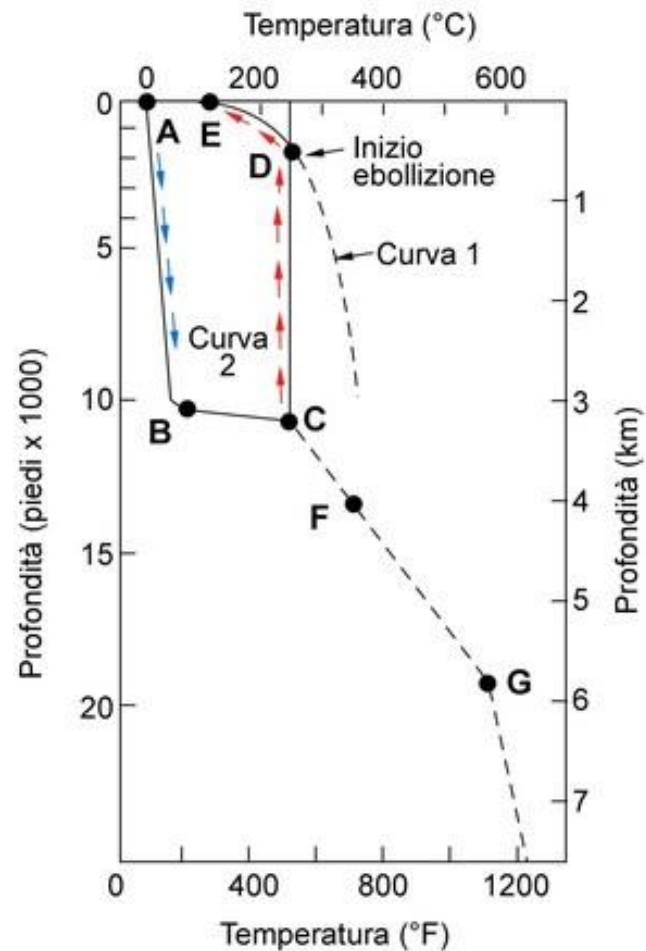
Per garantire la “**rinnovabilità**” del sistema geotermico (sostituire il fluido sottratto dall'utilizzazione) è necessaria l'esistenza di una zona di **alimentazione esterna**; il fluido, in questo caso, proviene prevalentemente da **acqua meteorica**.

Nel caso di serbatoi “confinati”, dove il fluido è fossile, invece, l'eventuale ricarica è effettuata solo artificialmente mediante la **reiniezione**.





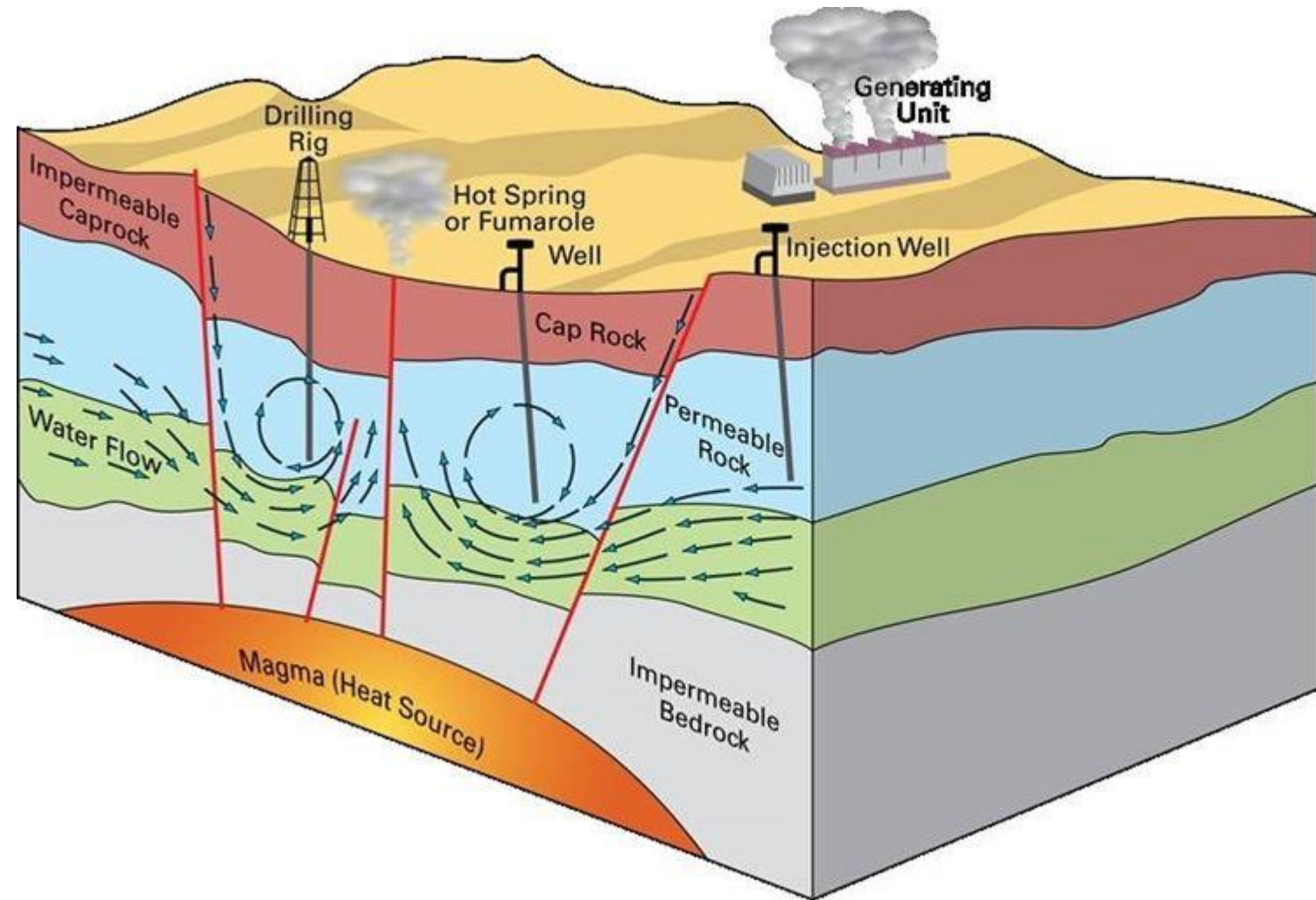
# L'energia geotermica



L'acqua penetra nel sottosuolo formando delle **falde sotterranee** e, per effetto del calore trasmesso alle rocce da una fonte, quale una massa magmatica, **si scalda** fino a raggiungere temperature di alcune centinaia di gradi; **il fluido** (acqua e/o vapore) **risale** lungo faglie o fratture dando luogo alle manifestazioni geotermiche.

# L'energia geotermica

Per giungere in superficie il calore ha bisogno di un **vettore fluido** (acqua o vapore), naturale o iniettato, che deve poter fluire in gran quantità in **rocce porose e permeabili** (rocce serbatoio), queste a loro volta devono essere **protette da rocce impermeabili** (copertura) che impediscano o limitino la dispersione dei fluidi e del calore.

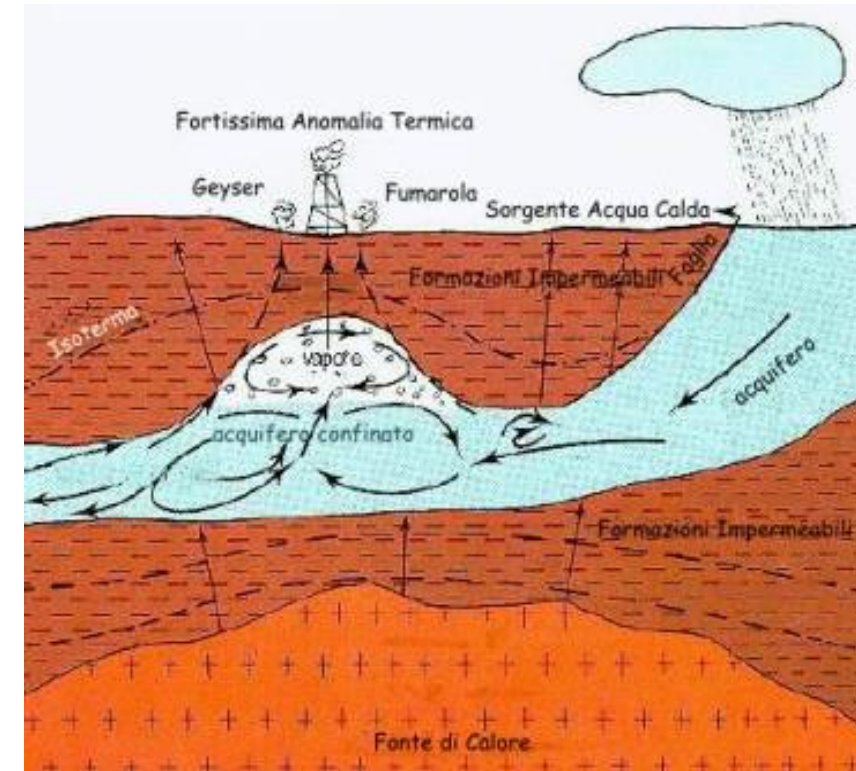


# L'energia geotermica

La risalita può anche essere indotta artificialmente tramite una perforazione meccanica (pozzo geotermico), il fluido così captato, dopo alcuni trattamenti, è inviato agli impianti di utilizzazione (produzione di energia elettrica o usi diretti).

Pertanto un **sistema geotermico** può essere definito schematicamente come **“un sistema fluido convettivo, che, in uno spazio confinato nella parte superiore della crosta terrestre, trasporta il calore da una sorgente termica al luogo, generalmente la superficie, dove il calore stesso è assorbito (disperso o utilizzato)”** (Hochstein, 1990).

Un sistema geotermico è formato da tre elementi: la **sorgente di calore**, il **serbatoio** ed il **fluido**, che è il mezzo che trasporta il calore. Dei tre solo il primo deve assolutamente essere naturale.



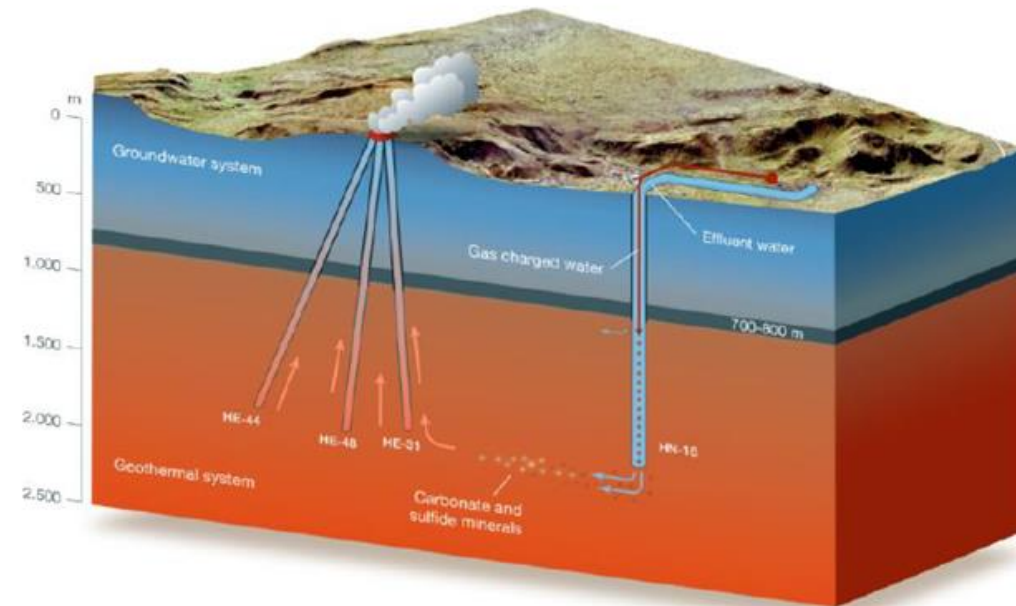
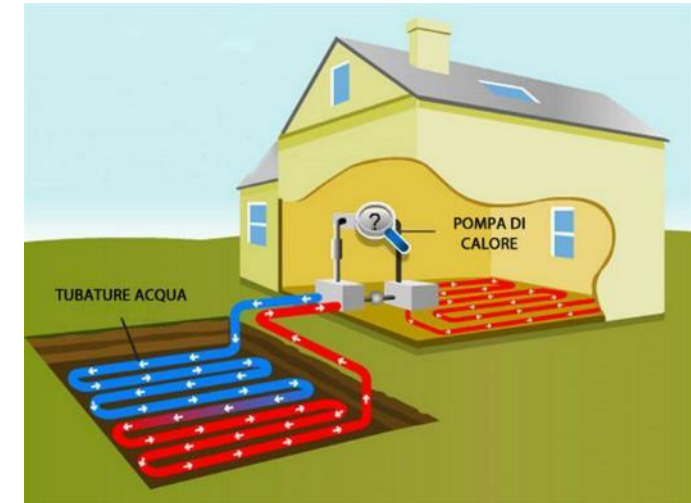


# L'energia geotermica

La **sorgente** di calore può essere una intrusione magmatica a temperatura molto alta ( $>600^{\circ}\text{C}$ ), che si è posizionata a profondità relativamente piccola (5-10 km), oppure, come in certi sistemi a bassa temperatura, il normale calore della Terra.

Il **serbatoio** è un complesso di rocce calde permeabili nel quale i fluidi possono circolare assorbendo il calore. Generalmente è ricoperto da rocce impermeabili e connesso a zone di ricarica superficiali dalle quali le acque meteoriche possono sostituire, totalmente o parzialmente, i fluidi perduti attraverso vie naturali (per esempio sorgenti) o che sono estratti mediante pozzi.

Il **fluido geotermico**, nella maggioranza dei casi, è acqua meteorica in fase liquida o vapore, in dipendenza dalla sua temperatura e pressione. Quest'acqua spesso trascina con se sostanze chimiche e gas, come  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  ed altri.



# L'energia geotermica

## Tipologie di sistemi geotermici

Con riferimento ai fluidi erogati in superficie i sistemi geotermici si dividono in sei classi.

### *Sistemi a vapore secco\* "a vapore dominante":*

costituiti soprattutto da vapore secco che si trova a pressioni e temperature elevate accompagnato da altri gas o sostanze solubili ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ , B,  $\text{NH}_3$ ). Il vapore può essere utilizzato direttamente per la produzione di energia elettrica convogliandolo ad una turbina.

Nel mondo sono noti pochi sistemi di questo tipo: Italia (Larderello e Monte Amiata), California (The Geysers), Matsukawa (Giappone) e Nuovo Messico.



\*vapore secco: recipiente con solo vapore a 100°C e 1 atm

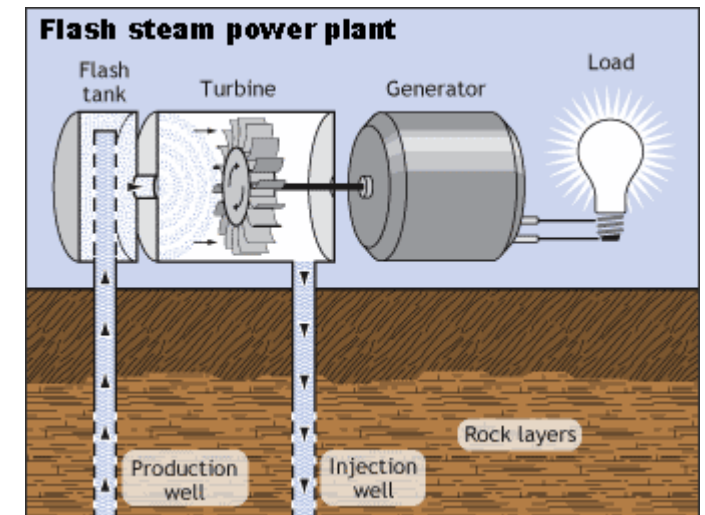
# L'energia geotermica

## Tipologie di sistemi geotermici

***Sistemi a vapore umido\* o "misto vapore/acqua"***: costituiti da acqua calda a temperatura superiore al suo punto di ebollizione (compresa tra 180 e 370°) e ad alta pressione, tali che, nel momento in cui viene ridotta la pressione nella colonna del pozzo, l'acqua vaporizza ed arriva in superficie sotto forma di una miscela composta di acqua e vapore.

Il vapore può essere utilizzato per la produzione di energia elettrica, mentre l'acqua calda può essere usata in impianti di dissalazione per produrre acque dolci.

Questi sistemi sono più abbondanti del tipo precedente.





# L'energia geotermica

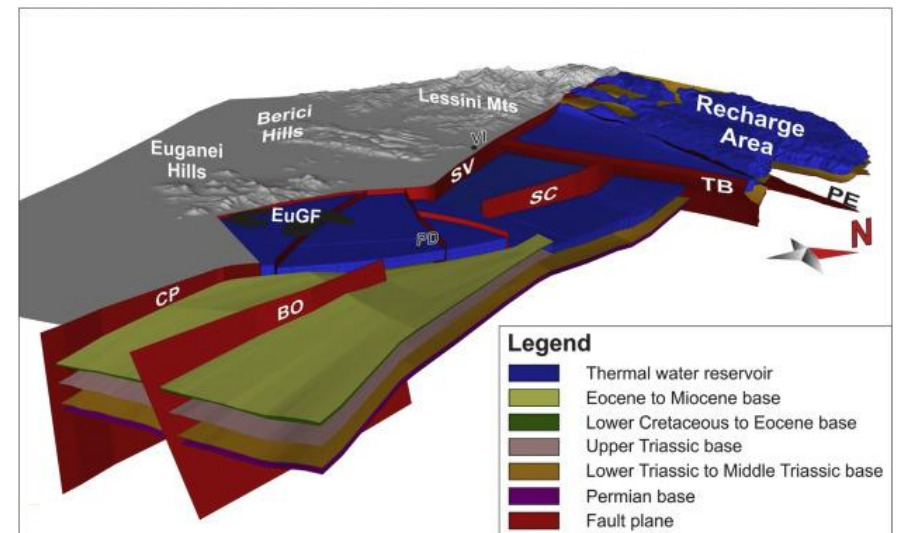
## Tipologie di sistemi geotermici

### *Sistemi ad acqua calda o "ad acqua dominante":*

contengono acqua a temperatura inferiore ai 100° C (50-82° C) utilizzabile soprattutto per usi diretti (riscaldamento delle abitazioni, delle serre, impianti industriali). Sono i sistemi con la temperatura più bassa.

Per essere convenientemente sfruttabili devono avere una profondità minore di 2 km, un contenuto salino inferiore a 60 g/kg e alte portate (superiori a 150 t/h)

Sono presenti anche nella Pianura Padana. La loro presenza si manifesta con sorgenti calde in superficie.



<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105740>

# L'energia geotermica

## Tipologie di sistemi geotermici

***Sistemi in rocce calde secche***: sono sistemi formati con la creazione artificiale di un serbatoio geotermico. Nel serbatoio viene iniettata, tramite un pozzo, dell'acqua fredda che, una volta scaldatasi grazie all'elevato calore delle rocce, è fatta risalire in superficie per la sua utilizzazione. Questi sistemi sono in fase di sperimentazione avanzata.

***Sistemi magmatici***: sono sistemi artificiali che mirano a sfruttare il calore diretto di un magma per riscaldare un fluido di lavoro. Sono al primo stadio di sperimentazione.

***Sistemi geopressurizzati***: tale nome deriva dal fatto che l'acqua, a temperatura elevata, si trova imprigionata in serbatoi sottoposti ad una pressione superiore a quella idrostatica. Possono produrre energia geotermica, meccanica, chimica. Ancora non si è provveduto ad uno sfruttamento di tali sistemi.

# L'energia geotermica

## Tipologie di sistemi geotermici

### Con riferimento allo stato di equilibrio del serbatoio

La classificazione tiene conto della circolazione dei fluidi e dello scambio termico nel serbatoio.

Nei *sistemi dinamici* l'acqua ricarica in continuazione il serbatoio, si riscalda ed è poi scaricata alla superficie o nel sottosuolo stesso nelle formazioni rocciose permeabili all'intorno. Il calore è acquisito dal sistema per conduzione e per effetto della circolazione dei fluidi. Questa categoria comprende sistemi ad alta temperatura ( $>150^{\circ}\text{C}$ ) e a bassa temperatura ( $<150^{\circ}\text{C}$ ).

Nei *sistemi statici* la ricarica del serbatoio è molto ridotta o nulla e lo scambio termico avviene soltanto per conduzione. Questa categoria comprende sistemi a bassa temperatura e i sistemi geopressurizzati.

# L'energia geotermica

## Tipologie di sistemi geotermici

Con riferimento allo stato di equilibrio del serbatoio

I *sistemi geopressurizzati* possono formarsi nei grandi bacini sedimentari (per esempio, il Golfo del Messico) a profondità di 3–7 km e sono **formati da rocce sedimentarie permeabili, inglobate entro strati impermeabili a bassa conduttività, contenenti acqua calda pressurizzata**, che è rimasta intrappolata al momento della deposizione dei sedimenti.

La pressione dell'acqua calda è vicina alla pressione litostatica, superando largamente la pressione idrostatica. I serbatoi geopressurizzati **possono contenere anche quantità significative di metano e potrebbero quindi produrre energia termica e idraulica** (acqua calda in pressione) **e gas metano**.

Questa risorsa è stata studiata in modo approfondito, ma, sino ad oggi, non è seguito uno sfruttamento industriale.

# L'energia geotermica

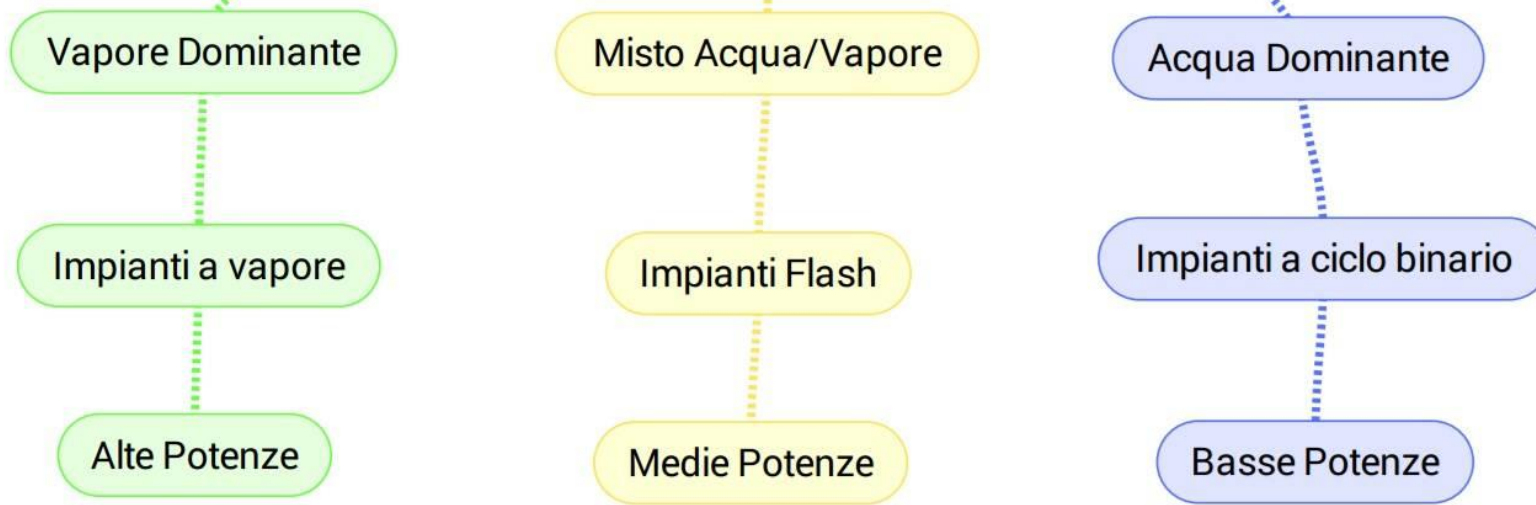
- alta entalpia
- fluidi a temperature superiori ai 150° C
- riguarda la produzione di energia elettrica ed alcuni usi industriali

## Energia Geotermoelettrica

- media entalpia
- fluidi a temperature tra 100-150° C
- riguarda gli usi diretti: civili, agricoli, industriali

## Tipologia serbatoio geotermico

- bassa entalpia
- fluidi a temperature inferiori ai 125° C
- gli usi diretti: civili, agricoli, industriali



*Entalpia* significa “quantità di energia termica” (o “calore totale” o “contenuto termico”) di una data massa di fluido.



UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI TRIESTE

# Veronica Pazzi

Dipartimento di Matematica e Geoscienze

[veronica.pazzi@units.it](mailto:veronica.pazzi@units.it)

[www.units.it](http://www.units.it)