



UNIMORE
UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI
MODENA E REGGIO EMILIA

Dipartimento di Scienze
Chimiche e Geologiche

INTERNO DELLA TERRA E TETTONICA A PLACCHE

Corso Formazione Insegnanti

Responsabili: Prof. Diego Arosio, Prof. Tommaso Giovanardi



UNIMORE
UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI
MODENA E REGGIO EMILIA

Dipartimento di Scienze
Chimiche e Geologiche

E' vietata la copia e la riproduzione dei contenuti e immagini in qualsiasi forma. E' inoltre vietata la redistribuzione e la pubblicazione dei contenuti e immagini non autorizzata espressamente dall'autore o dall'Università di Modena e Reggio Emilia.

LA STRUTTURA INTERNA DELLA TERRA

Struttura interna della Terra

La struttura interna della Terra presenta 4 involucri principali :

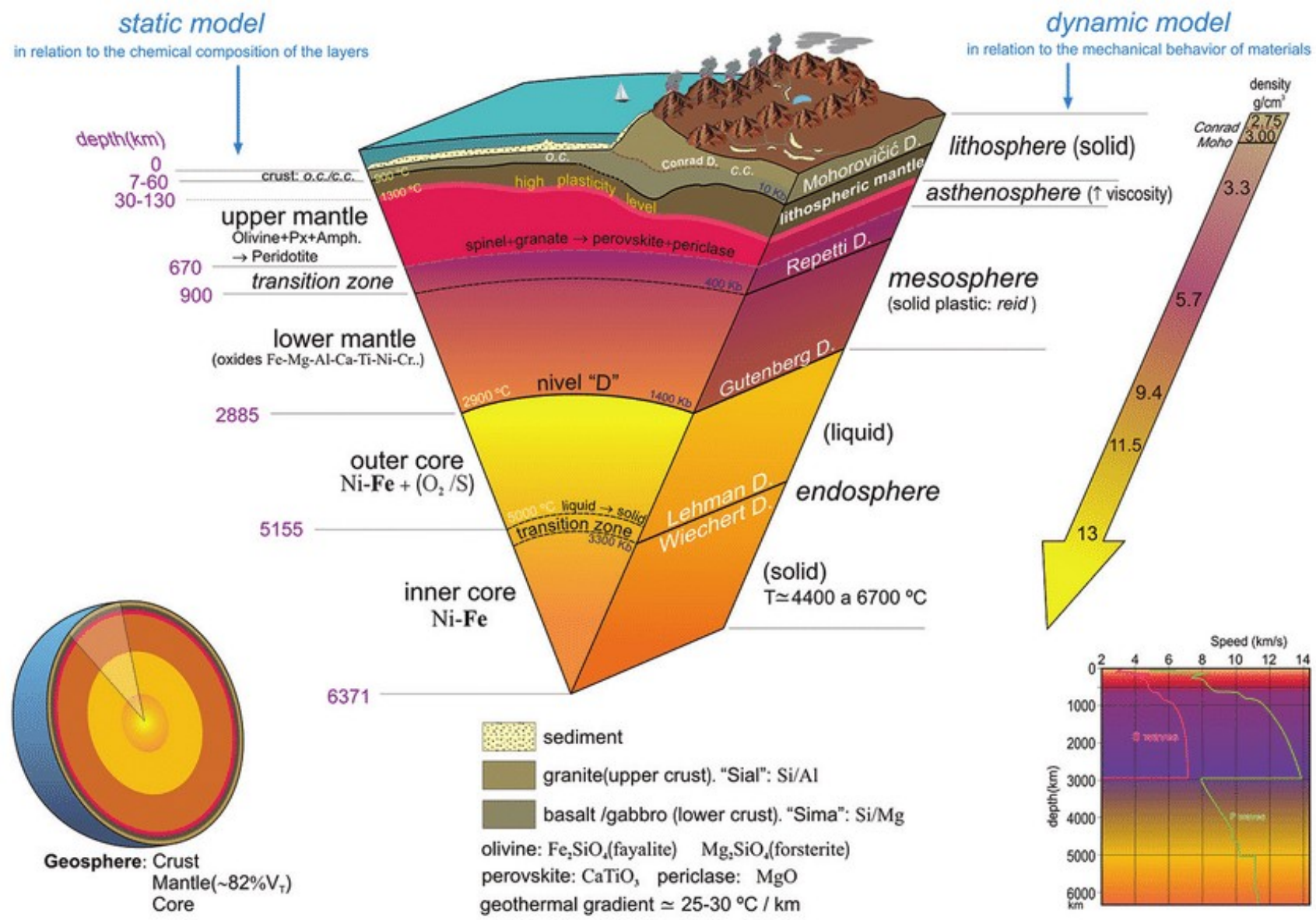
- Nucleo interno
- Nucleo esterno
- Mantello
- Crosta

Ognuno di questi strati presenta suddivisioni interne diversamente orientate in funzione della cinematica locale.

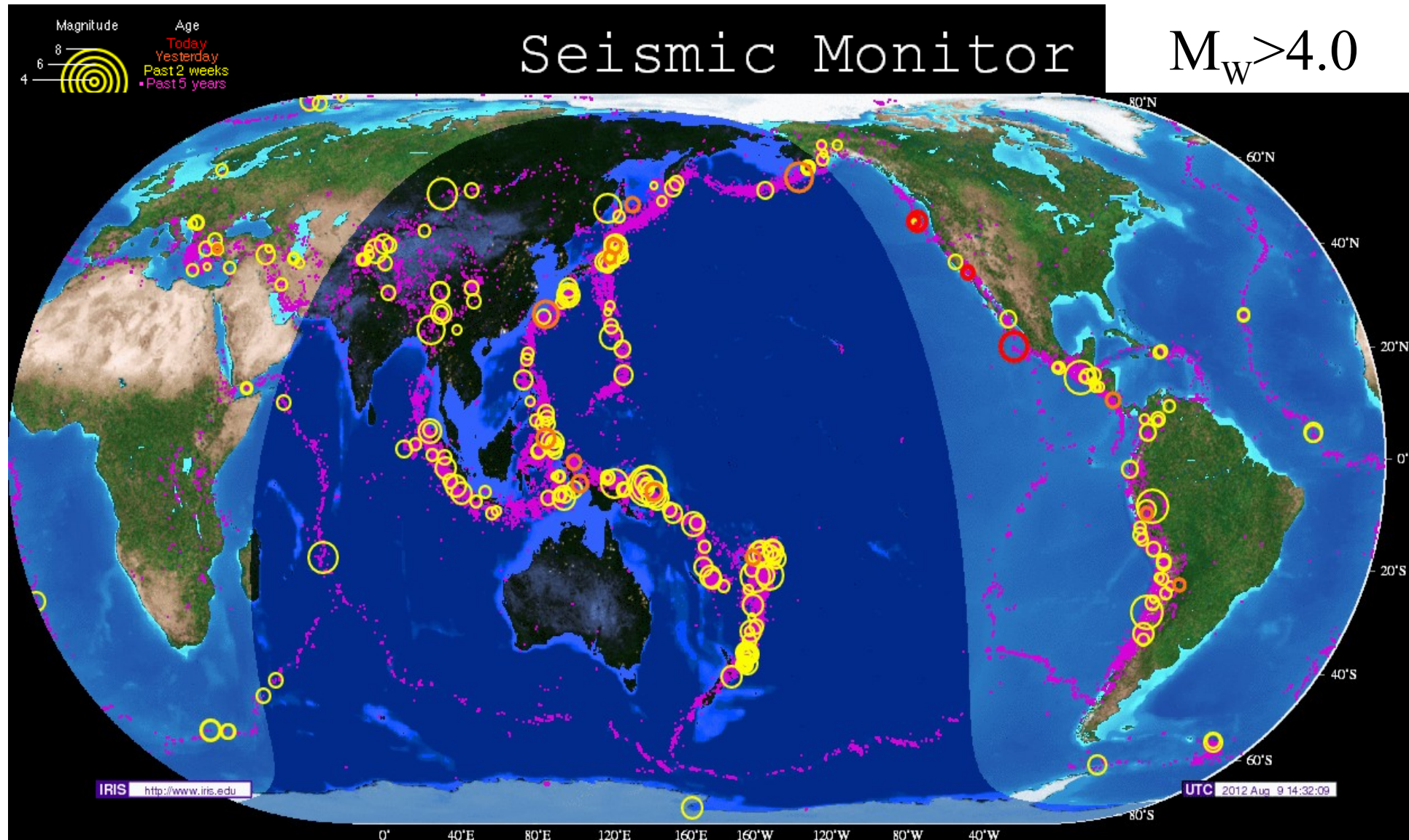
Se si misura la distanza dalla superficie esterna i limiti principali risultano:

- Crosta/Mantello: 6-60 km
- Mantello/Nucleo esterno: 2890 km
- Nucleo esterno/Nucleo interno: 5150

La loro definizione è fatta su base sismica



Localizzazione dei terremoti



<https://ds.iris.edu/seismon/index.phtml>

Le onde sismiche variano la loro velocità in funzione della densità del mezzo attraversato: più denso è il mezzo, più le onde acquisteranno velocità.

I corpi rocciosi all'interno della Terra sono sottoposti ad una pressione, definita **pressione litostatica** dovuta al peso delle rocce sovrastanti.

La pressione litostatica si può esprimere come prodotto della densità delle rocce per l'altezza della colonna di roccia considerata e si ricava dall'integrale:

$$p(z) = p_0 + g \int_0^z \rho(z) dz$$

Che si può semplificare a : $P = \rho g z$

Dove ρ = densità [kg/m³]

g , accelerazione di gravità [~ 10 m/ s²]

z , profondità [m]

Nei contesti geologici la pressione si misura in multipli del Pascal (Pa):

MPa – MegaPascal (10^6 Pa)

GPa – GigaPascal (1000 MPa)

Dove Pa è una unità derivata (forza su area) nel sistema SI e vale:

$$1 \text{ Pa} = 1 \frac{\text{N}}{\text{m}^2} = 1 \frac{\text{kg}}{\text{m} \cdot \text{s}^2}$$

	Pascal (Pa)	Bar (bar)	Technical atmosphere (at)	Atmosphere (atm)	Torr (Torr)	Pound-force per square inch (psi)
1 Pa	$\equiv 1 \text{ N/m}^2$	10^{-5}	1.0197×10^{-5}	9.8692×10^{-6}	7.5006×10^{-3}	145.04×10^{-6}
1 bar	100,000	$\equiv 10^6 \text{ dyn/cm}^2$	1.0197	0.98692	750.06	14.5037744
1 at	98,066.5	0.980665	$\equiv 1 \text{ kgf/cm}^2$	0.96784	735.56	14.223
1 atm	101,325	1.01325	1.0332	$\equiv 1 \text{ atm}$	760	14.696
1 torr	133.322	1.3332×10^{-3}	1.3595×10^{-3}	1.3158×10^{-3}	$\equiv 1 \text{ Torr};$ $\approx 1 \text{ mmHg}$	19.337×10^{-3}
1 psi	6.894×10^3	68.948×10^{-3}	70.307×10^{-3}	68.046×10^{-3}	51.715	$\equiv 1 \text{ lbf/in}^2$

Per avere una idea degli ordini di grandezza:

[http://en.wikipedia.org/wiki/Orders_of_magnitude_\(pressure\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Orders_of_magnitude_(pressure))

Profili di velocità della Terra

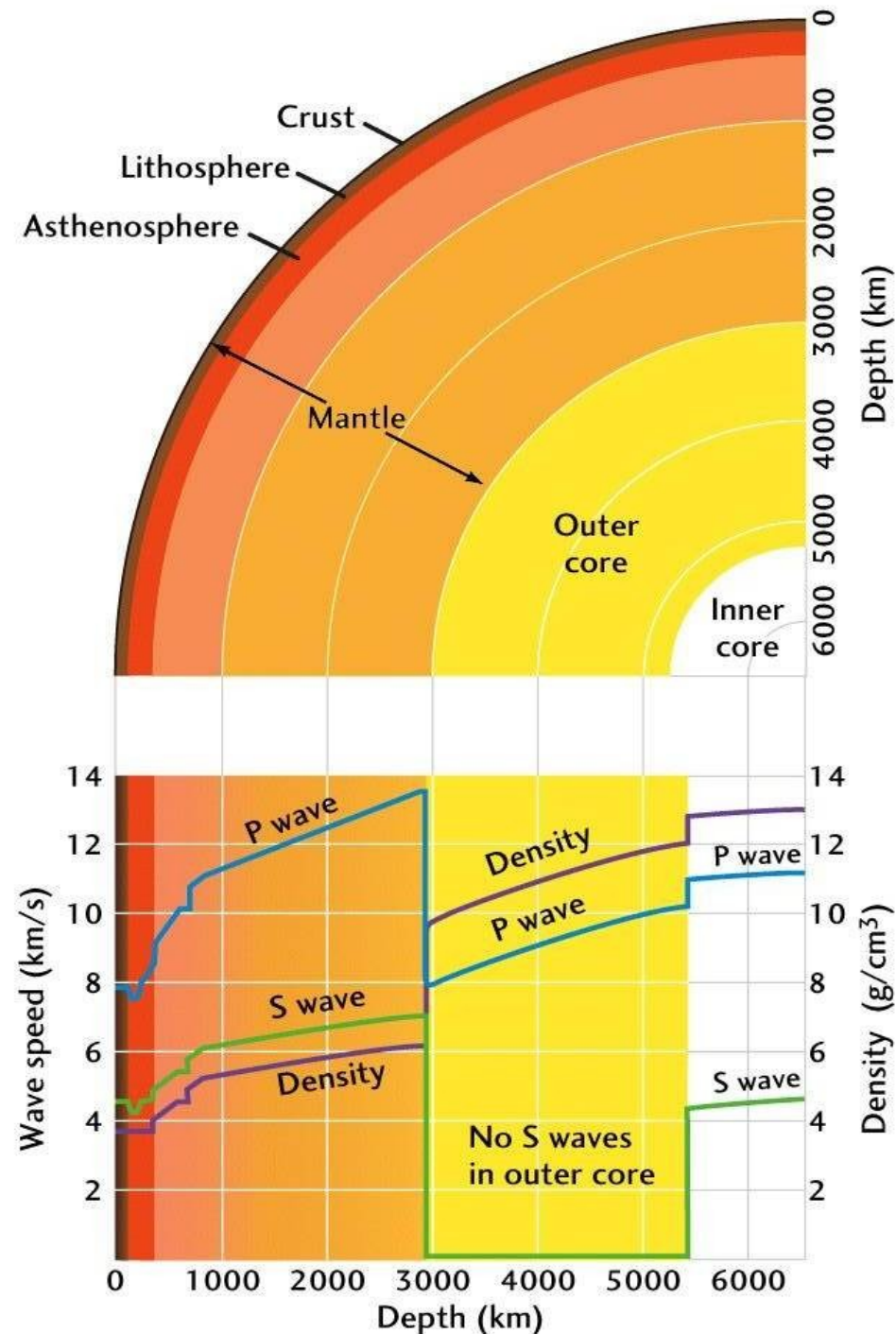
Da numerosi registrazioni sismiche, è possibile costruire profili delle velocità sismiche attraverso la Terra.

Maggiori divisioni:

- Crosta
- Mantello
- Nucleo Esterno (liquido)
- Nucleo Interno

Questi elementi sono marcati da bruschi cambi della velocità delle onde sismiche in quelle che vengono chiamate ‘discontinuità’. Le più importanti:

- Discontinuità di Mohorovicic (MOHO): crosta-mantello
- Discontinuità di Gutenberg: mantello-nucleo
- Discontinuità di Lehmann: nucleo interno-esterno



L'interno della Terra - Crosta

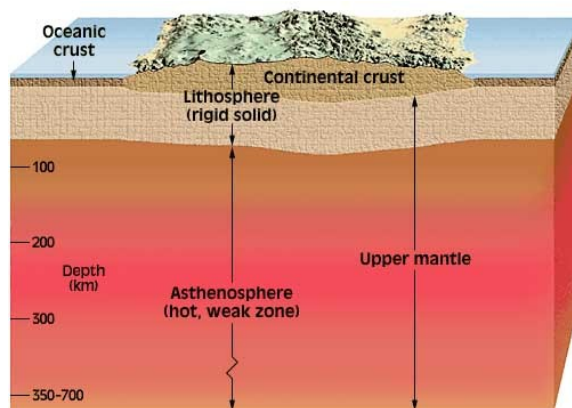
Esistono due tipologie di 'Crosta' distinte sia su base chimica sia per il loro spessore: la crosta continentale e la crosta oceanica.

Crosta Oceanica

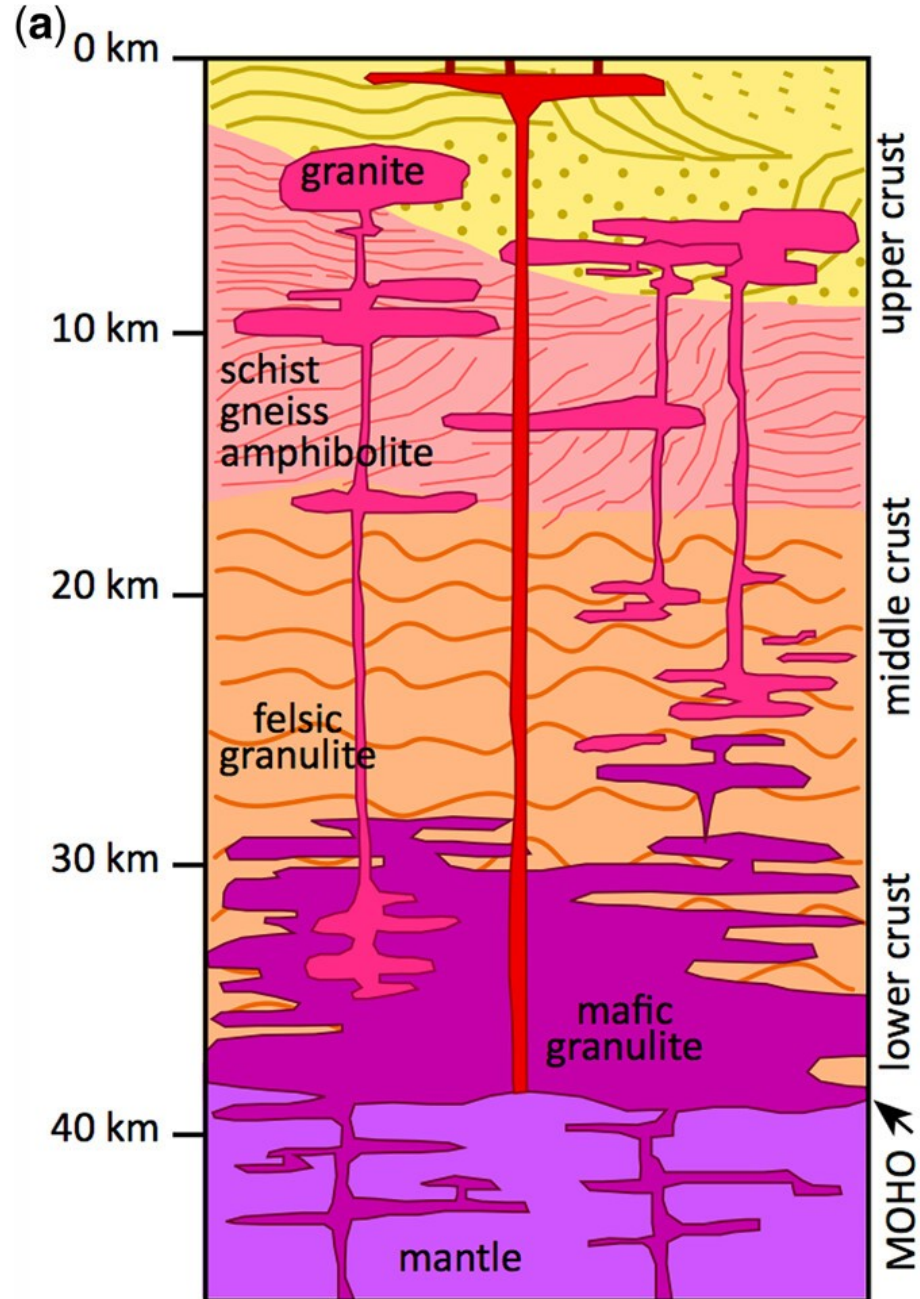
Relativamente Sottile: 3-7 km

Stratigrafia relativamente uniforme divisibile in strati dall'alto verso il basso:

- 1 Sedimenti
- 2 Basalti in colate e pillow
- 3 Complesso subintrusivo filoniano
- 4 Gabbri
- 5 Rocce cumulitiche
- 6 Mantello ultramafico



A detailed stratigraphic column of the oceanic crust and upper mantle. The vertical axis shows depth in km from 0 to 20. The column is divided into two main sections: CRUSTAL SEQUENCE (0 to 10 km) and MANTLE SEQUENCE (10 to 20 km). The CRUSTAL SEQUENCE includes layers of PILLOW LAVAS, SHEETED DYKES, GABBRO, and LAYERED GABBRO. The MANTLE SEQUENCE includes layers of gabbro, wehrlite, dunite, and harzburgite. A MOHO TRANSITION ZONE is marked at approximately 10 km depth. A Semail Thrust and METAMORPHIC SOLE are indicated at the base of the column. Photographs (a) through (f) are shown on the right, illustrating various rock types and geological features. (a) shows harzburgite and greenschist. (b) shows harzburgite. (c) shows harzburgite. (d) shows wehrlite and dunite. (e) shows gabbro. (f) shows pillow lavas.



Crosta Continentale

Più spessa: 10-80 km, media ca. 35 km

Composizione e struttura interna molto variabile

Composizione mineralogica media = granodiorite

Spesso si può riconoscere una stratificazione verticale rappresentata dalla discontinuità di Conrad: crosta superiore/inferiore.

Crosta superiore: composizione acida (ricca in Si)

Crosta inferiore: composizione intermedia-basica (povera in Si)

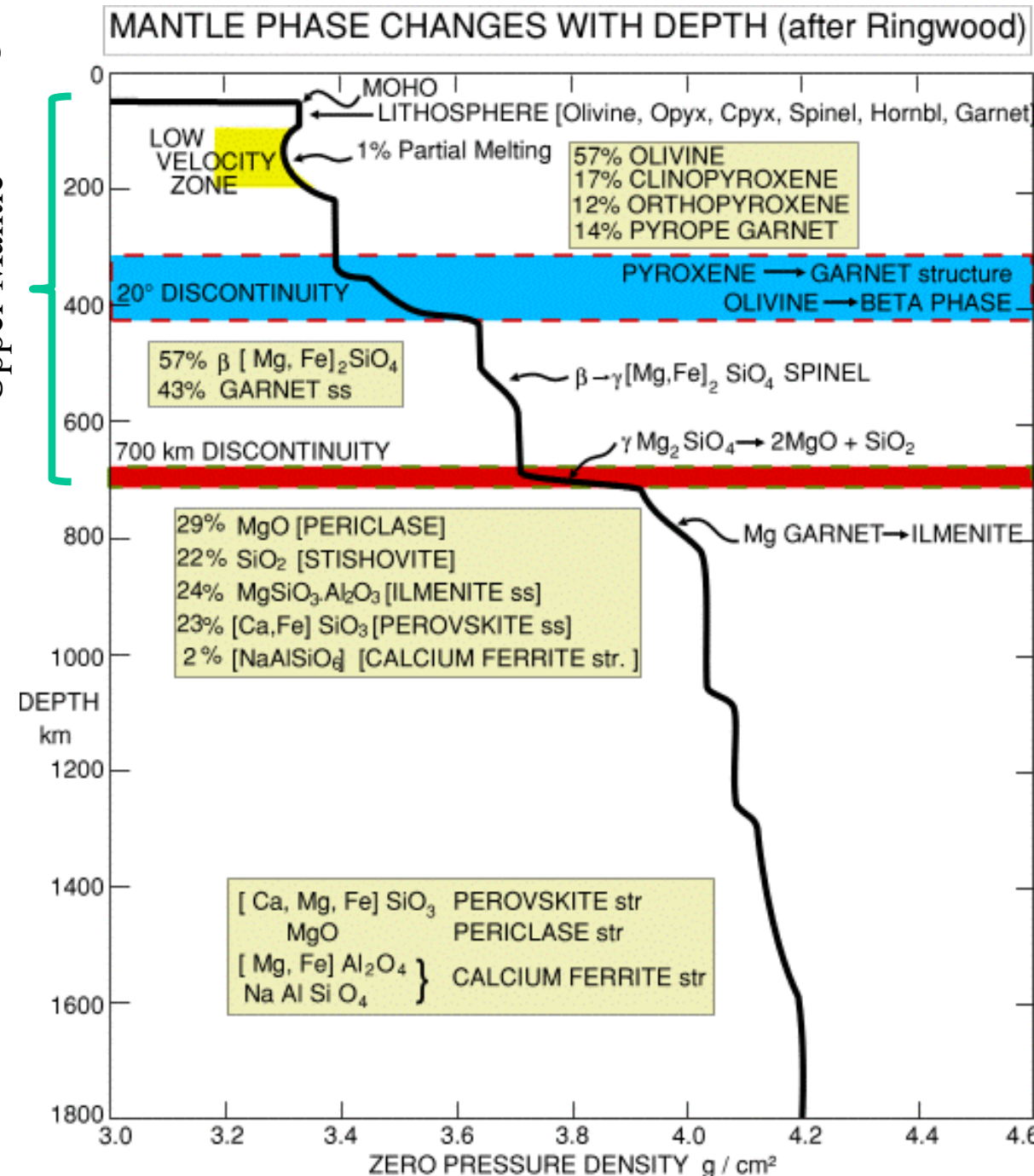
Ossidi %	Crosta continentale superiore	Crosta continentale inferiore	Crosta oceanica	Mantello
SiO ₂	65.5	53.8	50.0	44.9
TiO ₂	0.5	0.8	1.3	0.2
Al ₂ O ₃	16.1	18.9	16.0	4.4
FeO _{totale}	4.3	8.7	9.0	8.1
MgO	2.0	3.9	6.9	37.8
CaO	3.5	9.3	12.0	3.5
Na ₂ O	3.5	3.3	2.5	0.4
K ₂ O	3.3	0.5	0.2	0.0
H ₂ O	1.2	0.5	2.2	0.0
Densità (g/cm ³)	2.69-2.74	3.0-3.25	3.0	3.3
Età (Ma)	0 - 4000	... - 4000	0 – 180/200	

L'interno della Terra - Mantello

Mantello: Peridotite (ultrafemico). Le zone di transizione nel mantello corrispondono a transizioni di fase che generano incrementi discreti di densità.

1. Mantello superiore (fino a 410 km, Si^{4+} coordinato in tetraedro):
 - Mantello litosferico: comportamento rigido
 - Facies a Plg (< 1 GPa)
 - Facies a Sp (fino a 2 GPa)
 - Facies a Grt (> 2 GPa)
 - Zona a Bassa Velocità 60-220 km (Astenosfera; comportamento viscoso) $\rightarrow$ fuso
 - Mantello superiore (comportamento viscoso)
 - Discontinuità a 20° (350-410 km):
 - Olivina $\rightarrow$ Olivina β
 - Pirosseni $\rightarrow$ Granato Majorite

Upper Mantle



L'interno della Terra - Mantello

- Zona di transizione 1 (410-660 km, Si^{4+} coordinato in tetraedro):

Olivina $\rightarrow$ β -Olivina (wadsleyite, struttura compatta come quella del Grt)

β -Olivina $\rightarrow$ γ -Olivina (ringwoodite, struttura più compatta, simile agli Sp).

Granato Majorite $(\text{Mg,Fe})_3(\text{Mg,Si})\text{Si}_3\text{O}_{12}$

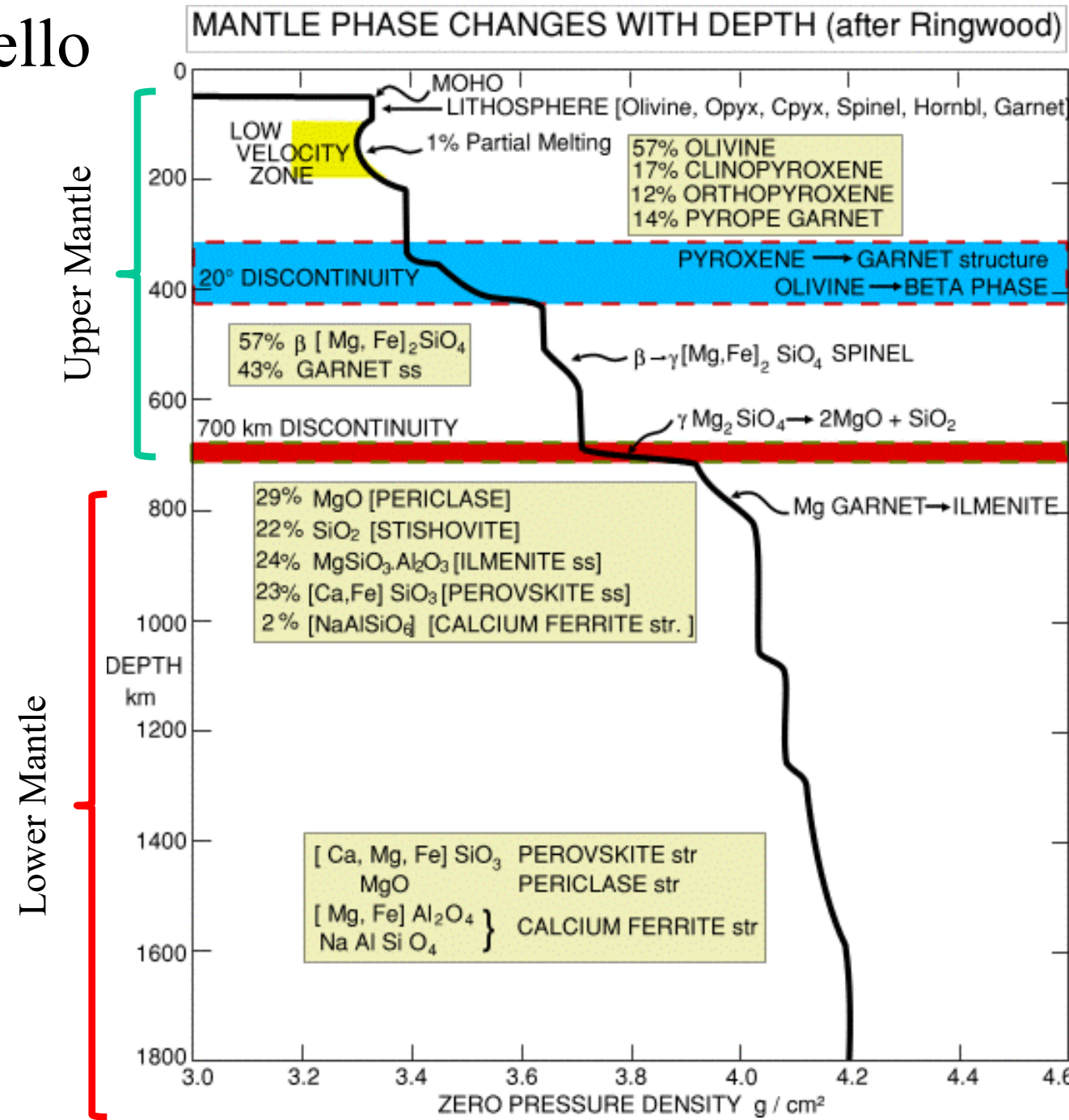
- Discontinuità 660-700 km: il Si^{4+} da tetragonale passa in coordinazione in ottaedro

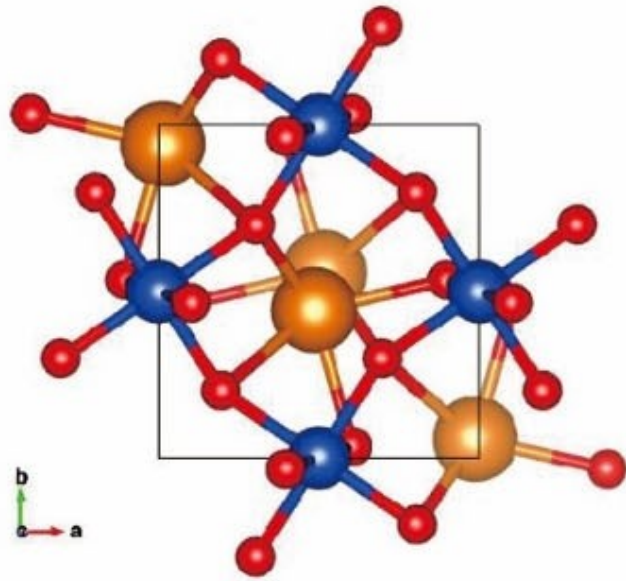
- Mantello Inferiore

γ -Olivina $\rightarrow$ Perovskite + Periclasio

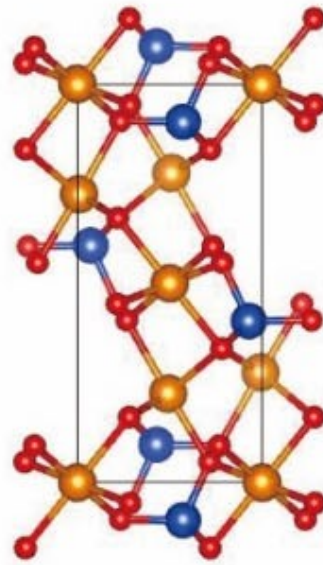
Granato $\rightarrow$ Ilmenite $\rightarrow$ Ca-Ferrite

Prima in forme tipiche di questi minerali, poi in forme a struttura compressa.

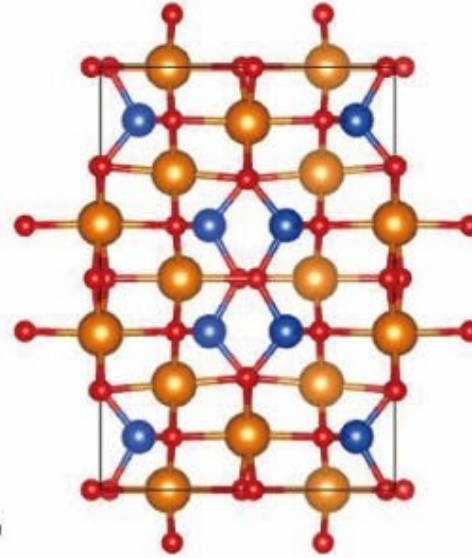




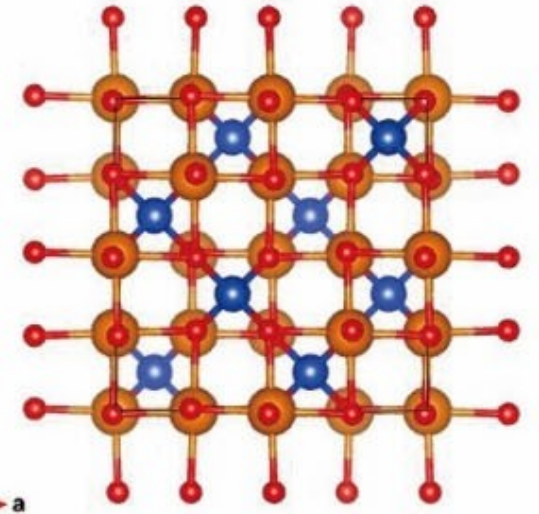
Mg-Perovskite



Olivine

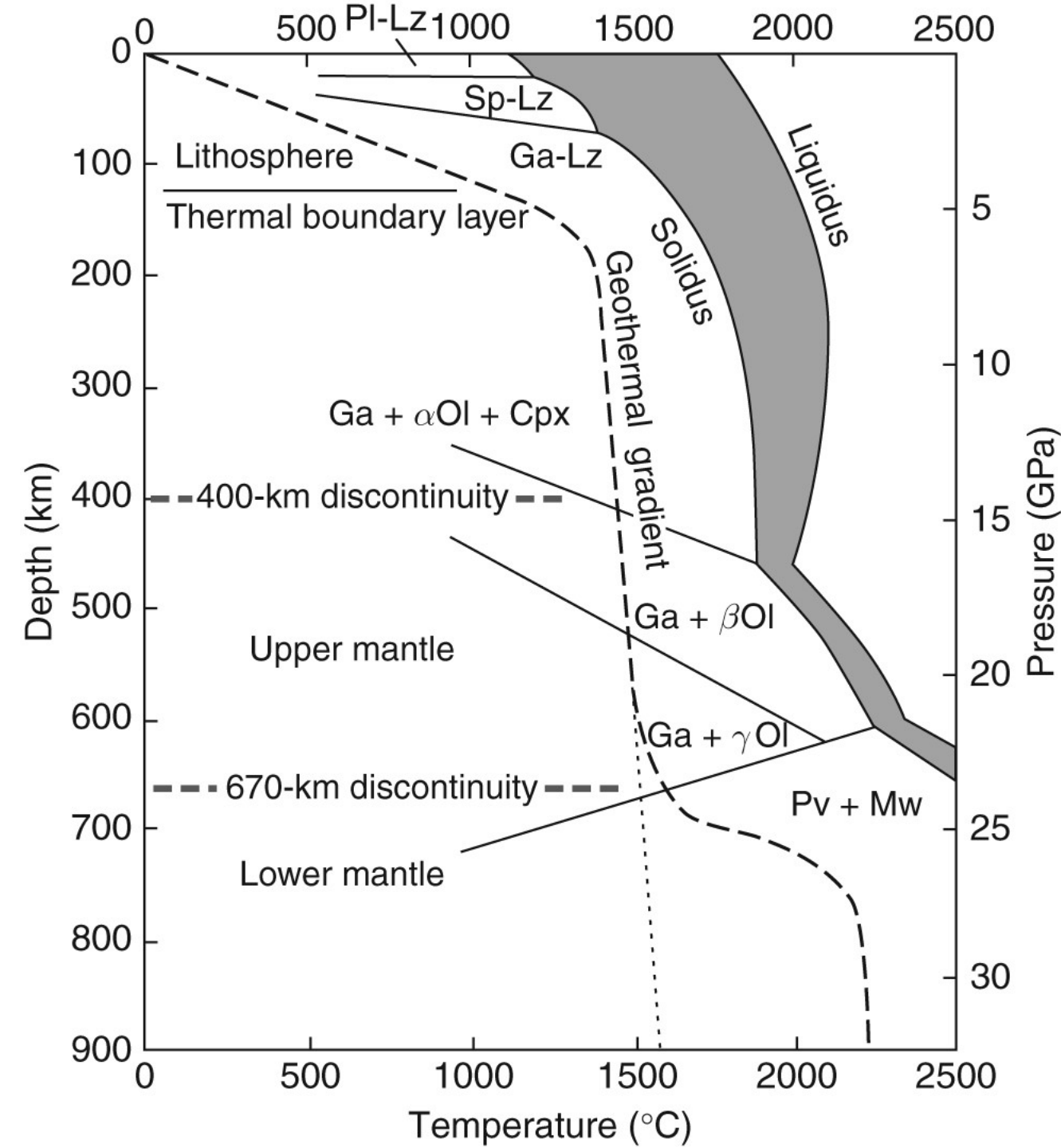


Wadsleyite



Ringwoodite

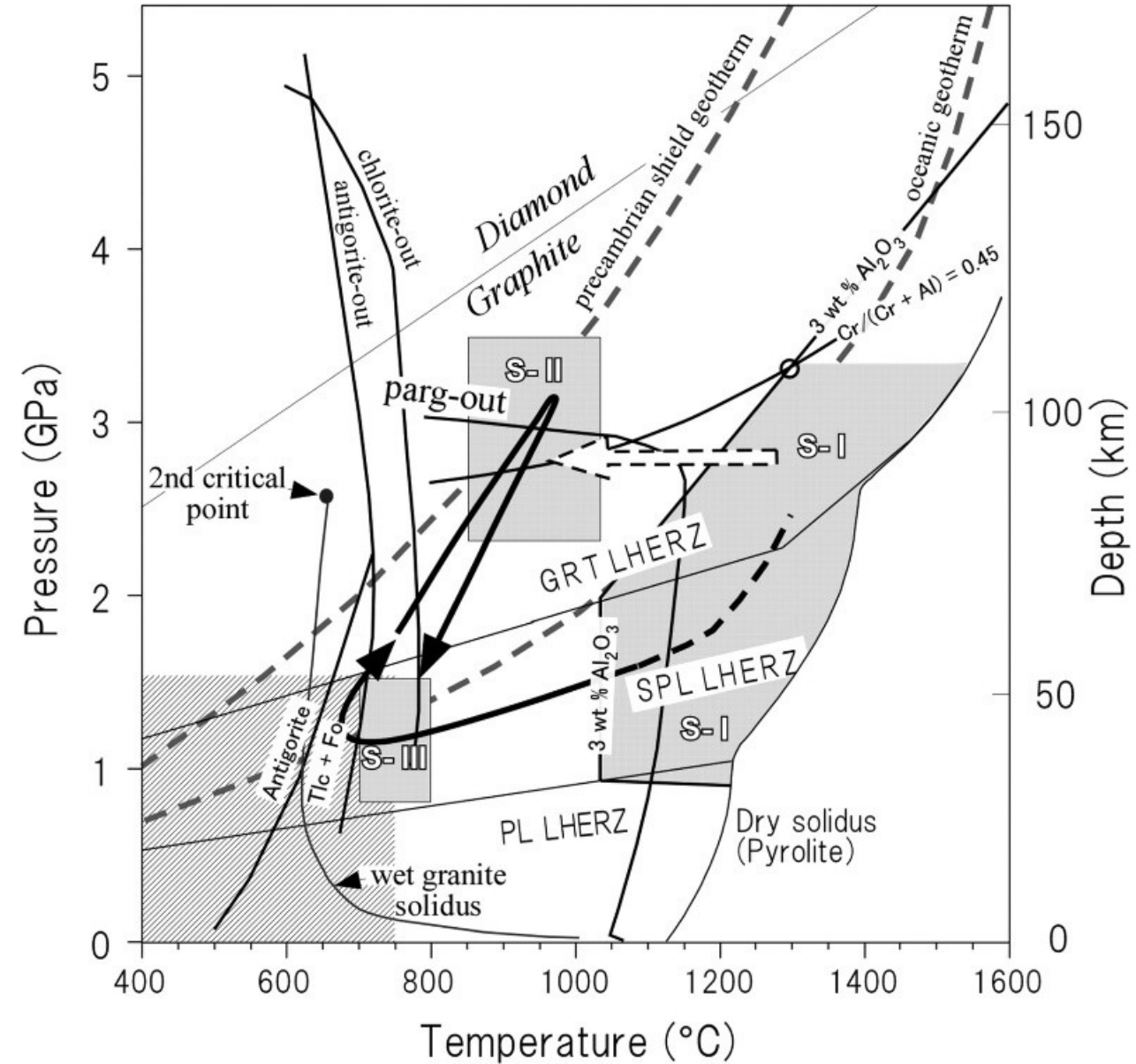
Ossigeno in Rosso, Silicio in blu e Magnesio in arancione



In questo diagramma T-P sono riportate le linee delle transizioni di fasi che variano al variare delle condizioni T e P (per questo le transizioni nel mantello non sono fisse, ma occupano intervalli).

Lo studio del mantello: Pietre Preziose – Diamanti.

I diamanti si originano nel mantello terrestre per la trasformazione del Carbonio in condizioni riducenti a profondità maggiori di 150-180 km.



Pietre Preziosas – Diamanti.

I diamanti vengono portati in superficie da rocce denominate Kimberliti (il nome deriva dalla città di Kimberley in Sudafrica). Le Kimberliti formano intrusioni/estrusioni brecciate a forma di colonna con un diametro di qualche centinaio di metri e risalgono dalle zone di origine del mantello con velocità molto elevate (fino a circa 400 m/s) in tempi relativamente molto brevi.

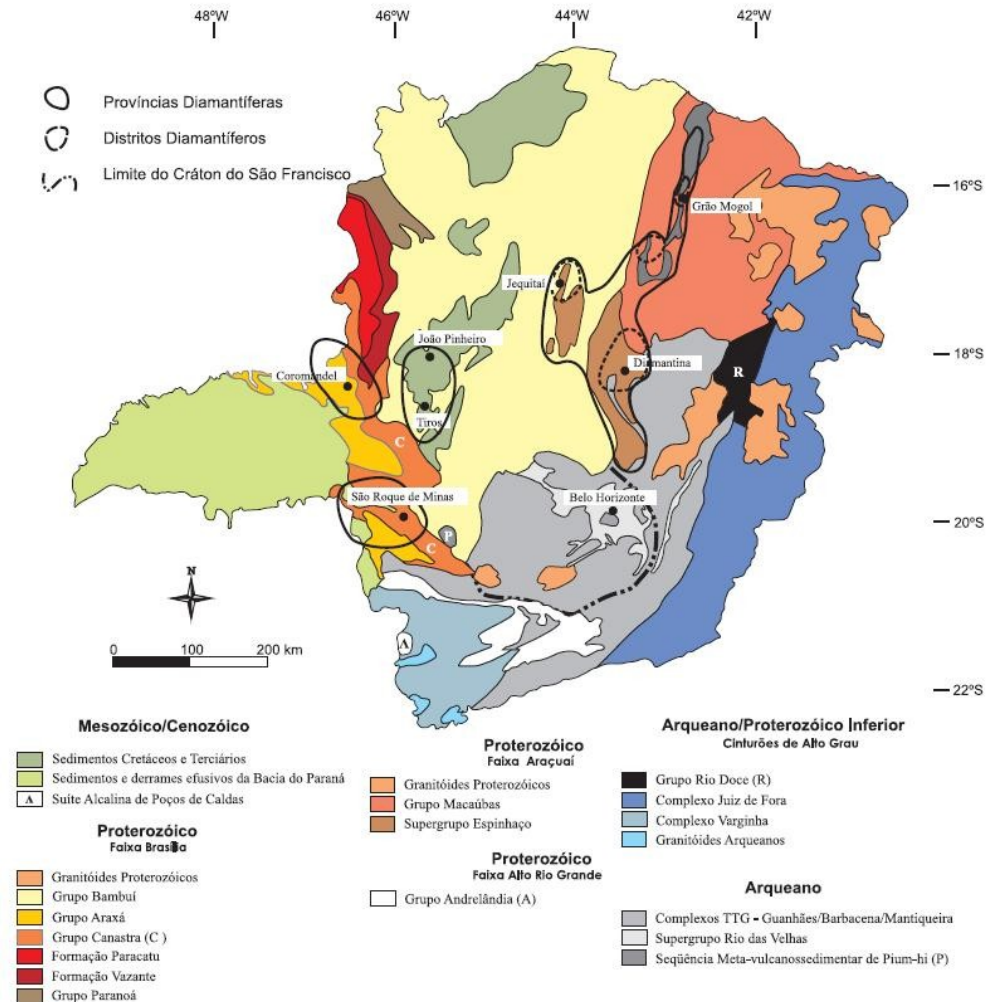
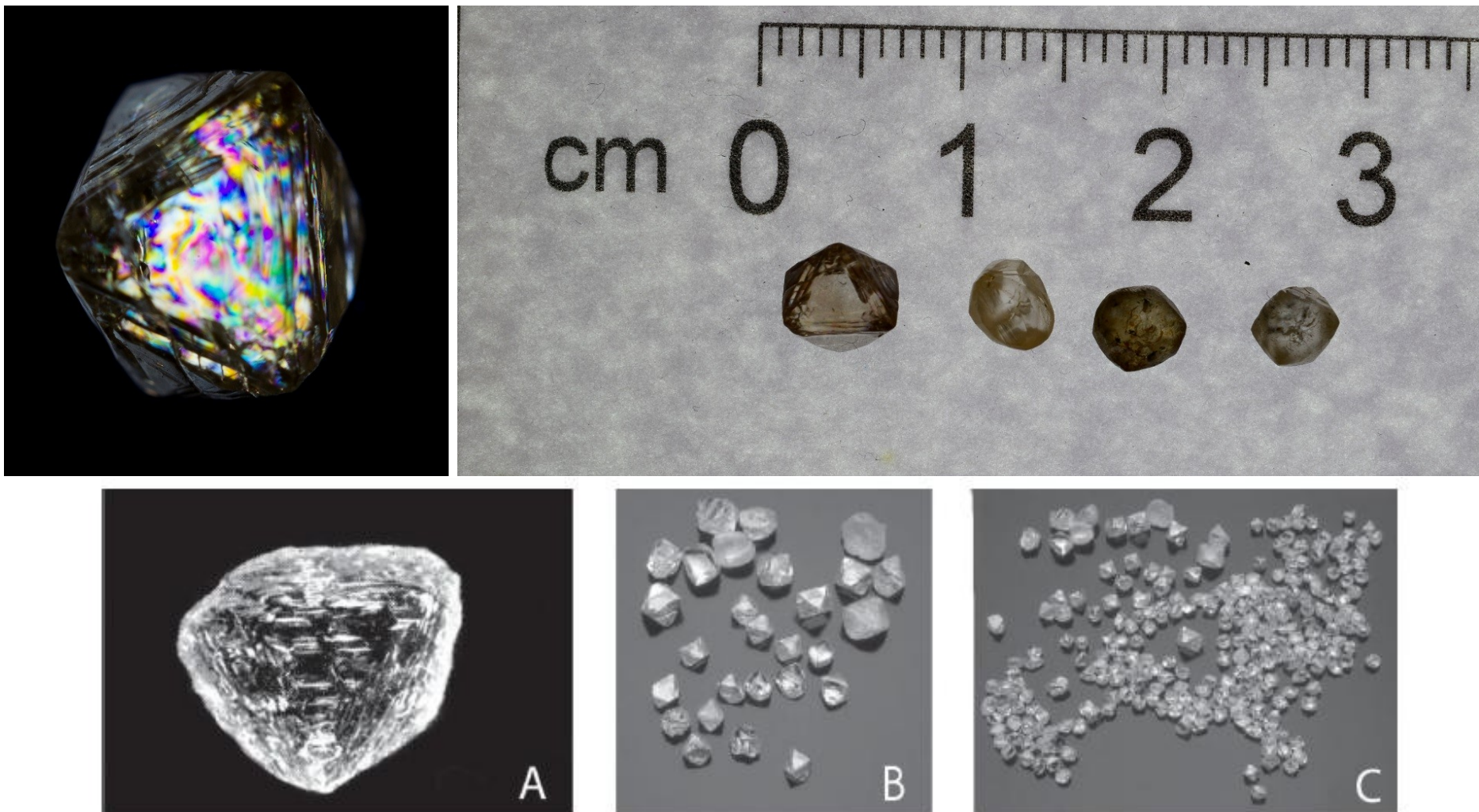


FIGURA 2. As províncias diamantíferas de Minas Gerais (modificado de Penha et al., 2000).

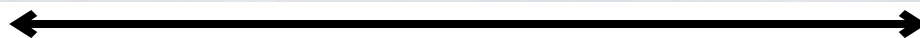
Pietre Preziosas – Diamanti, não solo € o \$...



PRANCHA 2. (A) Um dos grandes diamantes extraídos no Distrito do Alto São Francisco, pesando 28,22 ct, que adquiriu a rara classificação gemológica comercial de cor *extra absolutely white* (reproduzida de Reis, 1959); (B/C) Lotes de diamantes recentemente observados na mesma região, o primeiro (B) com pedras de peso médio ~3 ct (totalizando 81 ct), e o outro (C) com pedras entre 0,50-1,00 ct, onde se ressaltam suas excelentes qualidades e a predominância do *habitus* octaédrico.

Pietre Preziose – Diamanti, non solo € o \$...

Inclusione di Ringwoodite



5 mm

Se questo campione fosse rappresentativo dell'intera Zona di Transizione del Mantello Terrestre, tra 520 e 660 km, dove la ringwoodite è stabile, significherebbe un totale di 1.4×10^{21} kg di acqua, circa la stessa massa d'acqua di tutti gli oceani della Terra combinati insieme.

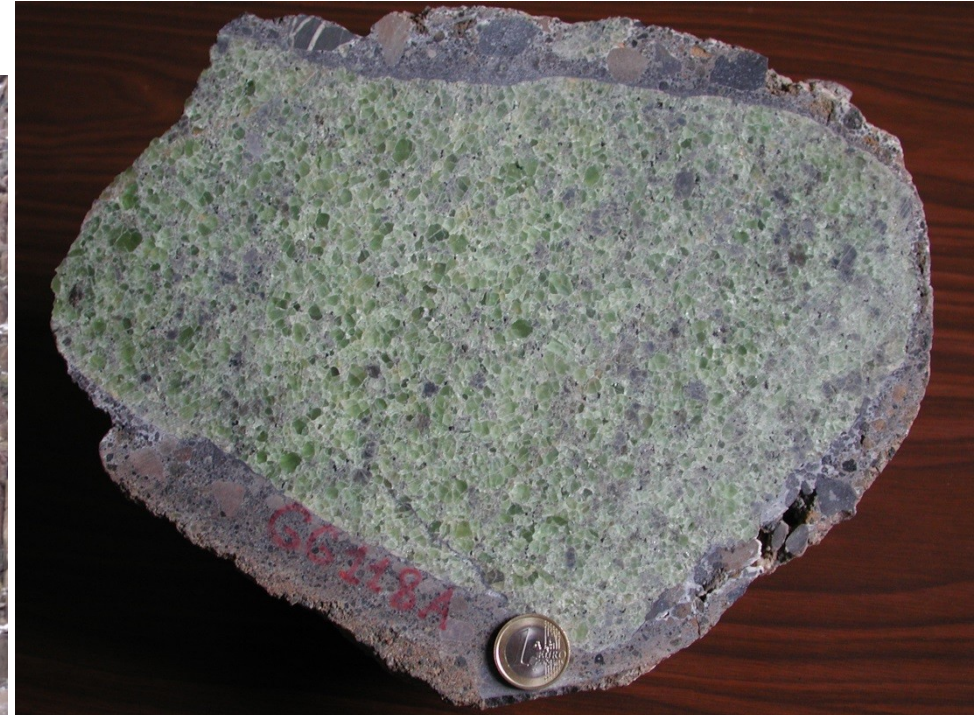
Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond

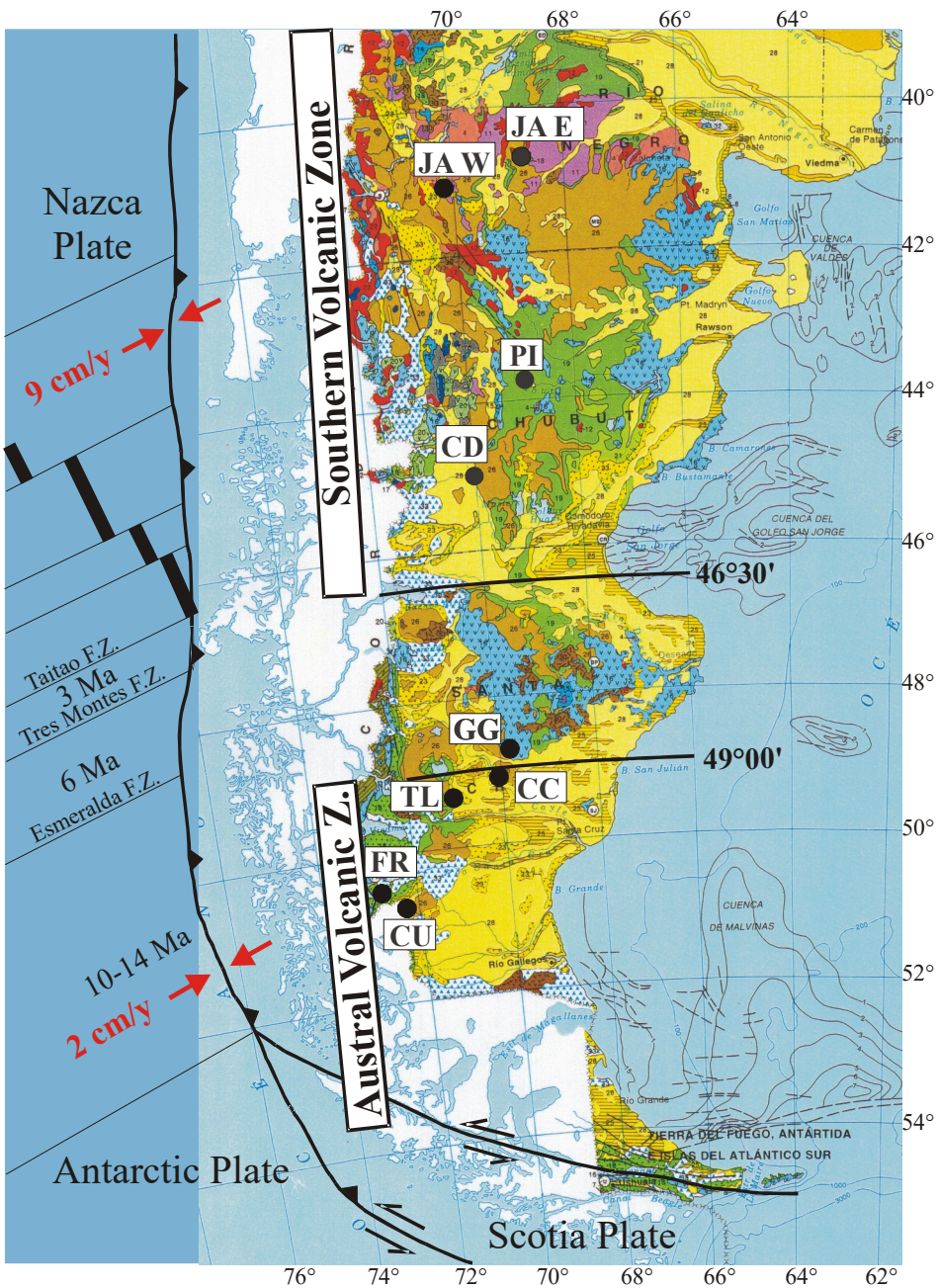
D. G. Pearson, F. E. Brenker, F. Nestola, J. McNeill, L. Nasdala, M. T. Hutchison, S. Matveev, K. Mather, G. Silversmit, S. Schmitz, B. Vekemans & L. Vincze

Nature, 2014

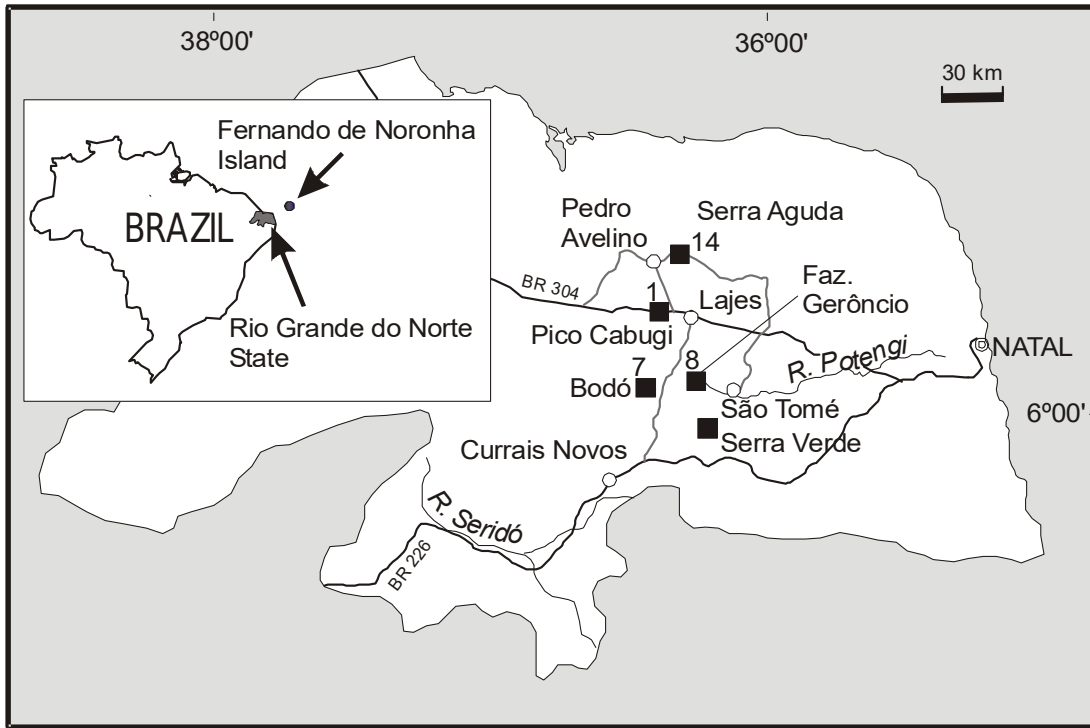
Riserve d'acqua nel profondo della Terra.

Un sottile campione di un minerale incluso in un diamante conferma le previsioni basate su esperimenti di laboratorio condotti a pressioni molto elevate che una riserva d'acqua comparabile in dimensioni a tutta quella presente negli oceani è nascosta nelle profondità del Mantello Terrestre.





L'interno della Terra
Le evidenze dirette

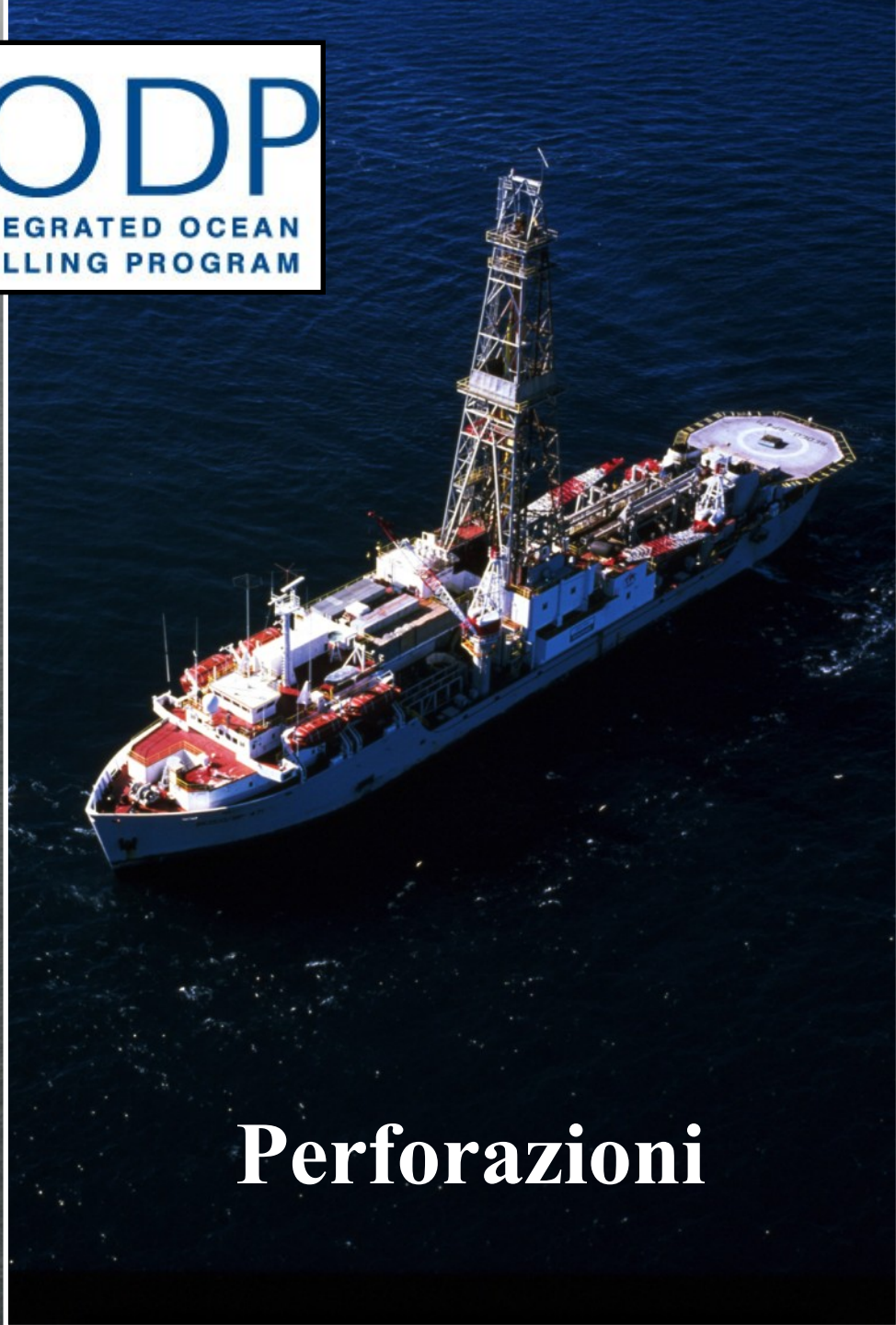


Dune di Genipabu – a N di Natal

Isola di Fernando de Noronha

Pico Cabugi





Perforazioni



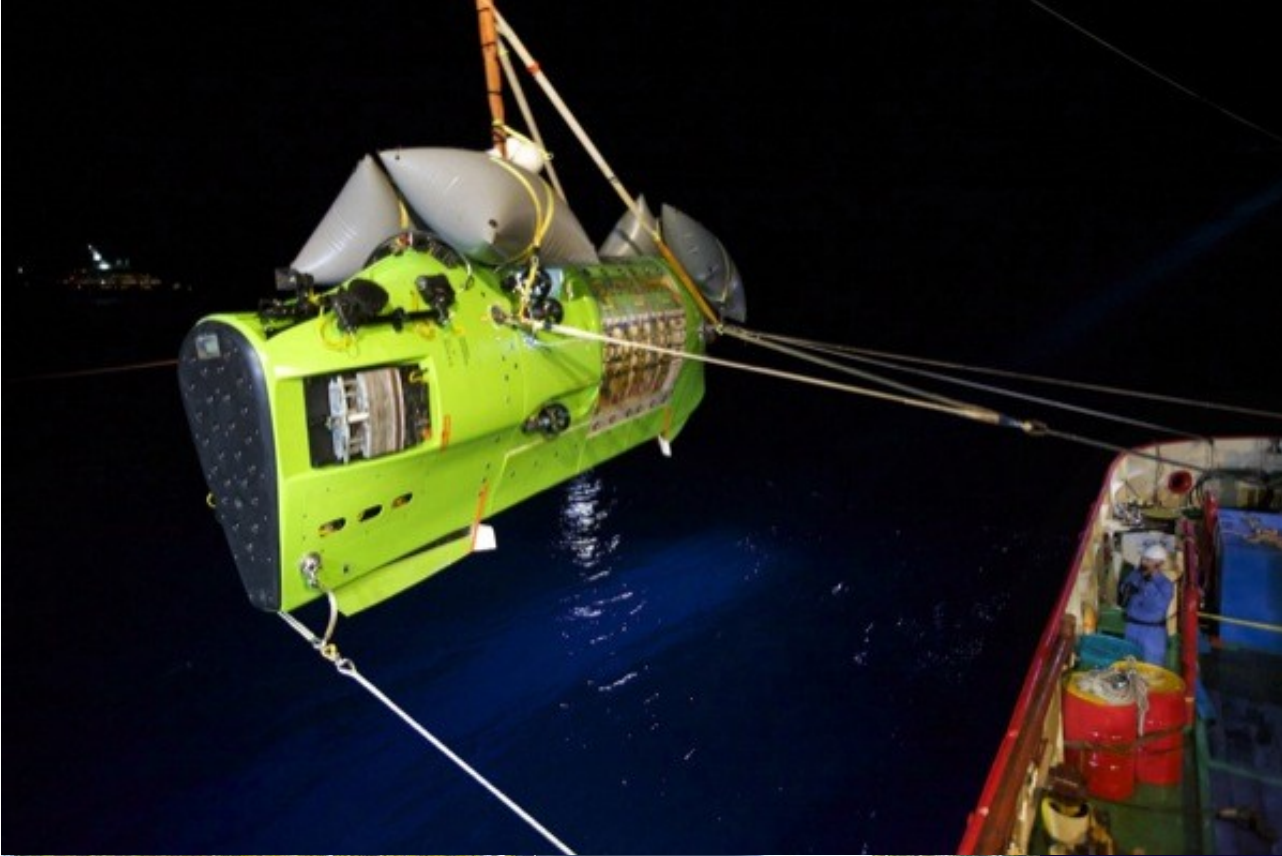
Dragaggi



Sommergibili Es. NAUTILE

**Nave Oceanografica Pourquoi Pas?
Ifremer**





Sommergibili Es. DEEPSEA CHALLENGER



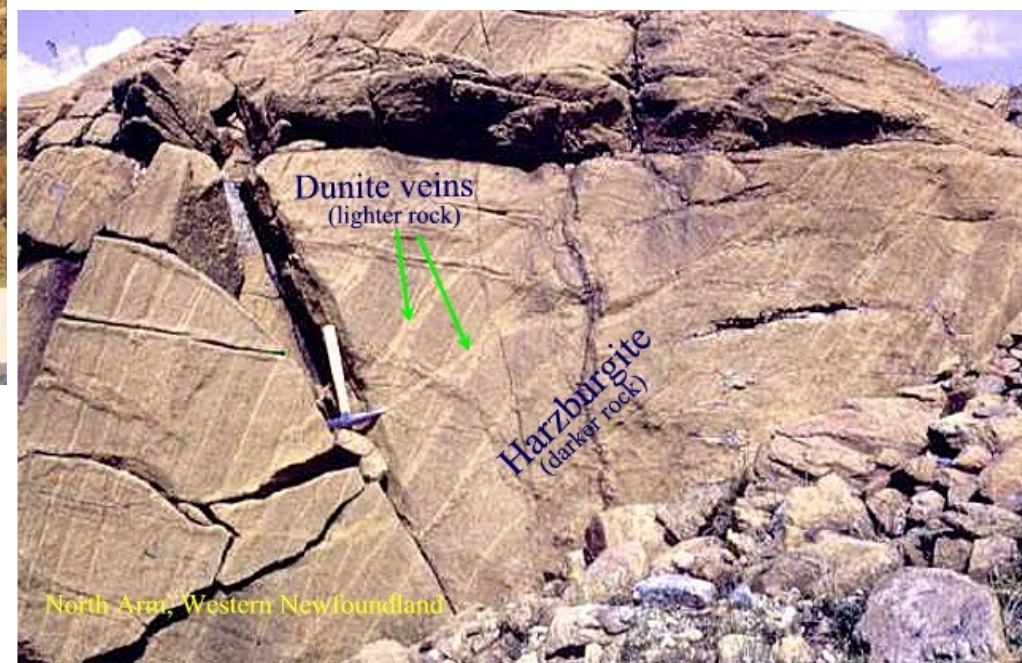
Il regista canadese James Cameron



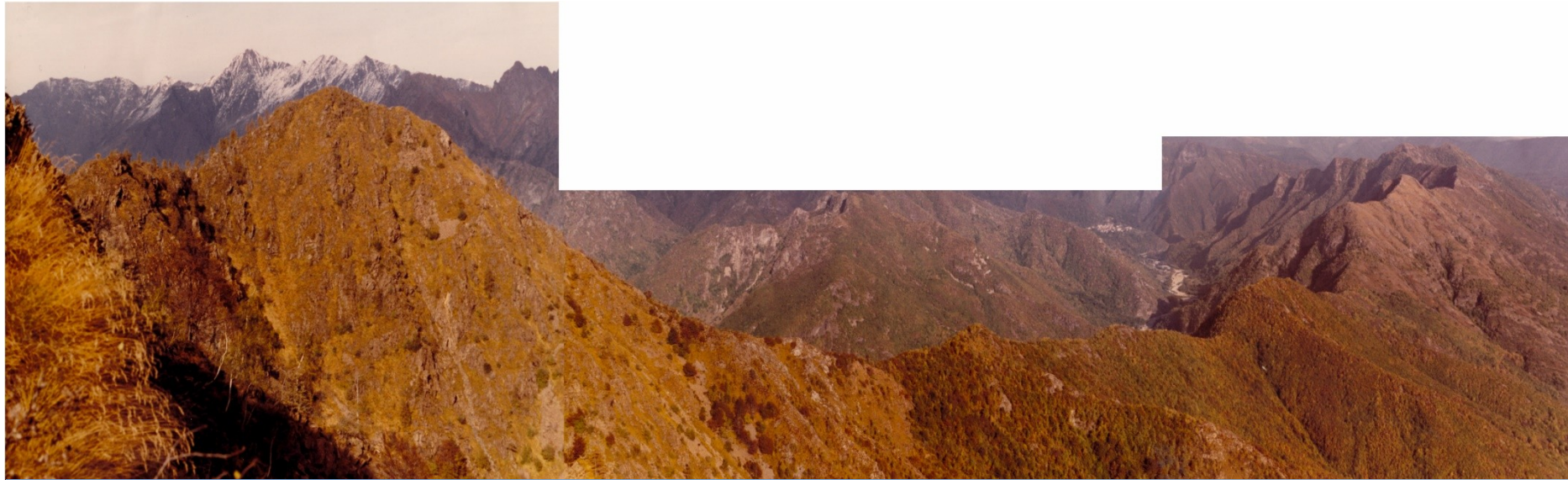
**Il fondo della Fossa delle Marianne
26 Marzo 2012**



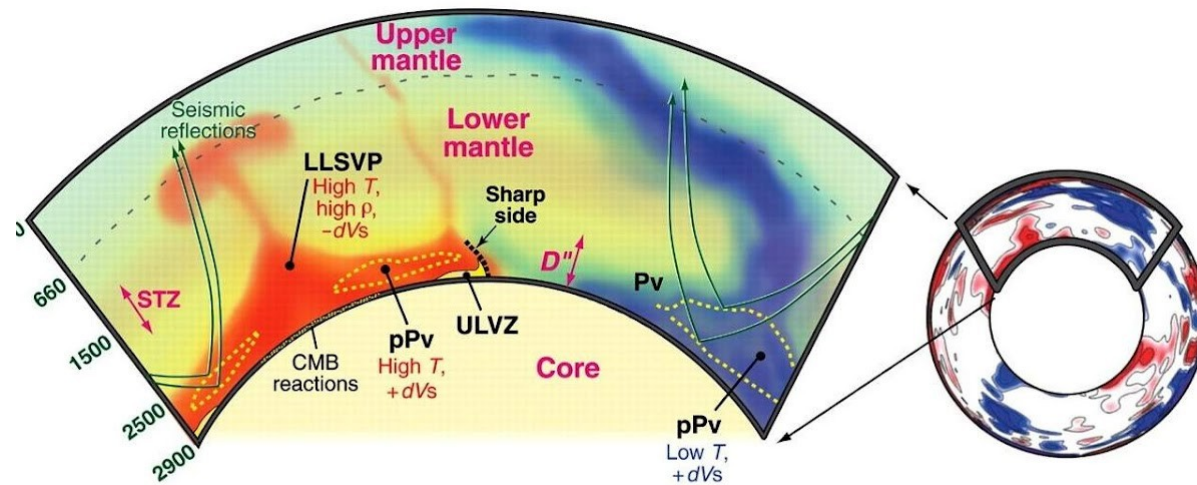
Oman



Balmuccia (VC) – Val Sesia



Al limite CMB (Core-Mantle Boundary), sono presenti zone a velocità anomale (basse o alte) che sono state interpretate come zone di riciclo di vecchia crosta (alta velocità) e zone di sorgenti di plume (bassa velocità, in parte liquida) probabilmente generati dal calore rilasciato dal nucleo.

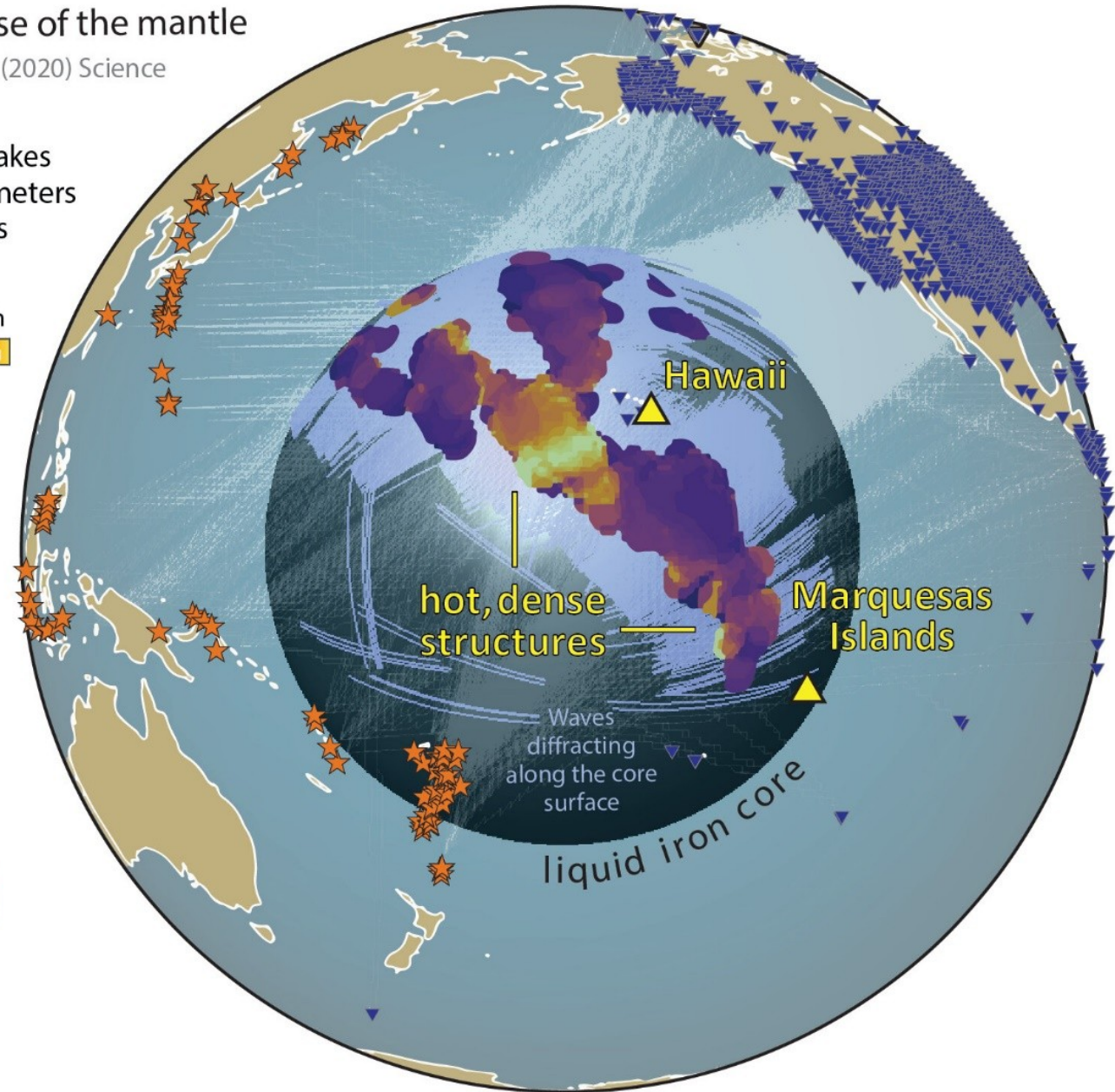


Seismic echoes reveal structures at the base of the mantle

Kim D. et al., (2020) Science

- ★ Earthquakes
- ▼ Seismometers
- ▲ Hotspots

Echo strength
Weak Strong



L'interno della Terra

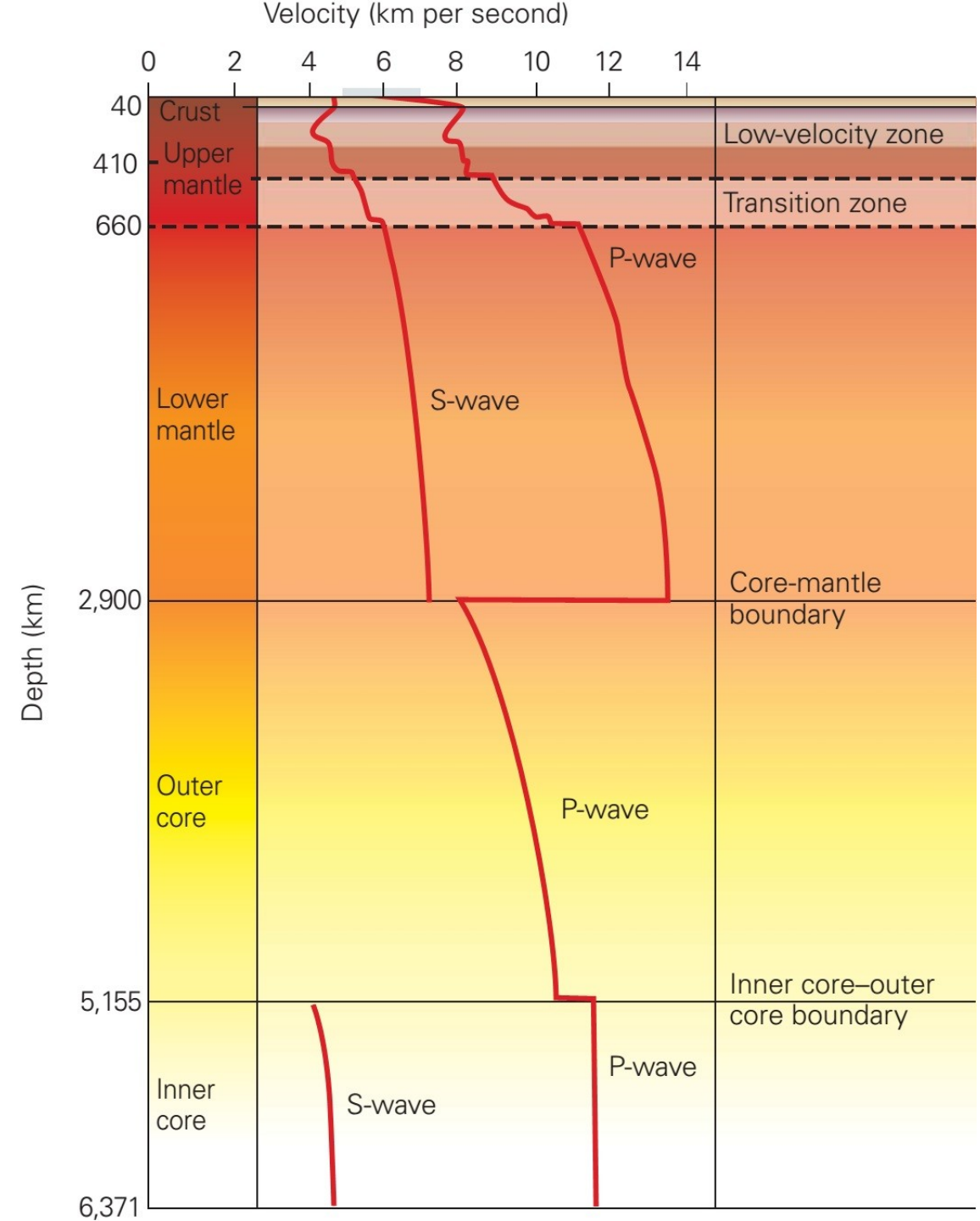
Nucleo:

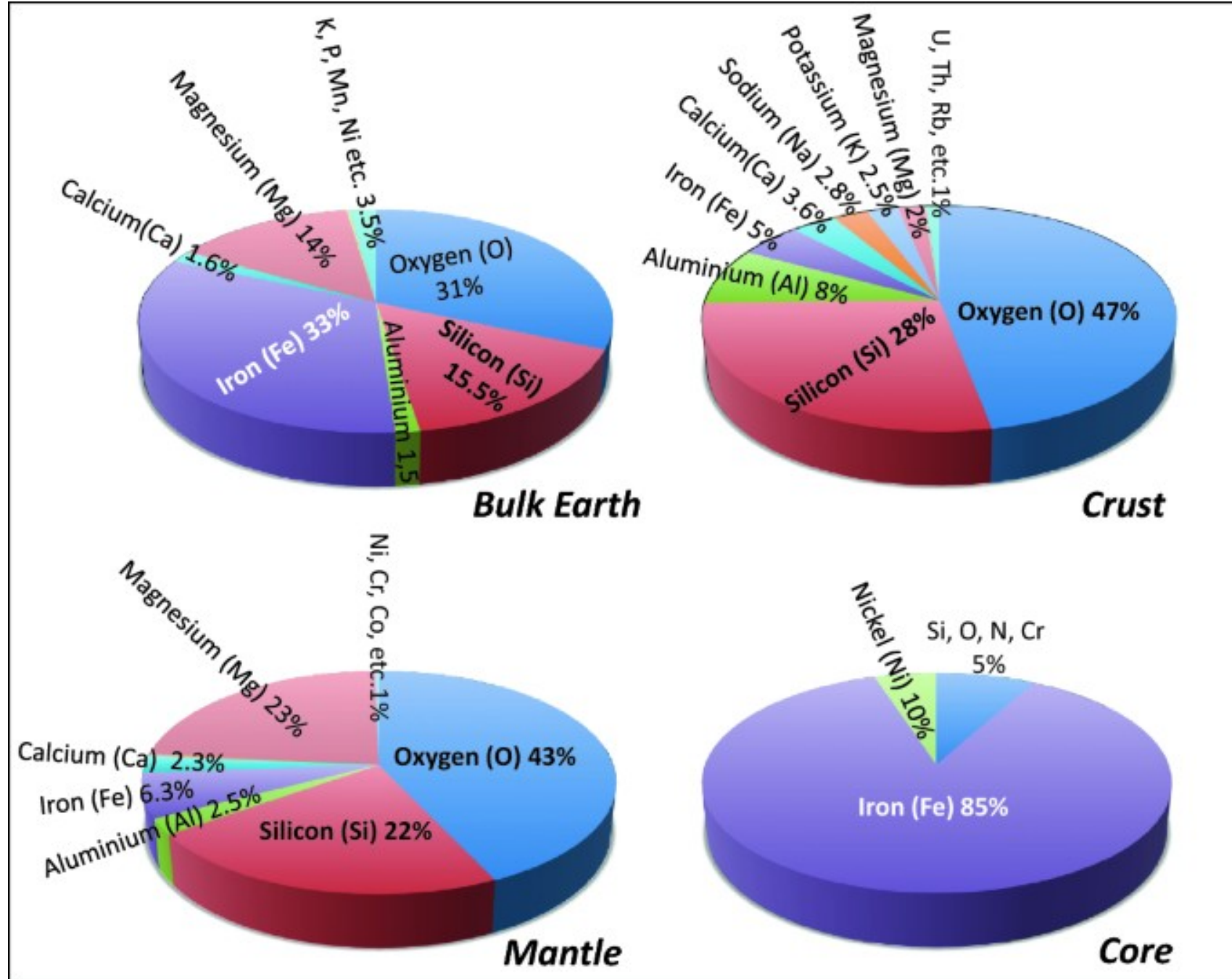
Lega metallica Fe-Ni

Nucleo esterno è liquido

- ♦ No onde S

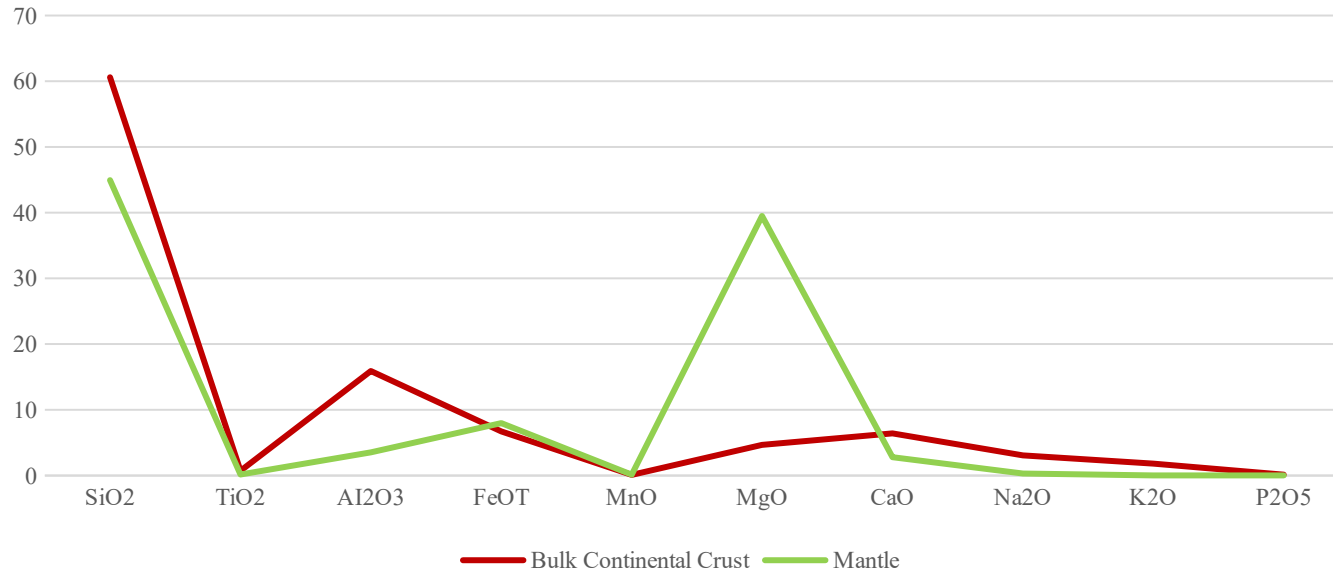
Nucleo Interno è solido





Abbondanze atomiche relative degli elementi più comuni che comprendono il 97% della massa della Terra.

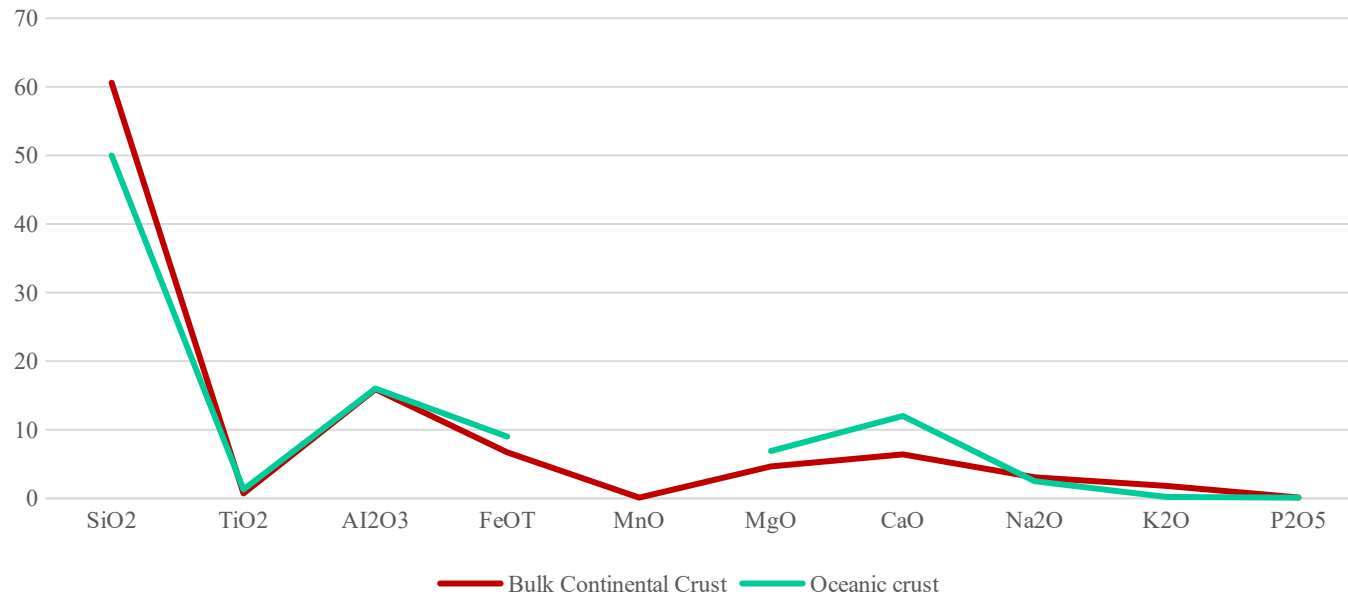
oxide % reservoirs composition



CT = Crosta Totale

MS = Mantello Sup.

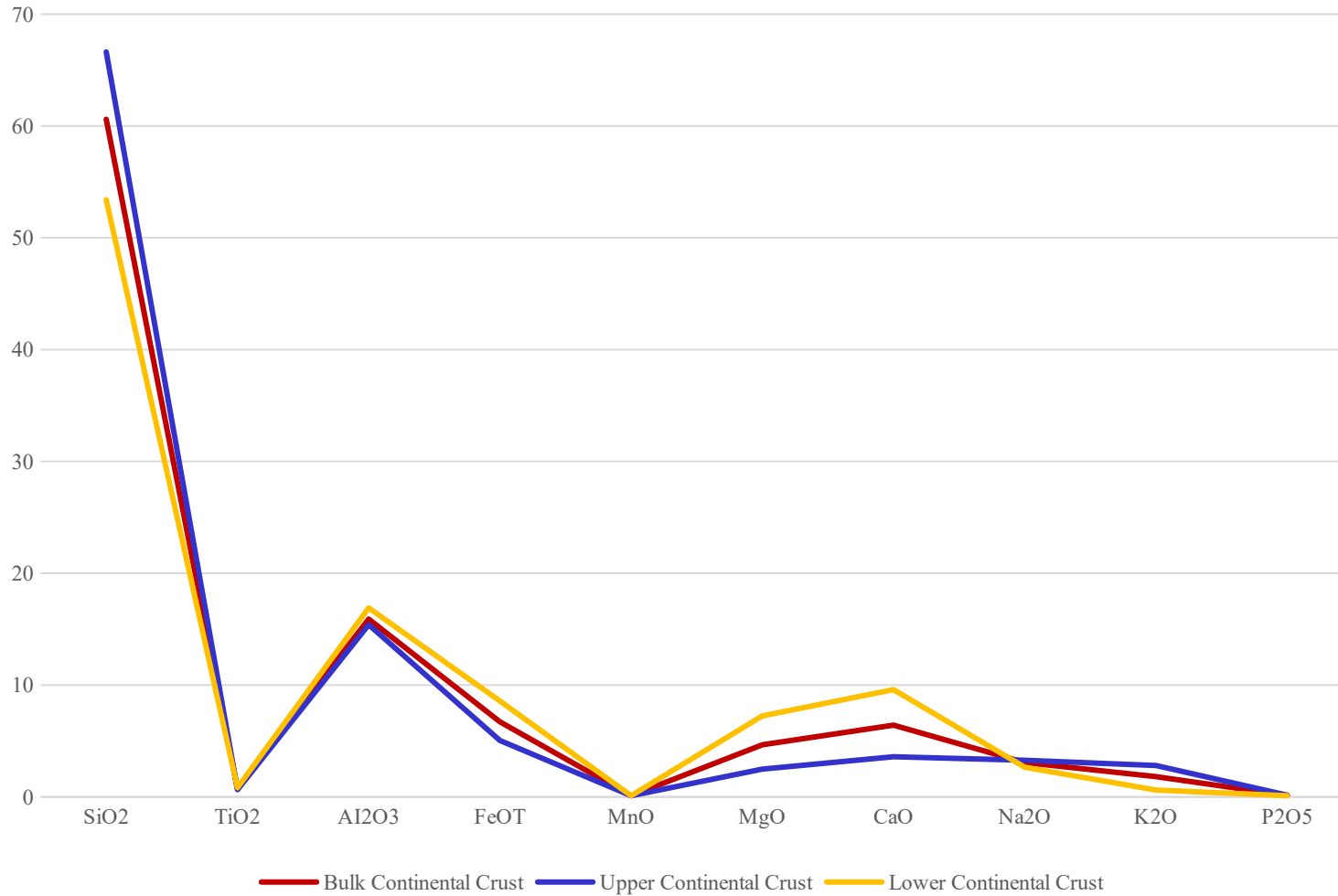
oxide % reservoirs composition



**CCT = Crosta
Continetale Totale**

**CO = Crosta
Oceanica**

oxide % reservoirs composition



CCT = Crosta Continentale Totale

CCS = Crosta Continentale Superiore

CCI = Crosta Continentale Inferiore

Tali differenze diventano più marcate se consideriamo la distribuzione degli elementi minori e in traccia nei sistemi oceanico e continentale.

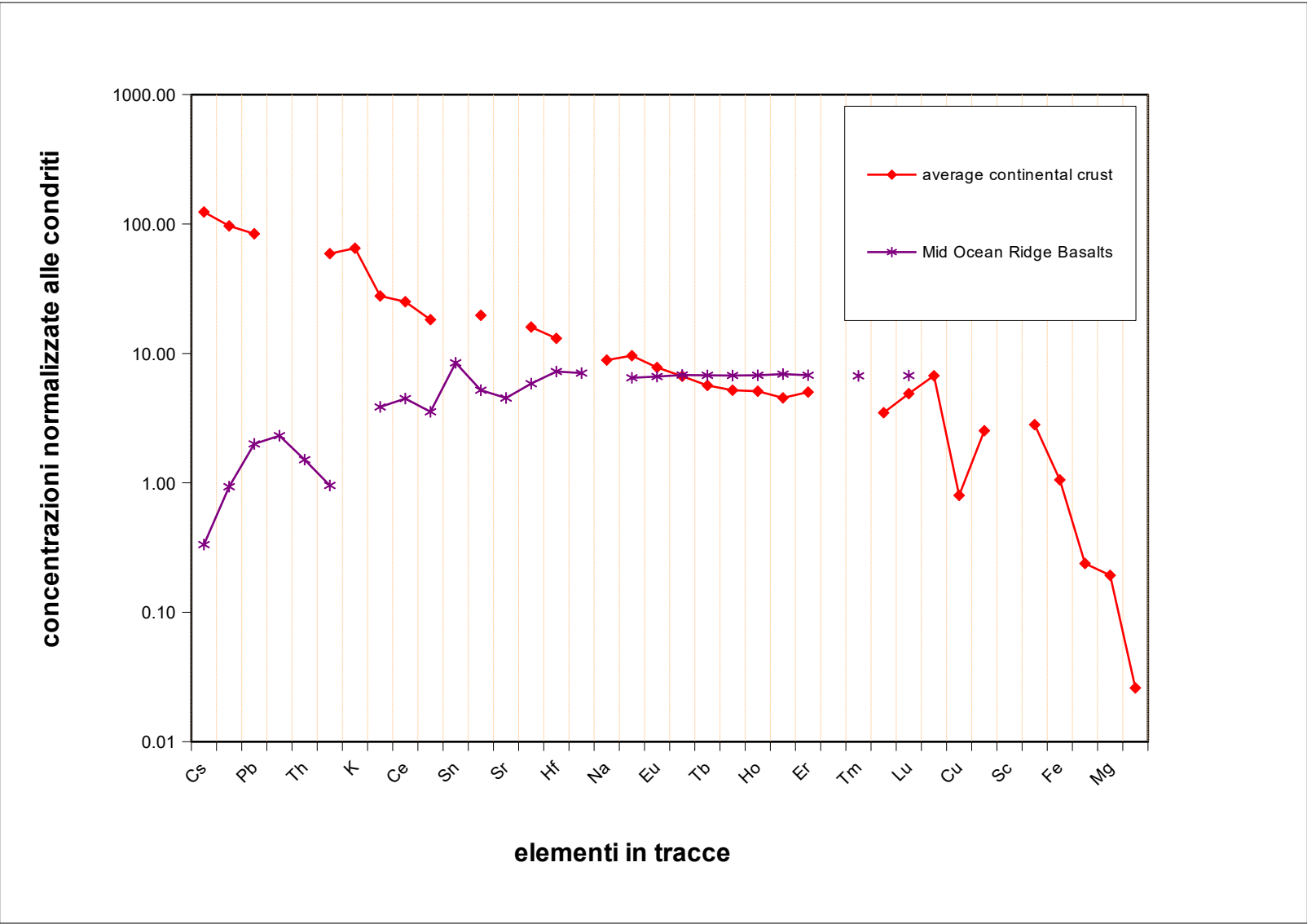
I valori si esprimono relativamente alle condriti CI. Cioè al gruppo di meteoriti che si assume abbiano portato alla formazione della Terra per aggregazione successiva.

Le condriti CI sono meteoriti carbonacee

<https://en.wikipedia.org/wiki/Chondrite>

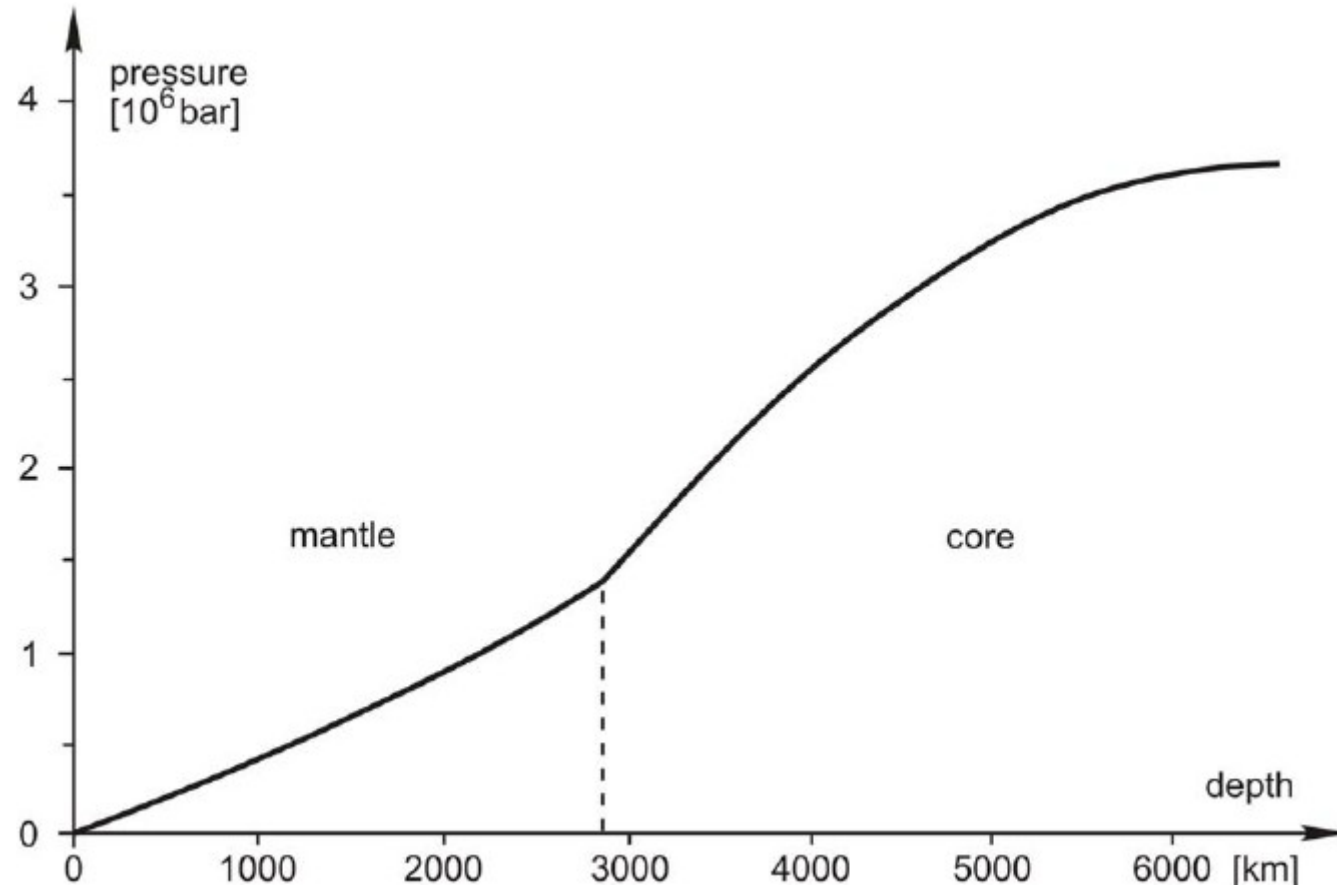
Caratterizzate dalla presenza di condrule

<https://en.wikipedia.org/wiki/Chondrule>



Il Gradiente di Pressione

- $P \text{ aumenta} = \rho g z$
- Aumento quasi lineare nel mantello:
 $P \sim 30 \text{ MPa/km}$
 $P \approx 1 \text{ GPa}$ alla base della crosta (media)
- Nucleo: ρ aumenta più rapidamente poichè la lega è più densa



Il gradiente di temperatura: Sorgenti di calore nella Terra

La distribuzione del calore all'interno della Terra dipende dal meccanismo di trasporto, che varia nei diversi gusci interni in funzione della reologia degli strati.

Il calore totale immagazzinato nel pianeta oggi dipende da:

1. Calore primitivo di accrezione accumulato durante l'aggregazione dei planetesimi. Esso deriva dalla conversione dell'energia gravitazionale in calore.
2. Calore rilasciato durante la differenziazione interna della Terra. Contiene la componente del calore latente di cristallizzazione della parte fusa a formare il nucleo interno solido e il mantello.
3. Calore rilasciato dal decadimento di nuclei radioattivi. Diminuisce nel tempo in funzione della costante di decadimento degli elementi radioattivi, principalmente U, Th, K...
4. Radiazione termica verso lo spazio esterno.

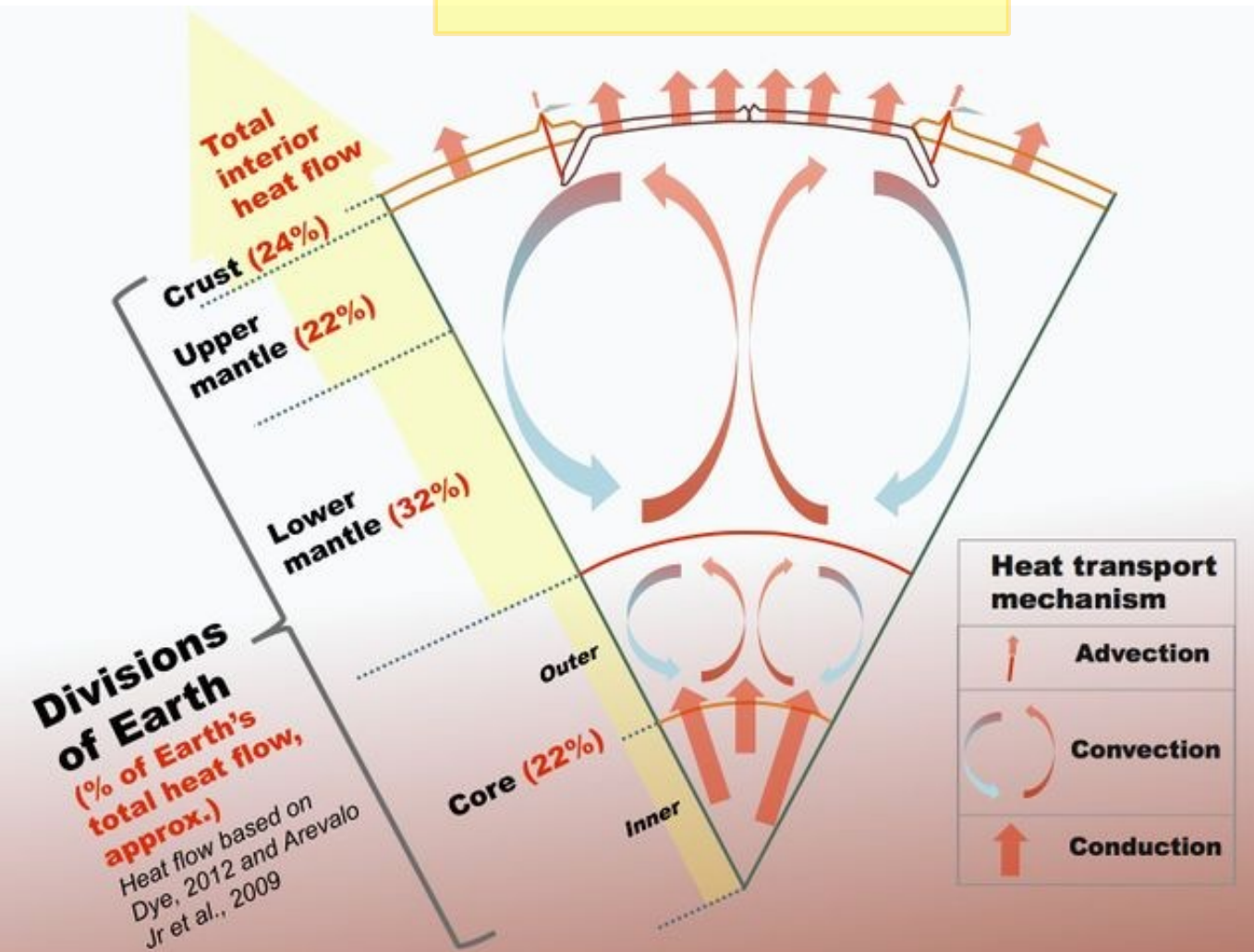
Il gradiente di temperatura: trasferimento del calore nella Terra

Il calore si trasferisce naturalmente tra le parti calde e fredde di un corpo. Tuttavia, nei fluidi il trasporto del calore avviene per convezione di massa, ossia le masse si muovono fisicamente con moti convettivi e trasportano il calore accumulato.

I meccanismi di trasporto che dobbiamo considerare sono quindi:

1. *Conduzione* termica: avviene in presenza di un gradiente di temperatura in un mezzo stazionario, il quale può essere un solido oppure un liquido;
2. *Convezione*: avviene tra una superficie e un fluido in movimento, tra i quali si ha un gradiente di temperatura;
3. *Irraggiamento*: avviene tra due superfici in reciproca vista, con un gradiente di temperatura, tramite emissione di energia sotto forma di radiazione elettromagnetica.

Irraggiamento



Il gradiente di temperatura: trasferimento del calore nella Terra

Il trasporto di calore all'interno della Terra dipende delle proprietà reologiche delle rocce interessate.

La convezione è attiva nel nucleo esterno (liquido) e nel mantello con intensità molto diverse, essendo il mantello soggetto a convezione allo stato solido mentre il nucleo esterno è assimilabile a un vero liquido.

La conduzione è principalmente attiva nel nucleo interno e nella litosfera esterna.

La radiazione disperde costantemente calore verso lo spazio esterno, modulata dall'atmosfera.

Il gradiente di temperatura: struttura superficiale

La dispersione del calore verso l'esterno del pianeta porta la temperatura media superficiale a circa 0 °C.

Il gradiente superficiale nella crosta è elevato, ca. 30 °C/km.

Diminuisce verso il basso in maniera diversa tra gli oceani e i continenti, in funzione del diverso spessore degli strati rigidi, della loro età e composizione.

In litosfera oceanica i gradienti variano tra 12-15 °C/km

In litosfera continentale tra 6-8 °C/km

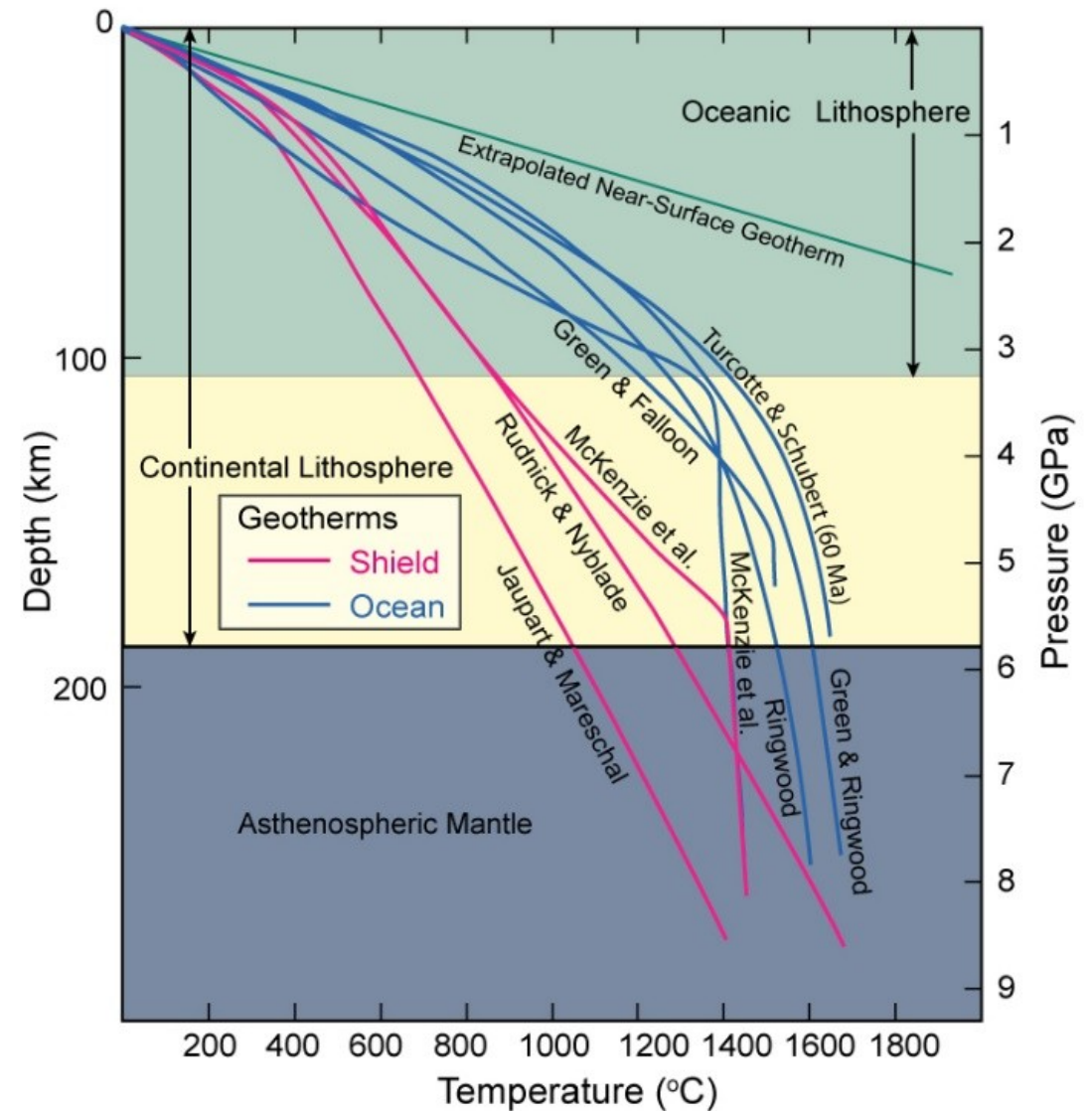


Figure 1.11 Estimates of oceanic (blue curves) and continental shield (red curves) geotherms to a depth of 300 km. The thickness of mature (> 100Ma) oceanic lithosphere is green and that of continental shield lithosphere is yellow. Data from Green and Falloon ((1998), Green & Ringwood (1963), Jaupart and Mareschal (1999), McKenzie *et al.* (2005 and personal communication), Ringwood (1966), Rudnick and Nyblade (1999), Turcotte and Schubert (2002).

Il gradiente di temperatura: struttura superficiale

Scendendo in profondità si nota che la struttura superficiale del campo di temperatura deriva dalla intersezione dei due sistemi convettivo e conduttivo.

La conduzione verso l'esterno del pianeta tende a raffreddare uno strato progressivamente in funzione della sua età.

Il trasferimento del calore dagli strati profondi è ridotto per conduzione dalla scarsa conducibilità termica delle rocce, che sono essenzialmente isolanti.

Il profilo termico in profondità segue quindi un profilo adiabatico legato ai fenomeni convettivi: dipende essenzialmente dalla pressione mentre è nullo il fattore di trasporto.

Il gradiente di temperatura nello strato adiabatico è $0.6^{\circ}\text{C}/\text{km}$

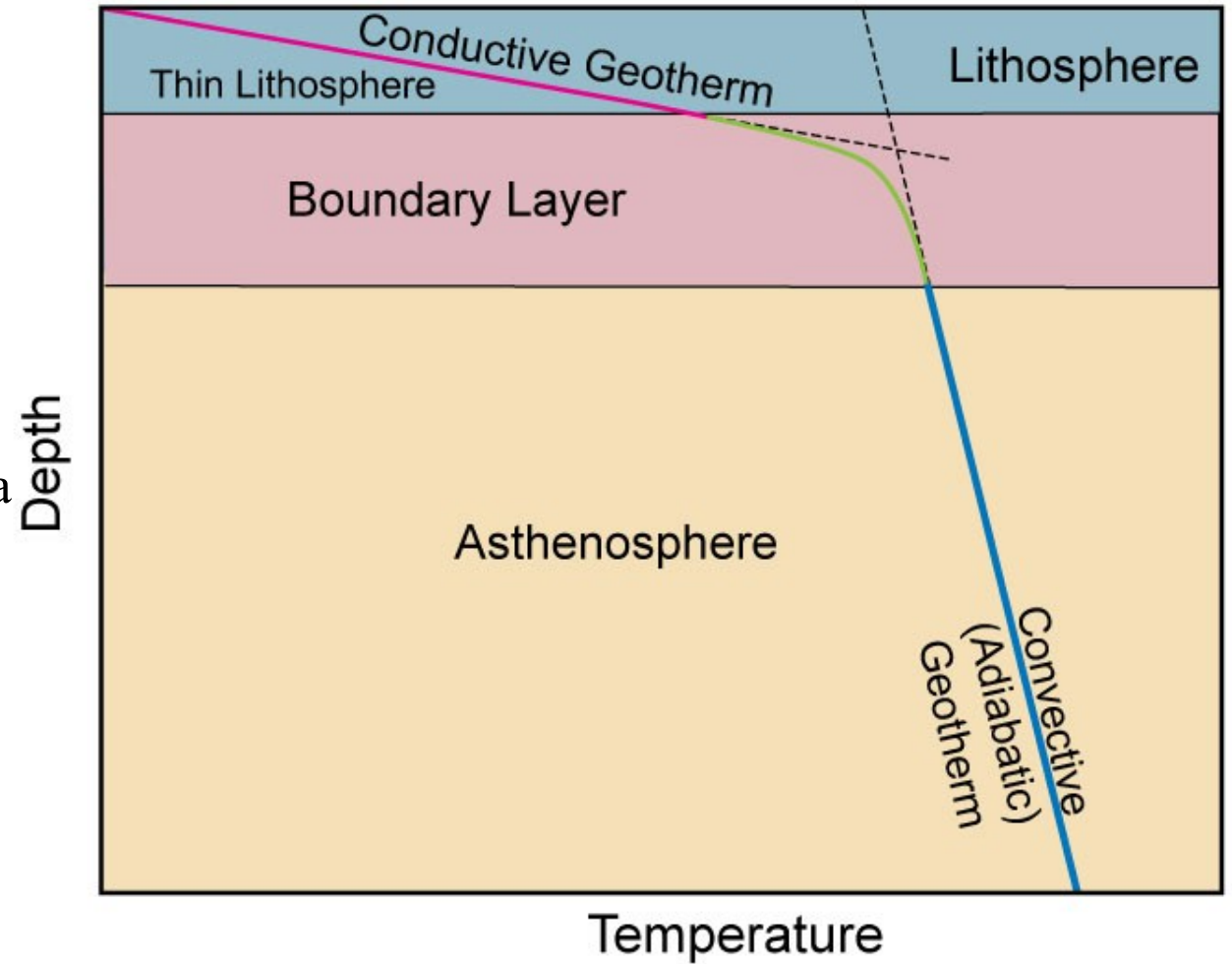


Figure 1.9 Diagrammatic cross-section through the upper 200-300 km of the Earth showing geothermal gradients reflecting more efficient adiabatic (constant heat content) convection of heat in the mobile asthenosphere (steeper gradient in blue) and less efficient conductive heat transfer through the more rigid lithosphere (shallower gradient in red). The boundary layer is a zone across which the transition in rheology and heat transfer mechanism occurs (in green). The thickness of the boundary layer is exaggerated here for clarity: it is probably less than half the thickness of the lithosphere.

Il gradiente di temperatura: struttura superficiale

Il diverso gradiente geotermico nei continenti e negli oceani genera una diversa struttura termica in profondità

È importante per definire la posizione della regione di transizione del regime termico definita: Thermal Boundary Layer.

Questa regione termica è fondamentale perché regola la formazione dei magmi in profondità. È la regione dove si formano i magmi primari che vengono eruttati lungo le dorsali oceaniche, i punti caldi e i sistemi di sopra-subduzione.

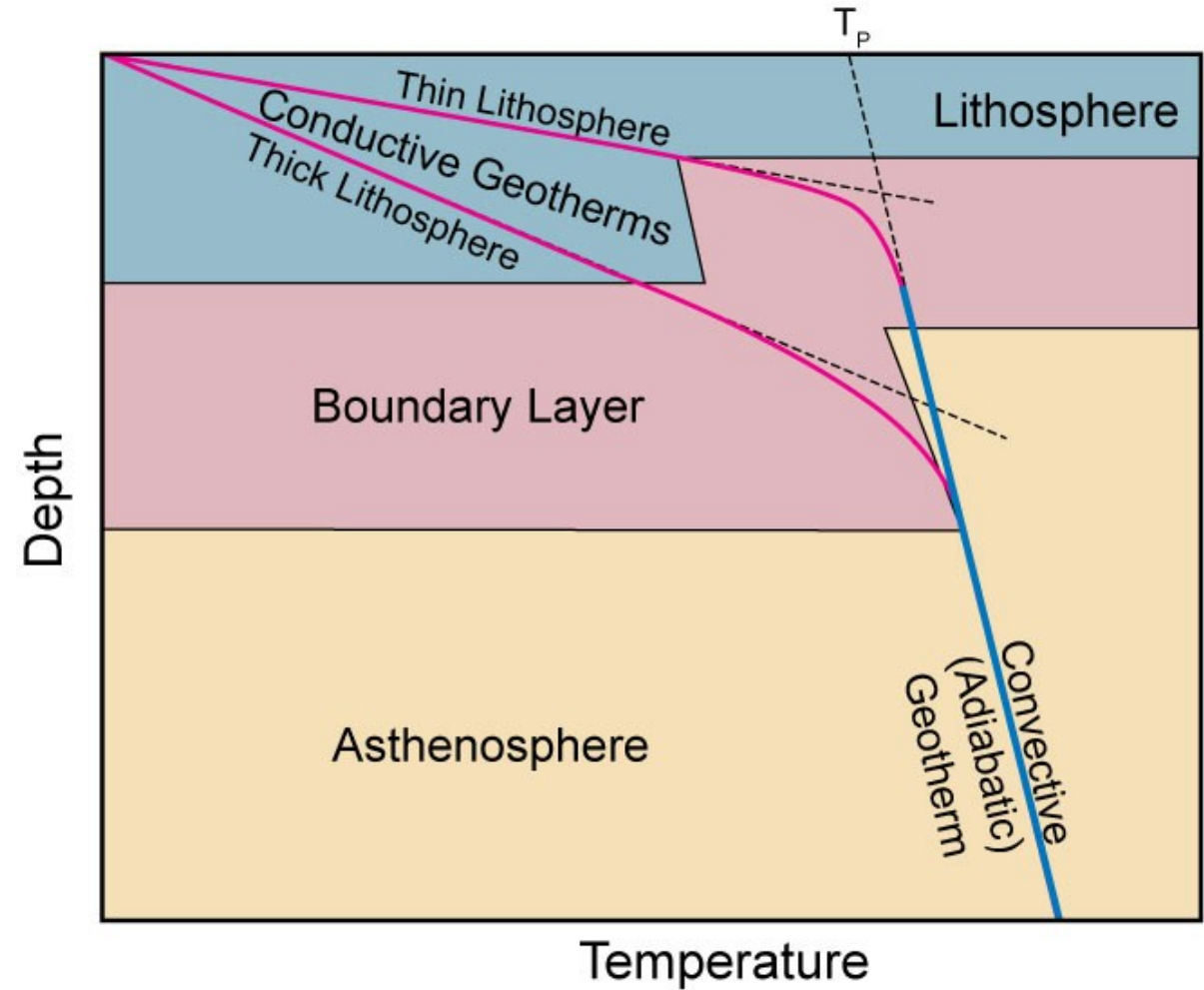


Figure 1.9 Notice that thinner lithosphere allows convective heat transfer to shallower depths, resulting in a **higher** geothermal gradient across the boundary layer and lithosphere. T_p is the **potential temperature**. It permits comparison of (estimated) temperatures at depth from one locality to another. Because temperature varies with depth, one must select some reference depth. In this case the surface was chosen. One simply extrapolates adiabatically from the T and P in question to the surface.

Il gradiente di temperatura: struttura profonda

Estrapolando verso il basso la struttura termica della Terra si osserva:

- l'incremento adiabatico costante nel mantello
- La diffusione dal nucleo esterno verso la base del mantello che genera un innalzamento della temperatura alla base del mantello stesso
- Il profilo costante fino al centro della Terra, adiabatico, che porta ad una temperatura massima compresa tra i 5000 e 6000 °C.

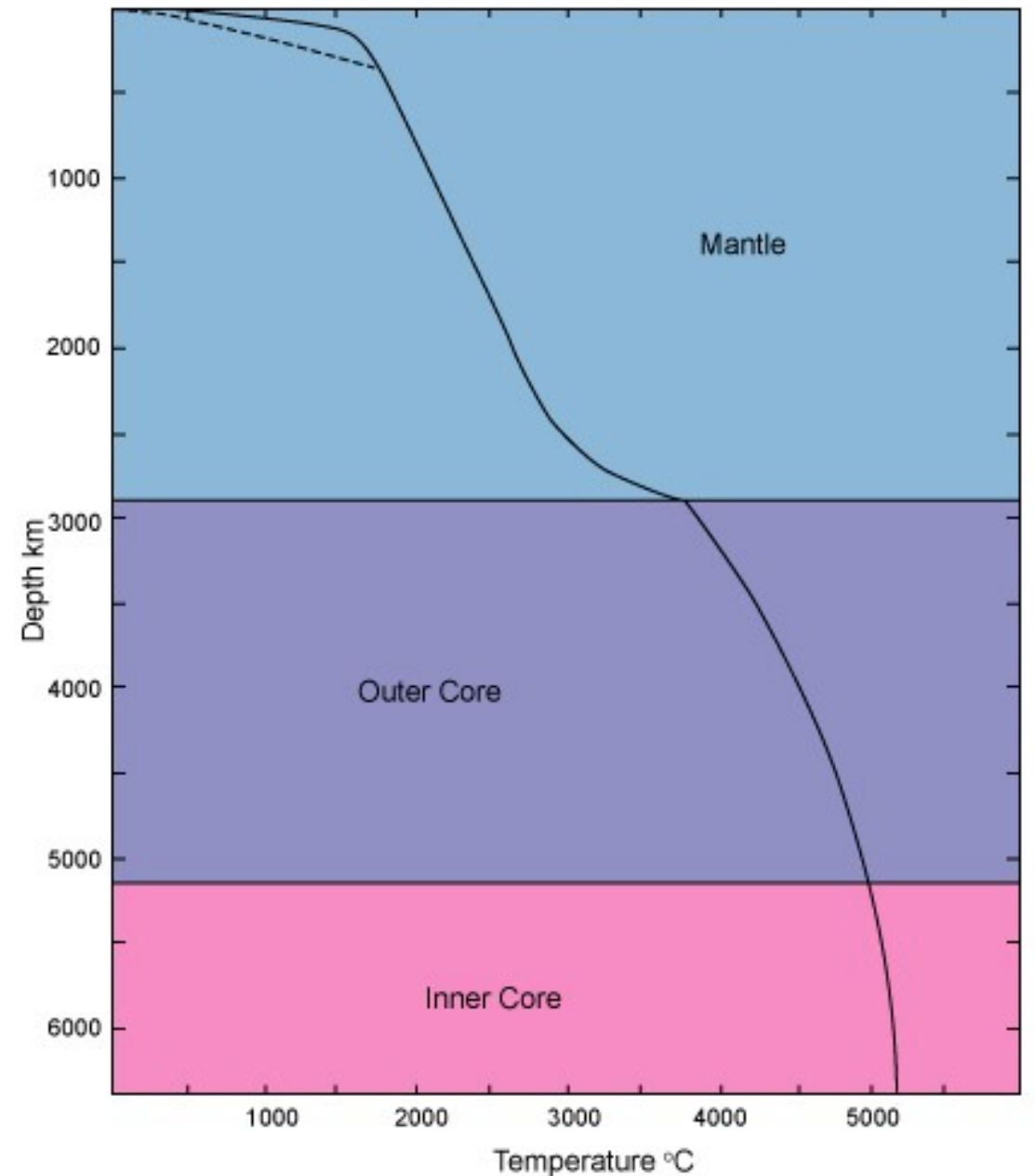


Figure 1.12 Estimate of the geothermal gradient to the center of the Earth (after Stacey, 1992). The shallow solid portion is very close to the Green & Ringwood (1963) oceanic geotherm in Fig. 1-11 and the dashed geotherm is the Jaupart & Mareschal (1999) continental geotherm.

Il gradiente di temperatura: struttura laterale

La struttura termica interna della Terra si può mappare in superficie attraverso la misura del flusso di calore.

Esso rivela la presenza di regioni a diversa temperatura che rispecchiano i moti interni convettivi nel mantello terrestre.

Le regioni ad alto flusso termico indicano

- Ridotti spessori crostali;
- Regioni elevate morfologicamente sui fondali oceanici;
- Regioni di età recenti o in formazione.

Questa distribuzione ha fornito una delle prove fondamentali per la definizione della teoria della tettonica delle placche.

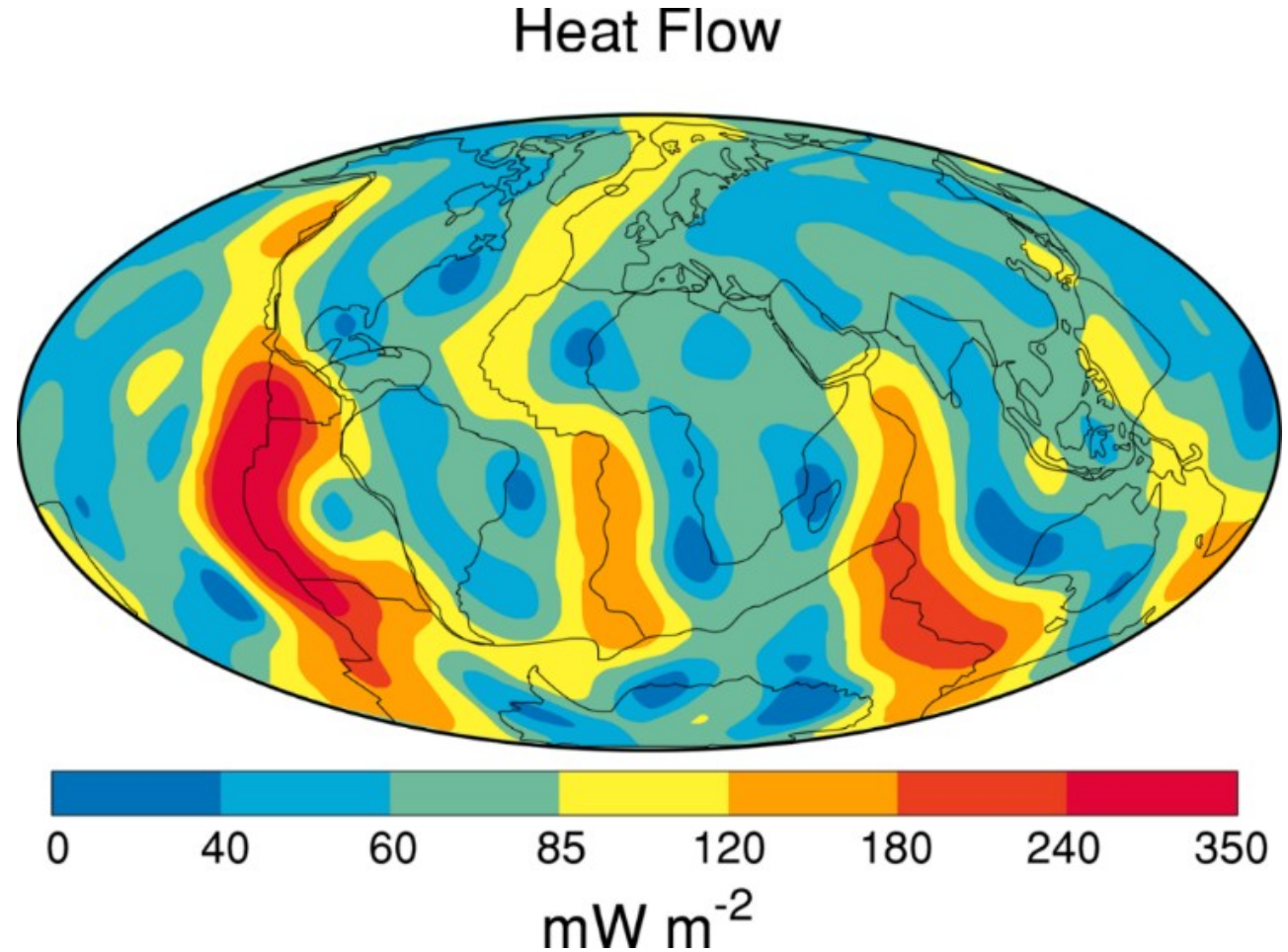
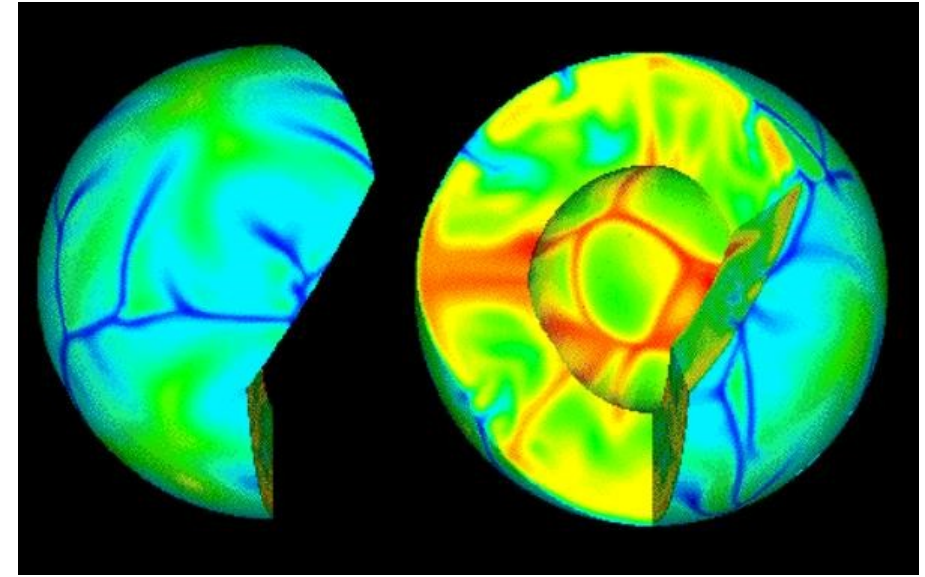


Fig 1.13. Pattern of global heat flux variations compiled from observations at over 20,000 sites and modeled on a spherical harmonic expansion to degree 12. From Pollack, Hurter and Johnson. (1993) Rev. Geophys. 31, 267-280.

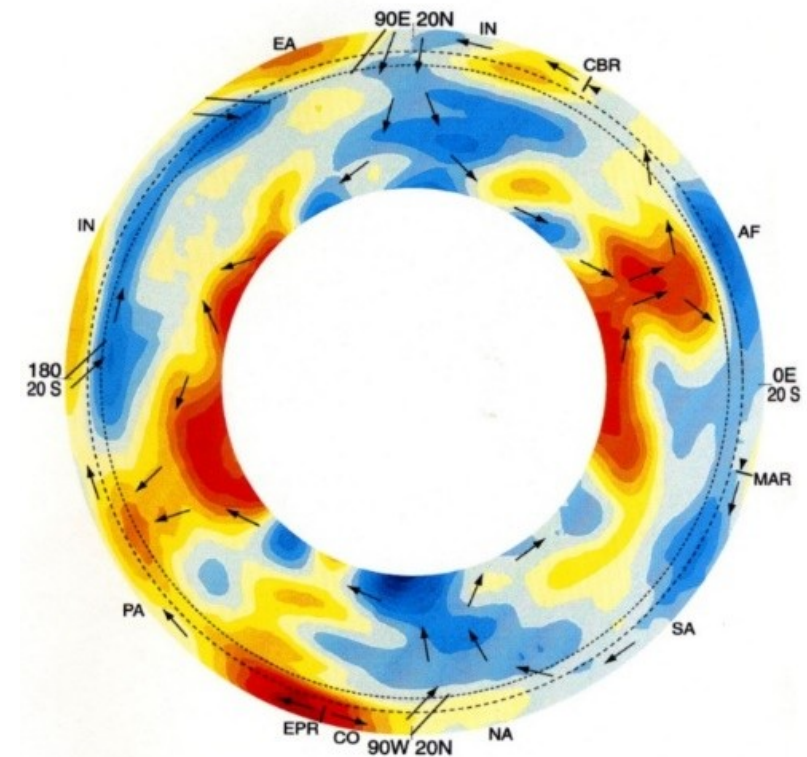
Il gradiente di temperatura: struttura interna

I moti convettivi nel mantello generano un eterogenea distribuzione della temperatura con:

- Flussi caldi ascendenti in corrispondenza delle dorsali oceaniche e punti caldi
- Flussi freddi discendenti in corrispondenza delle zone di subduzione



Thermal structure in a 3D spherical mantle convection model (red is hot, blue is cold).
J. H. Davies and H.-Peter Bunge
<http://www.ocean.cf.ac.uk/people/huw/AGU99/mantlecirc.html>

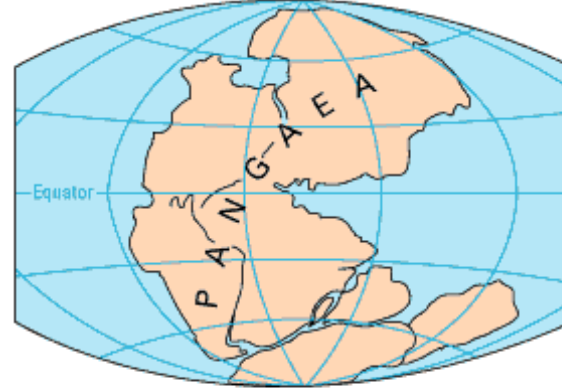


Cross-section of the mantle based on a seismic tomography model. Arrows represent plate motions and large-scale mantle flow and subduction zones represented by dipping line segments. EPR = East Pacific Rise, MAR = Mid-Atlantic Ridge, CBR = Carlsberg Ridge. Plates: EA = Eurasian, IN = Indian, PA = Pacific, NA = North American, SA = South American, AF = African, CO = Cocos. From Li and Romanowicz (1996). J. Geophys. Research, 101, 22,245-72.

La Deriva dei Continenti

Alfred Lothar Wegener
(1880-1930)

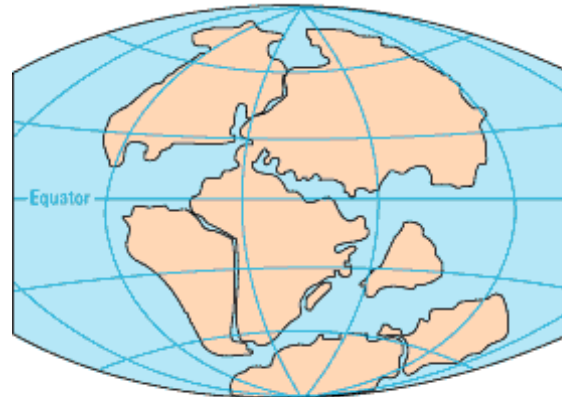
Il “break-up” della *Pangea*
1915



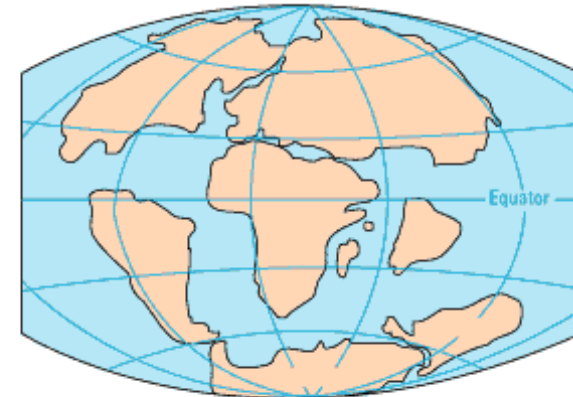
PERMIAN
225 million years ago



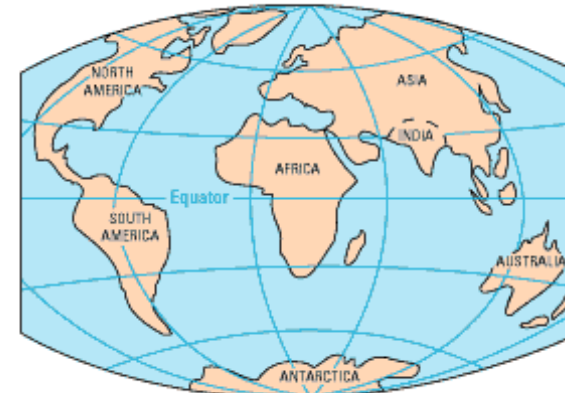
TRIASSIC
200 million years ago



JURASSIC
135 million years ago



CRETACEOUS
65 million years ago



PRESENT DAY

La Deriva dei Continenti

Il “break-up”
della *Pangea*



Nel 1858, il geografo Antonio Snider-Pellegrini disegnò queste 2 mappe per mostrare come egli riteneva che il continente Americano e quello Africano potessero essere un tempo uniti e successivamente separati. A sinistra: I continenti uniti prima della loro separazione. A destra: I continenti dopo la loro separazione.

La Deriva dei Continenti

Evidenze Geofisiche

La distribuzione dell'elevazione della superficie terrestre mostra una distribuzione bimodale legata alla presenza di crosta continentale e crosta oceanica.

Se la subsidenza e i sollevamenti fossero casuali, ci si aspetterebbe una distribuzione gaussiana delle elevazioni. La differenza di spessore tra CC e CO è perlopiù legata alla profondità delle radici della crosta stessa.

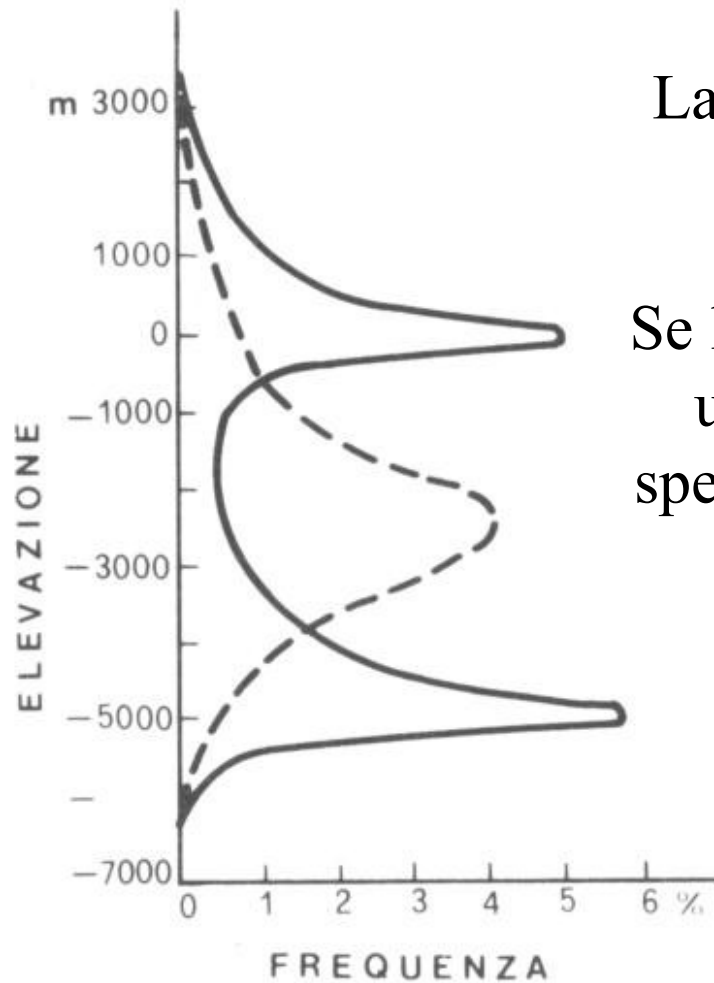


Figura 3 - I due massimi (mode) nell'analisi statistica delle varie quote sulla superficie terrestre (da Wegener, in Hallam, 1973).

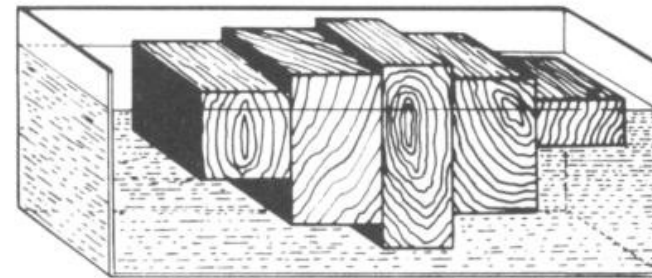
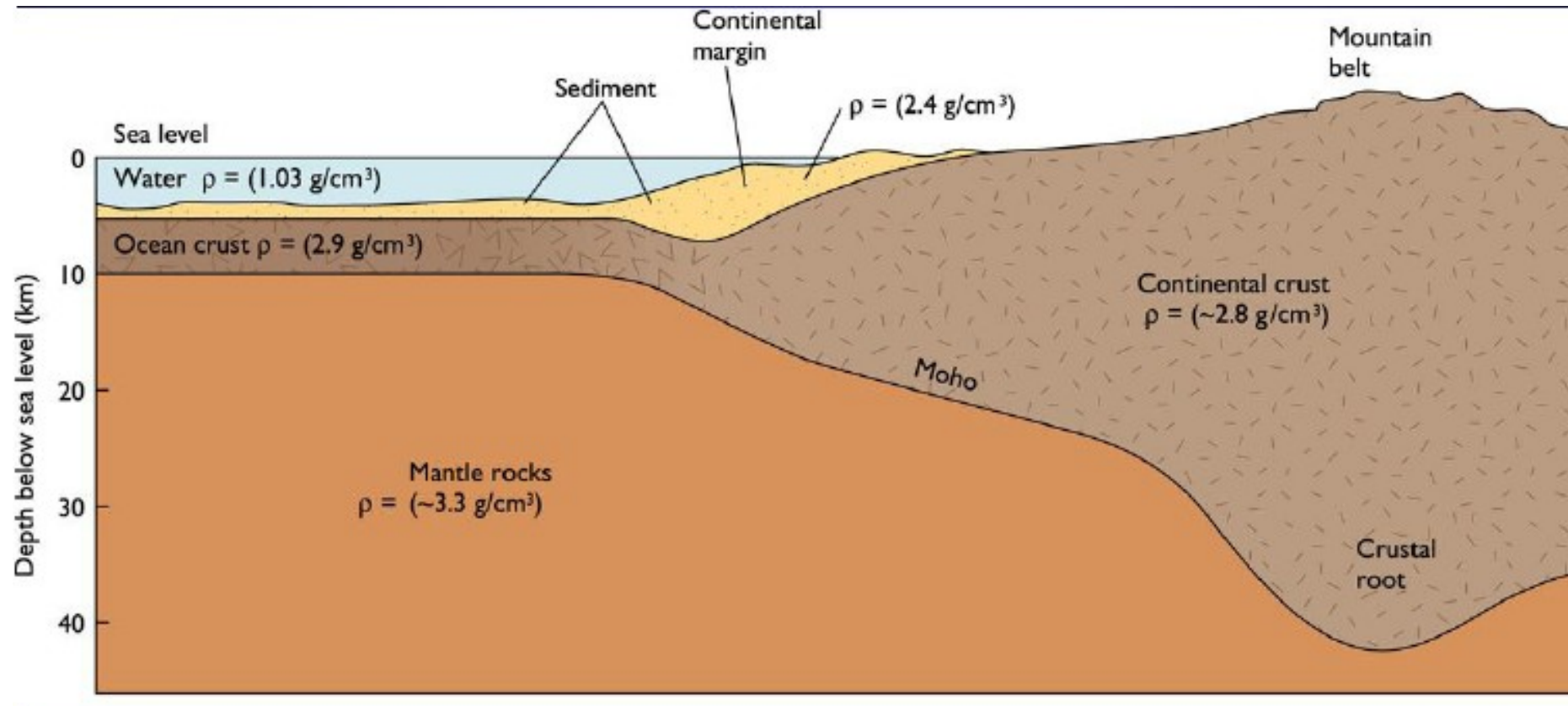


Figura 4 - Il concetto di equilibrio isostatico tra segmenti adiacenti della crosta terrestre, illustrato dal galleggiamento di blocchi di legno di varia altezza (da Holmes, 1952).

Evidenze Geofisiche – Compensazione Isostatica

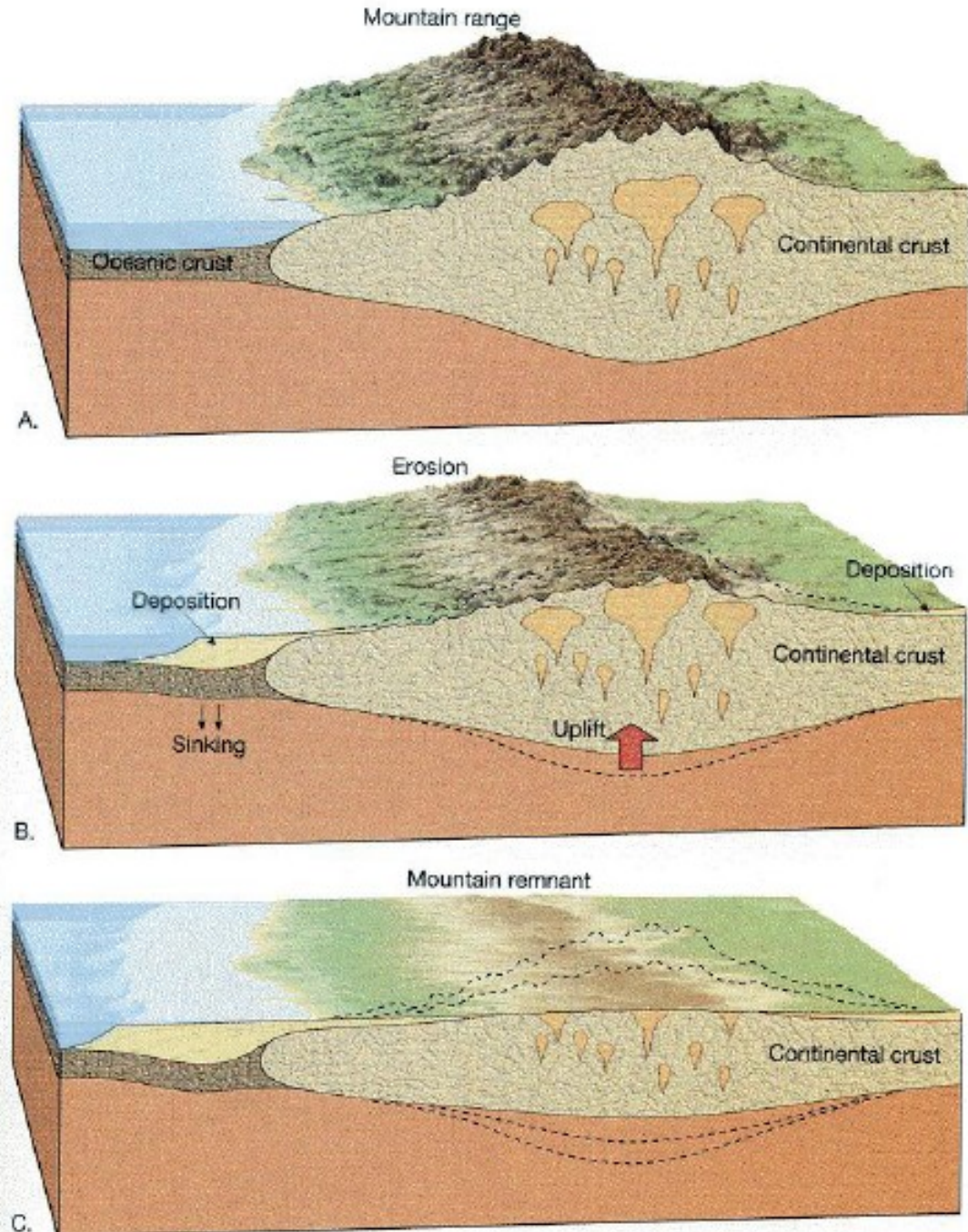


La Crosta meno densa “galleggia” sul Mantello Superiore più denso

Un esempio di Compensazione Isostatica:

La demolizione di una Catena Montuosa

Se i blocchi possono muoversi verticalmente, non c'è alcuna ragione per non pensare che questi blocchi siano in grado di muoversi anche orizzontalmente se ci sono forze sufficienti a spostare lateralmente i continenti, per cui ipotizzò che i continenti si comportassero come zattere che si spostavano sul sima. Questo fenomeno poteva inoltre spiegare la presenza di pieghe compressive nelle Alpi, nell'Himalaya e nelle Ande.

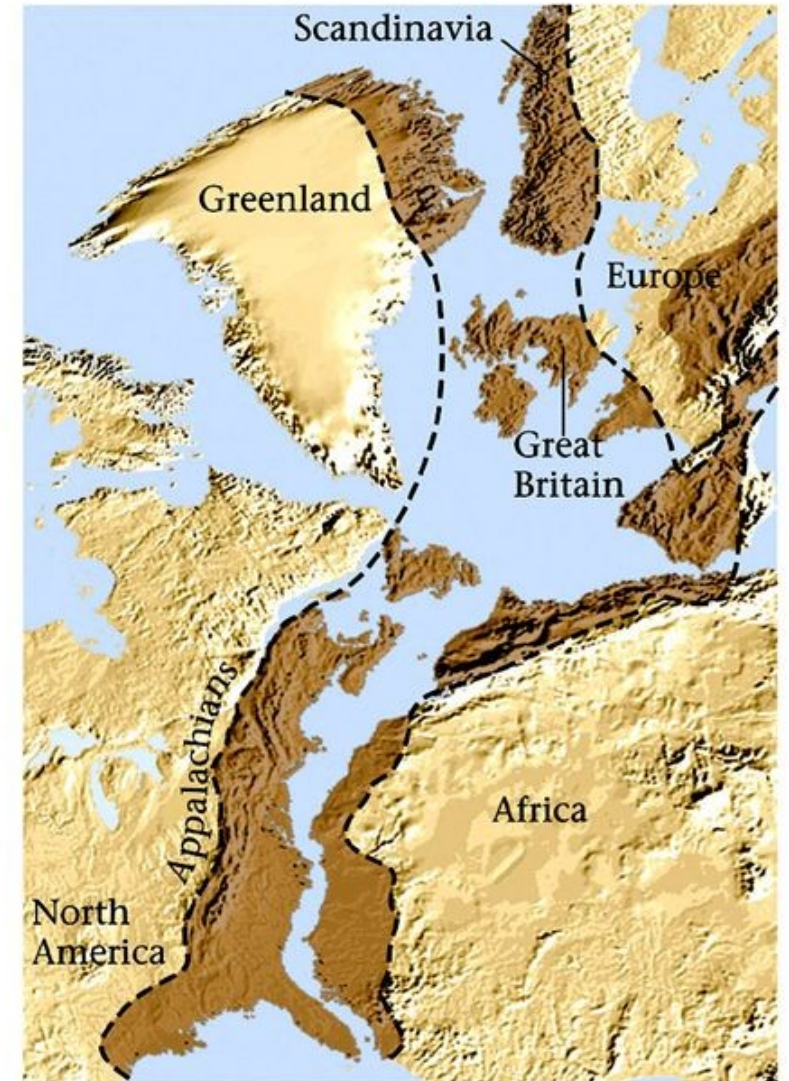
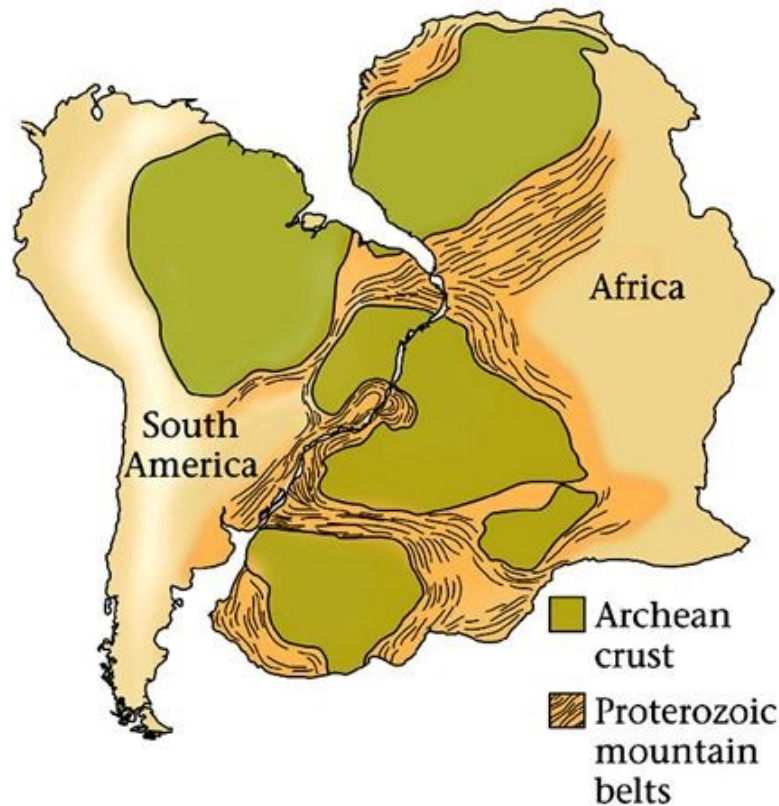


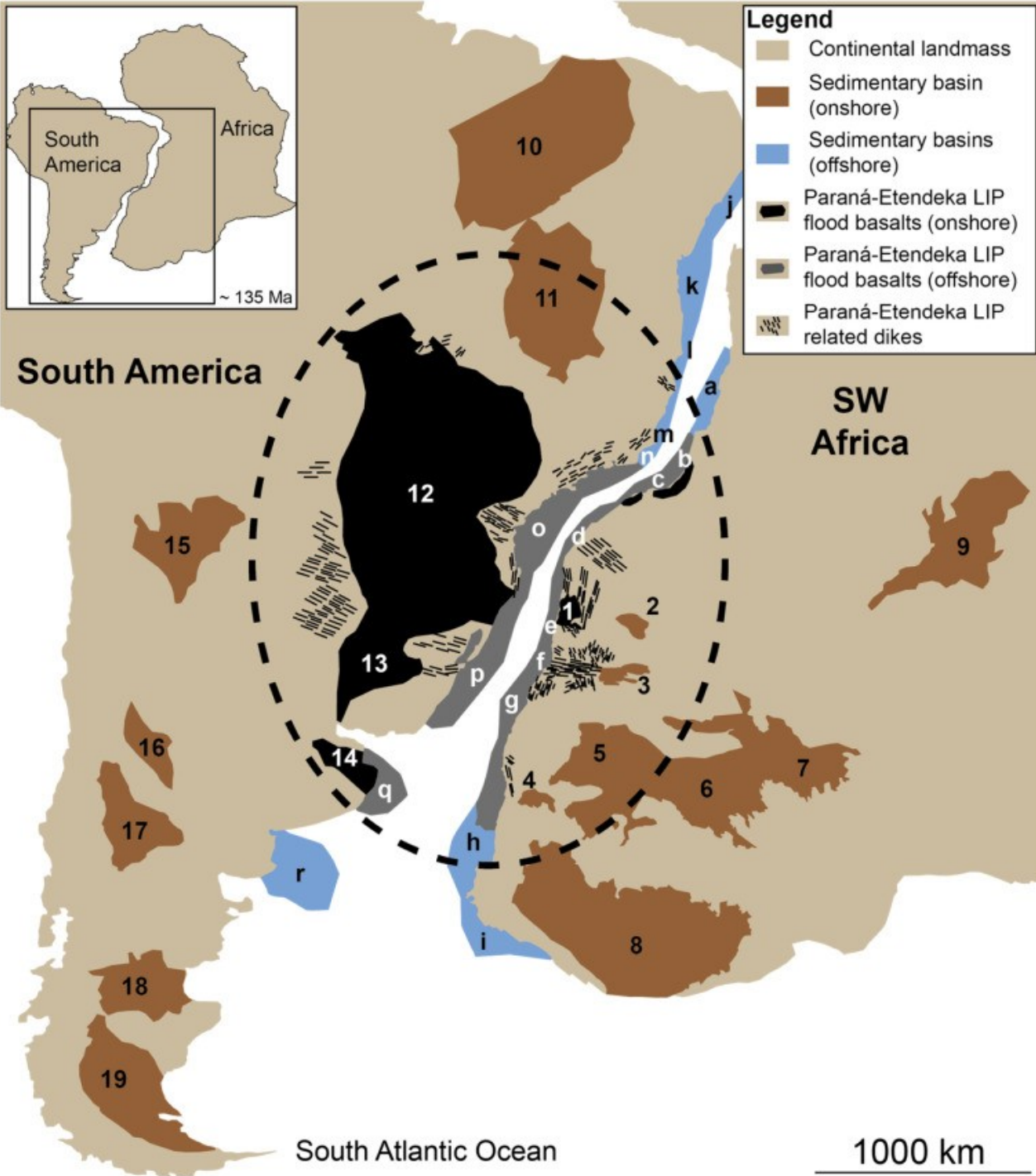
La Deriva dei Continenti

Ancient mountain chains match up.

Evidenze Geologiche e geografiche:

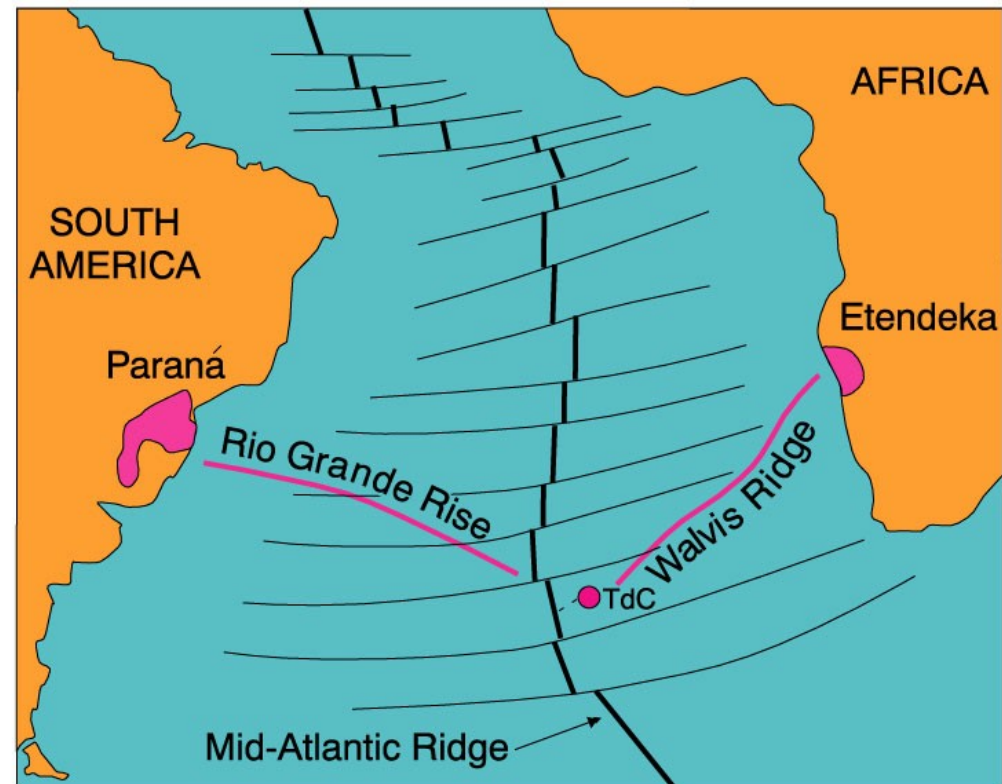
- Corrispondenza delle line di costa tra Africa e Sudamerica
- Catene orogeniche della stessa età smembrate in continenti diversi.





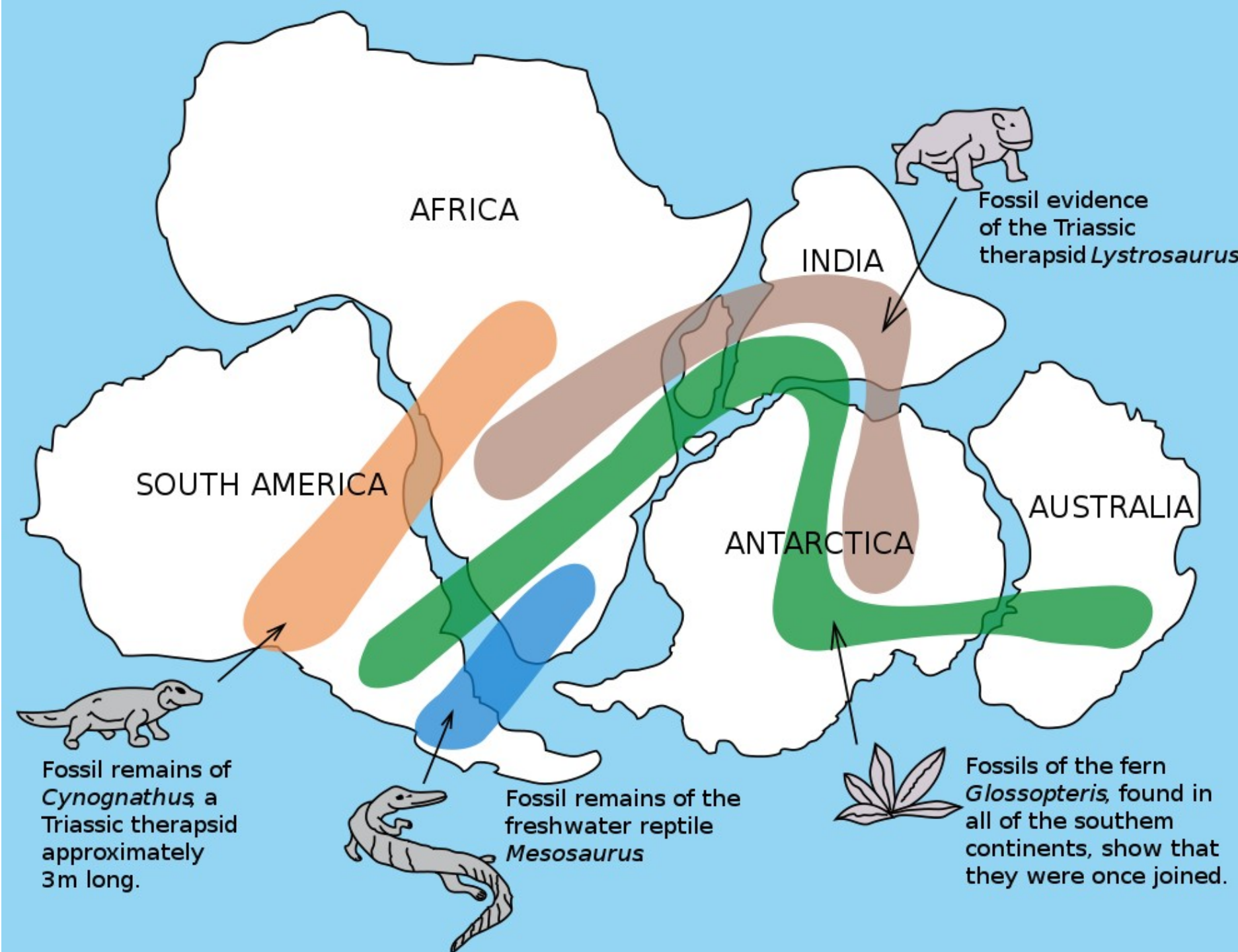
La Deriva dei Continenti

Evidenze Geologiche:
LIP Paranà-Etendeka (135-133 Ma)



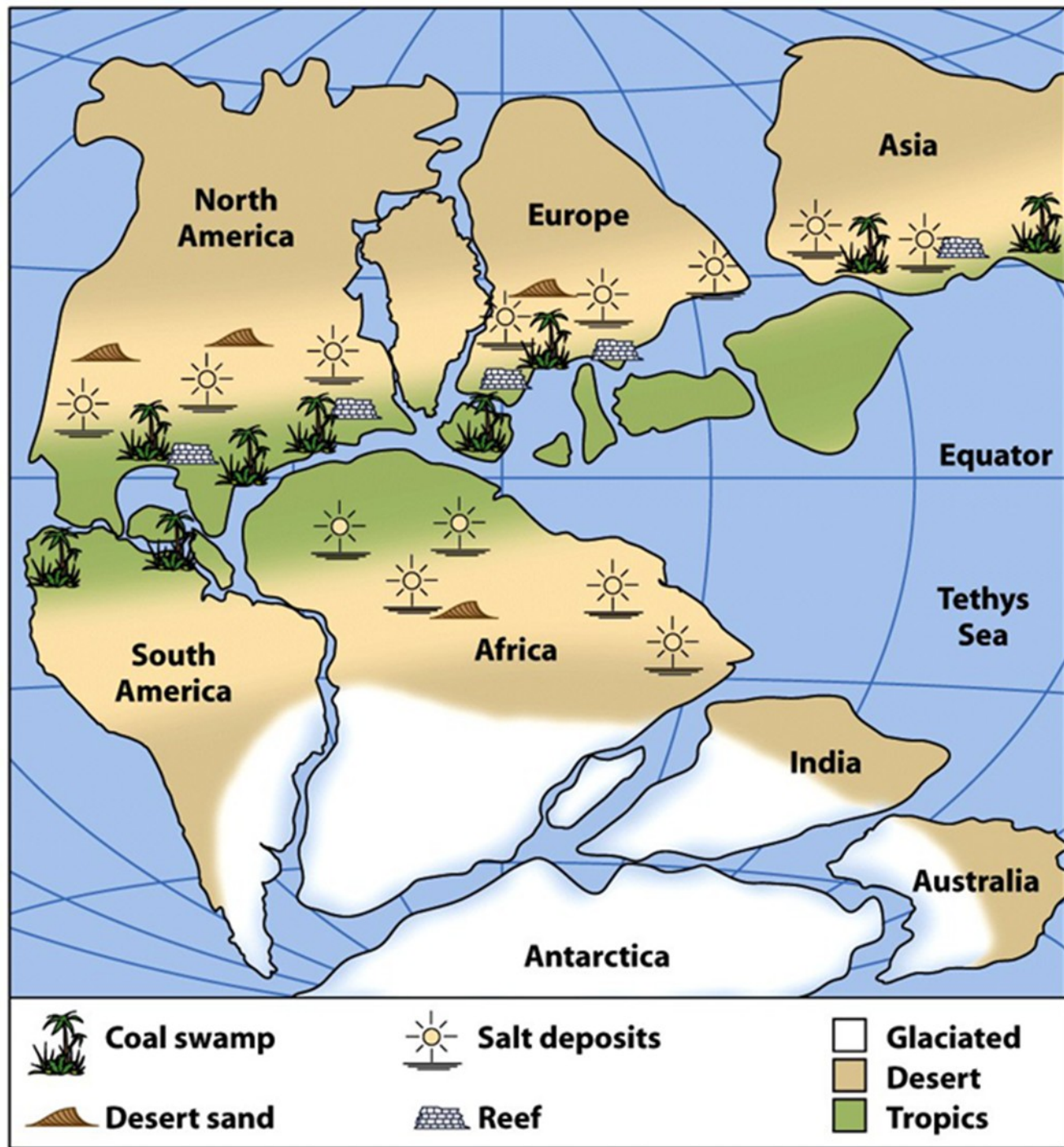
La Deriva dei Continenti

Evidenze Paleontologiche



La Deriva dei Continenti

Evidenze Paleoclimatiche: ricostruzione di depositi sedimentari (tillite: depositi rocciosi di origine glaciale) e condizioni climatiche del passato.



Spiegazione della distribuzione delle tilliti

La Deriva dei Continenti

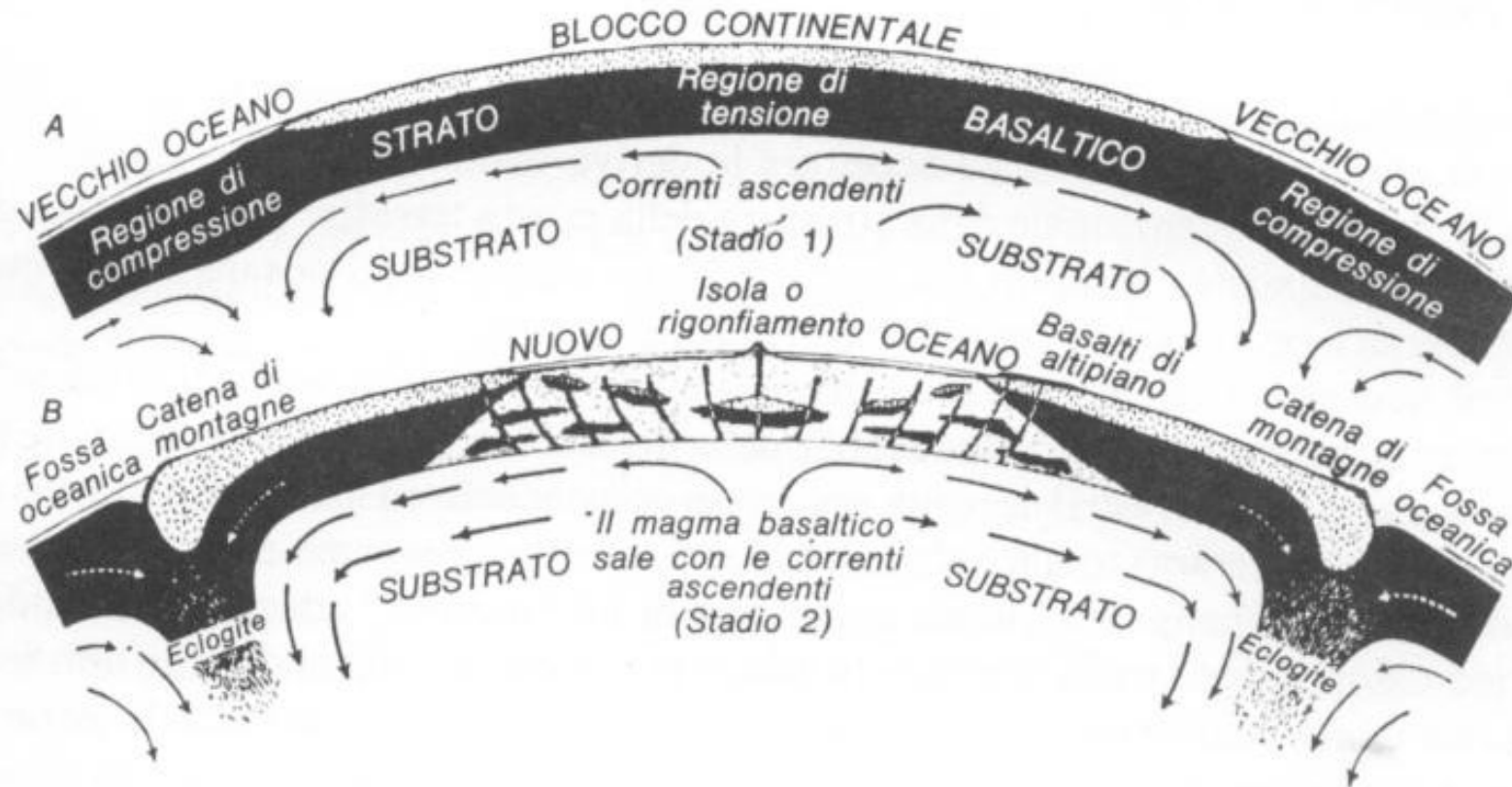


Figura 7 - Deriva dei continenti, formazione di un nuovo oceano e delle catene montuose secondo il meccanismo proposto da Holmes (da Holmes, 1952, in Leonardi, 1970).

L'embrione della dinamica crostale

Espansione dei fondali oceanici:

Si era infatti scoperto che nelle fosse poste ai margini degli archi insulari c'erano delle anomalie gravimetriche negative che indicavano uno sprofondamento della crosta. Ciò era in contrasto con il principio dell'isostasia. Per questo Hess suppose che le dorsali corrispondessero alle correnti convettive ascendenti di Holmes, dove si verificava un fenomeno di divergenza, e si creava continuamente nuova crosta oceanica con la lava proveniente dal mantello. Le fosse, invece, corrispondevano al ramo discendente di una cella convettiva, dove la crosta veniva passivamente trascinata nel mantello per essere rifiuta.

HARRY HAMMOND HESS - H³

**PETROLOGIC STUDIES: A VOLUME TO HONOR
A. F. BUDDINGTON
PP. 599-620
NOVEMBER 1962**

History of Ocean Basins

H. H. HESS

Princeton University, Princeton, N. J.

JOHN TUZO WILSON

article

Nature 197, 536 - 538 (09 February 1963); doi:10.1038/197536a0

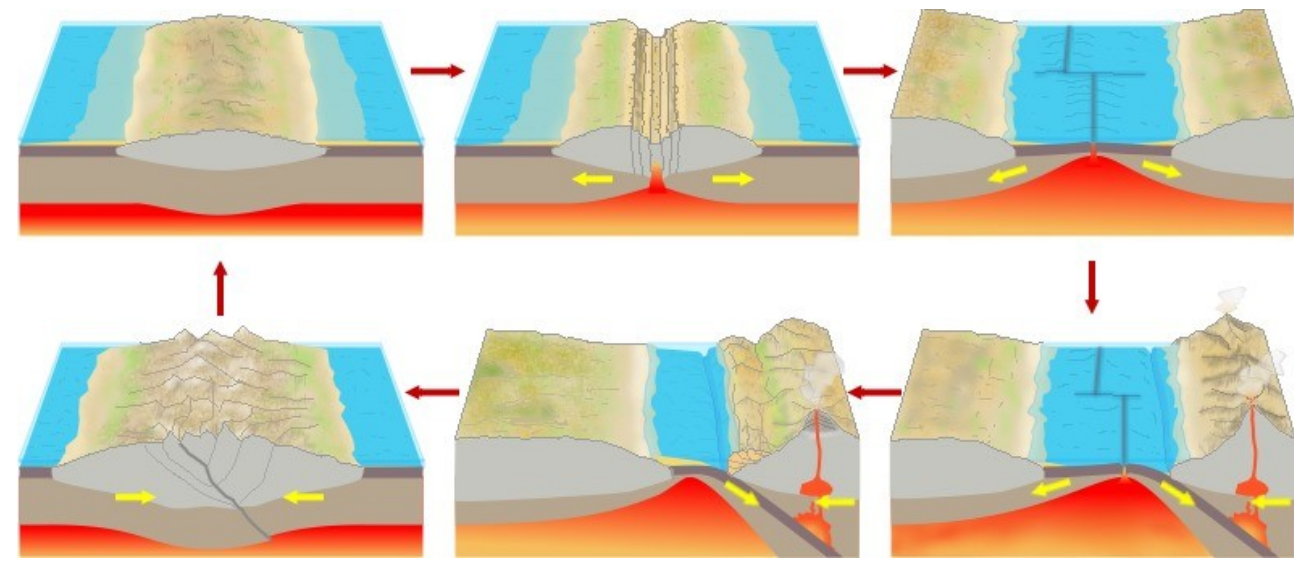
nature

Evidence from Islands on the Spreading of Ocean Floors

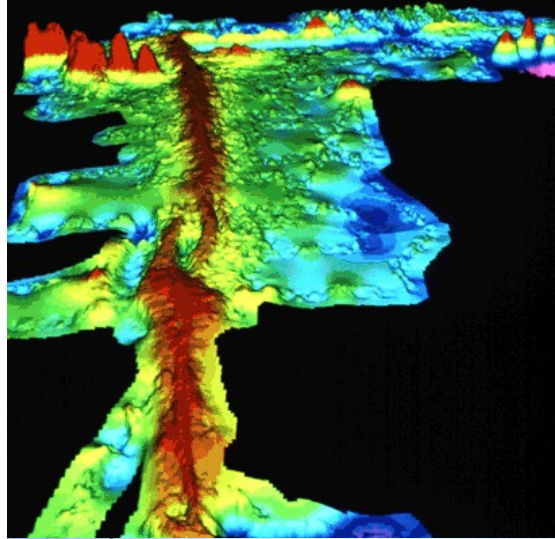
J. TUZO WILSON

Institute of Earth Sciences, University of Toronto, Toronto, 5

Ciclo di Wilson

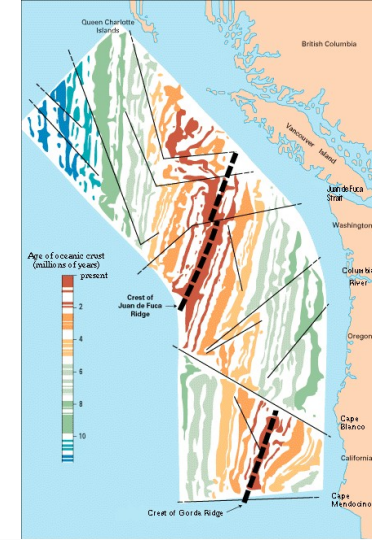


Dimostrazione dell'irregolarità e dell'età relativamente giovane dei fondali oceanici



Conferma di ripetute inversioni del campo magnetico terrestre nel passato geologico

Tettonica delle Placche

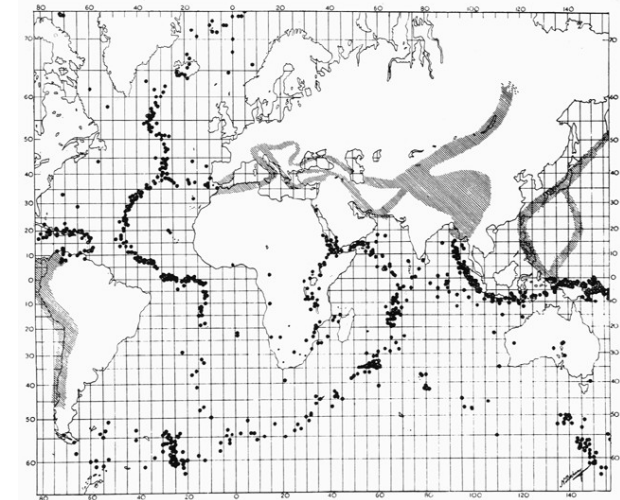


Glomar Challenger



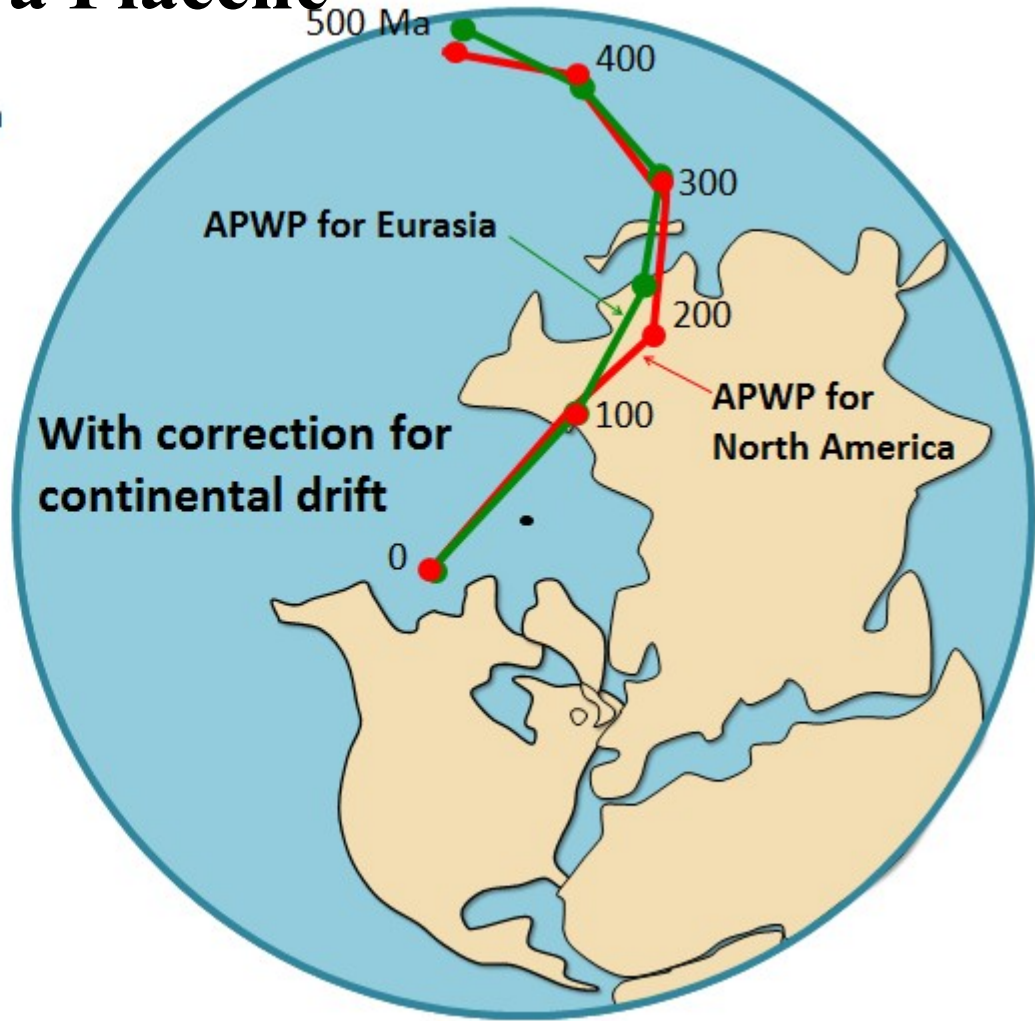
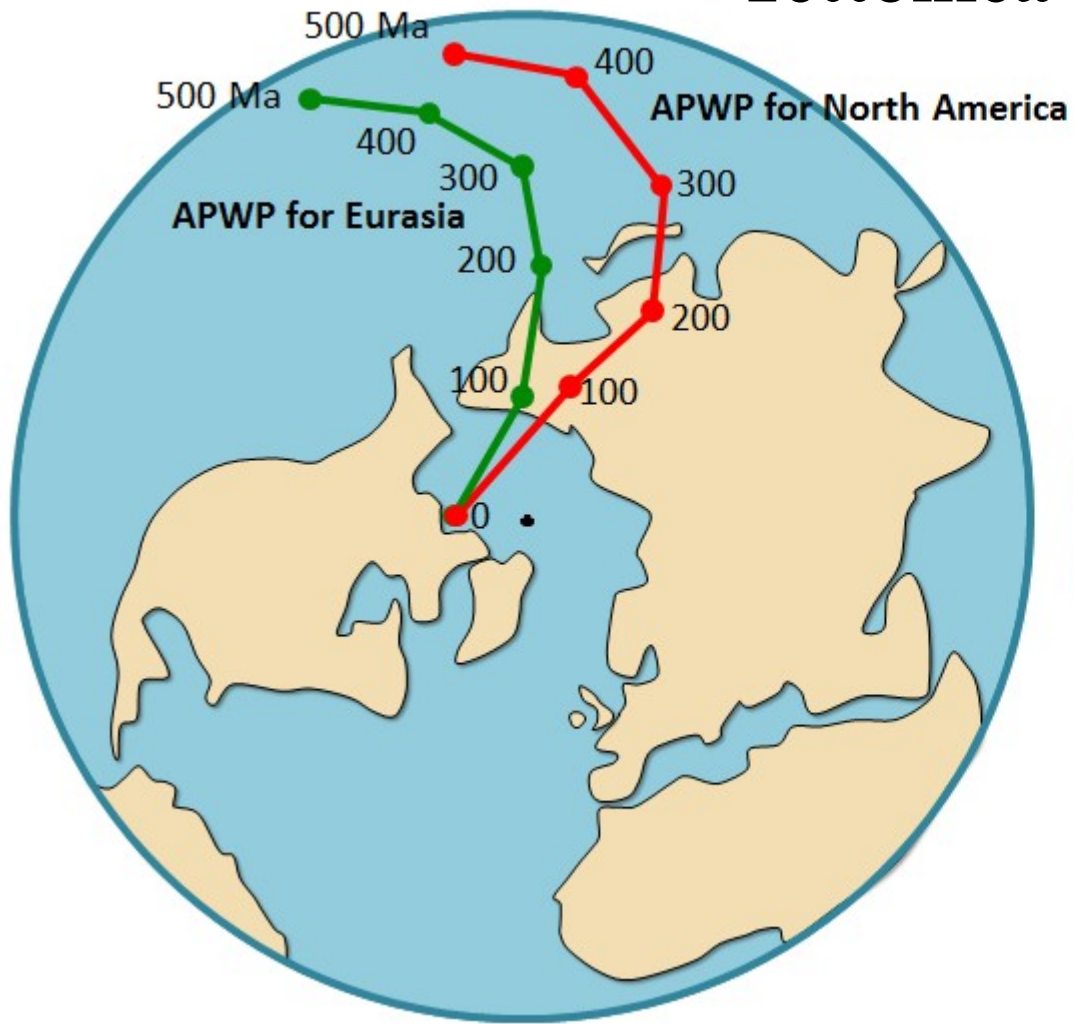
**Nave per
l'esplorazione
del petrolio !!!!**

Comparsa dell'ipotesi dell'espansione dei fondali oceanici e del riciclaggio associato di crosta oceanica.



Precisa documentazione che i terremoti e l'attività vulcanica sono concentrate lungo fosse oceaniche e catene montuose sottomarine.

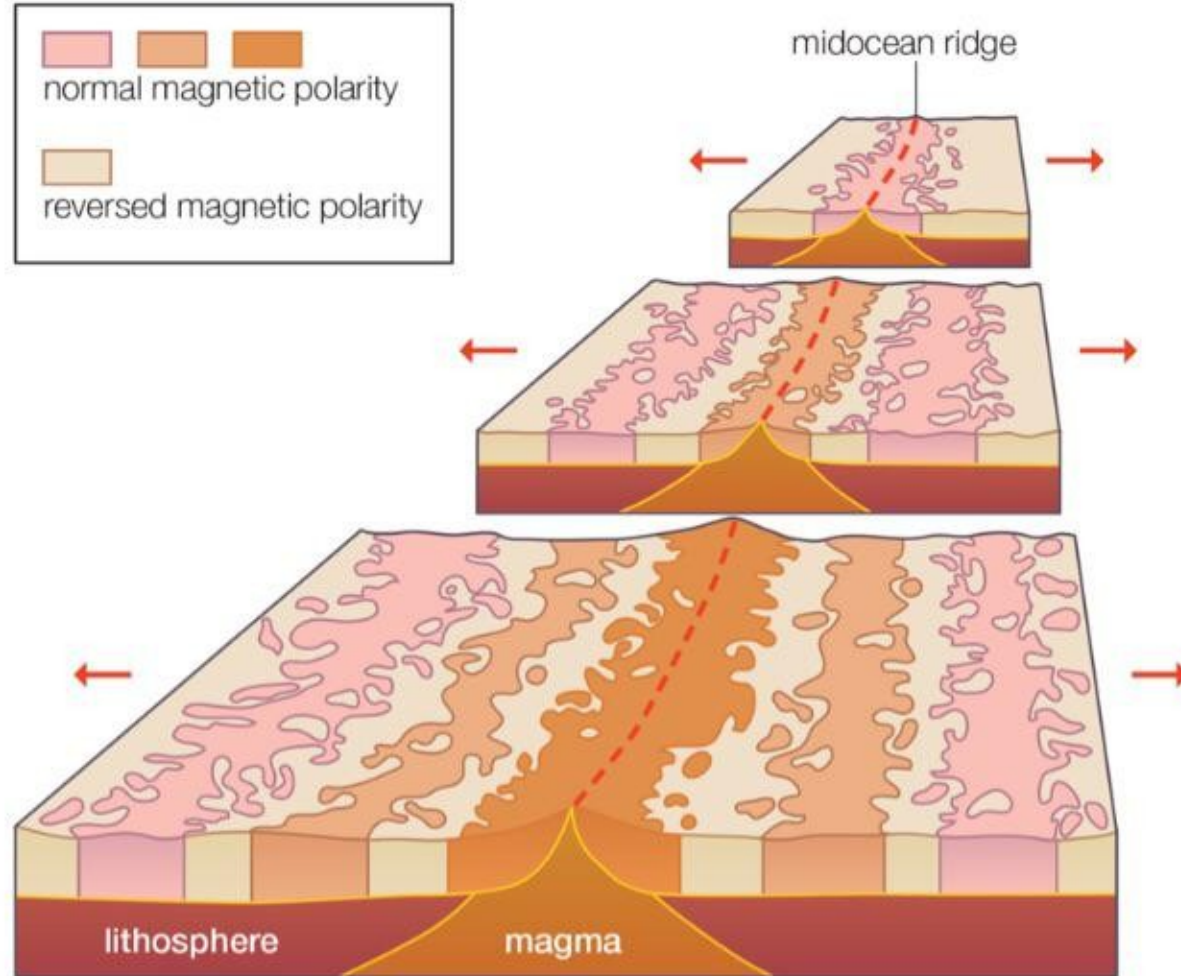
Tettonica a Placche



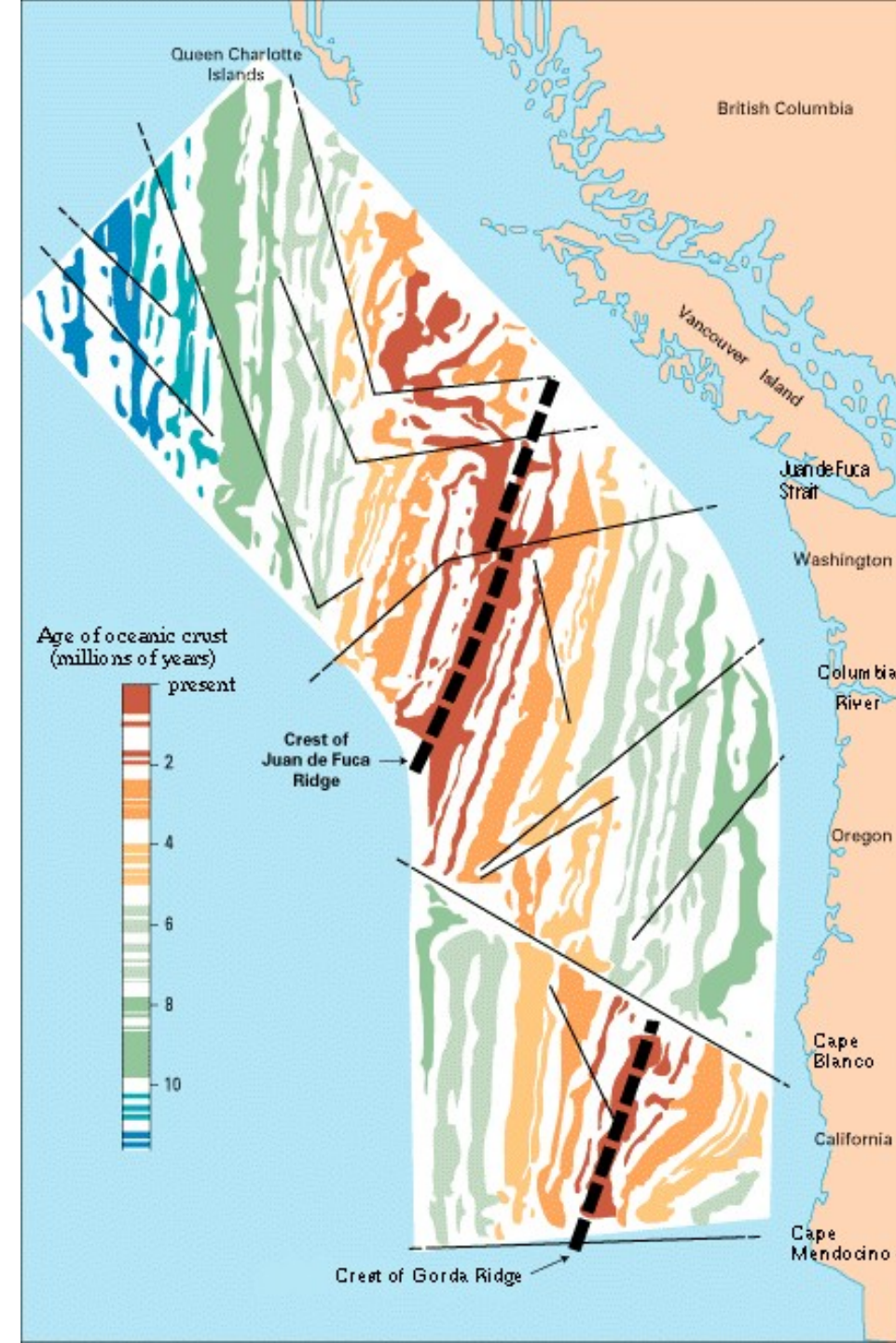
Il Paleomagnetismo - La migrazione dei Poli: Le curve dell'Eurasia e del Nord America sembrano mostrare che il polo magnetico nord si trovava contemporaneamente in due luoghi nel corso della storia (a sinistra). Tuttavia, se i continenti vengono riorganizzati in Pangea, le due curve si sovrappongono, dimostrando che sono i continenti ad essersi spostati, non il polo (destra).

Tettonica a Placche

Il Paleomagnetismo e le inversioni di polarità



© 2012 Encyclopædia Britannica, Inc.



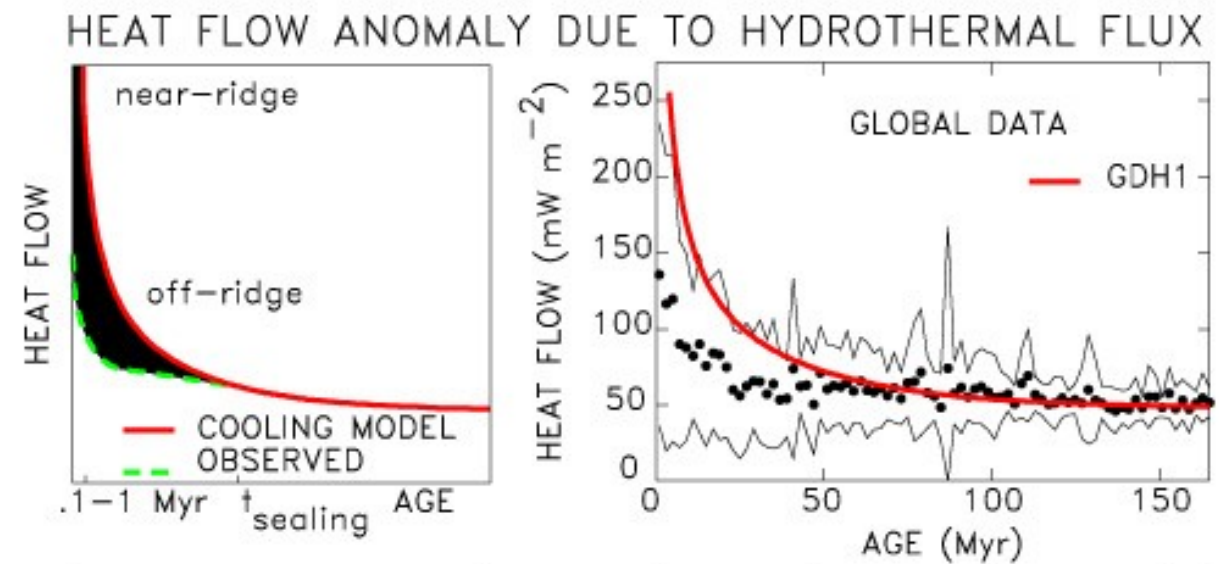
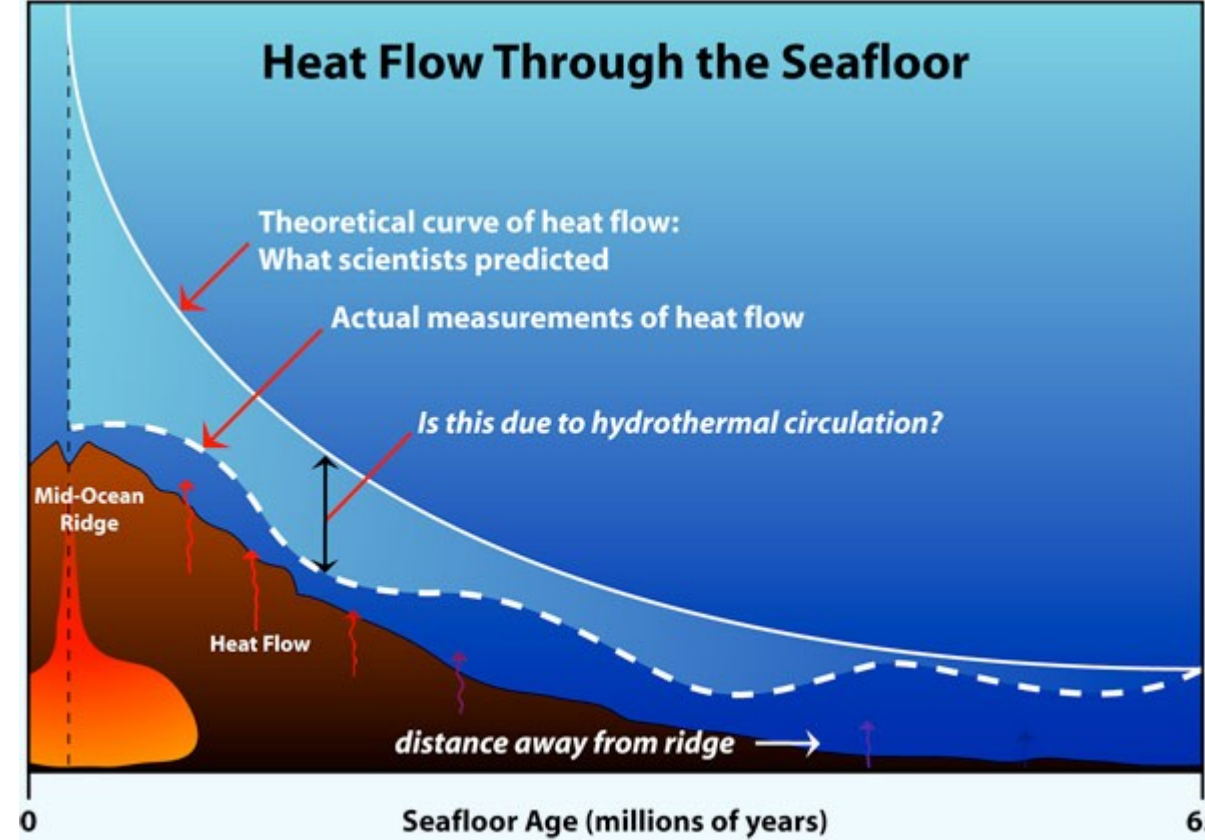
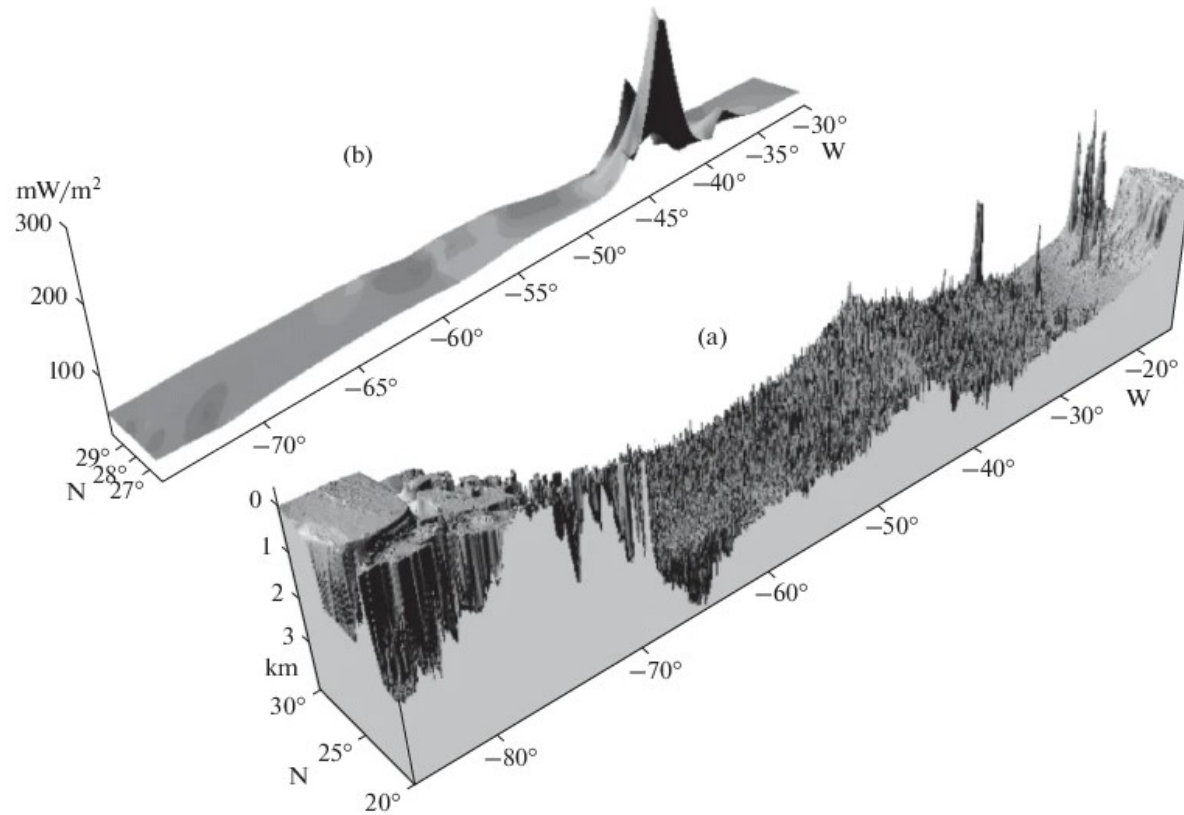
Tettonica a Placche



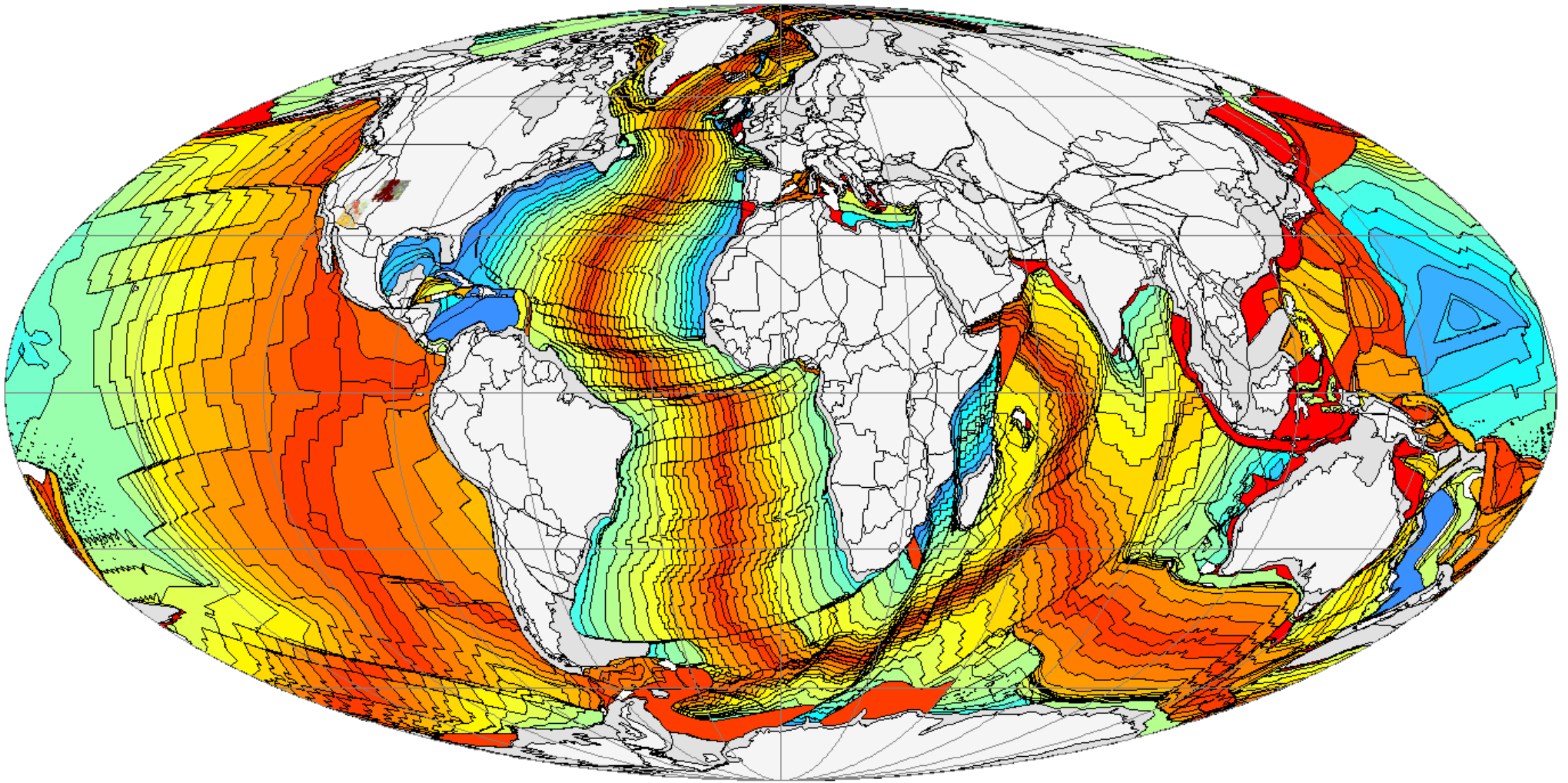
Mappa dei fondali oceanici

Tettonica a Placche - I flussi di calore

Il flusso di calore emesso dalla Terra è massimo in corrispondenza delle dorsali oceaniche, dove maggiormente risale il mantello, e diminuisce allontanandosi dal centro della dorsale. I dati rilevati mostrano però valori inferiori a quelli attesi dai modelli, probabilmente a causa di calore disperso dal riscaldamento di fluidi idrotermali.

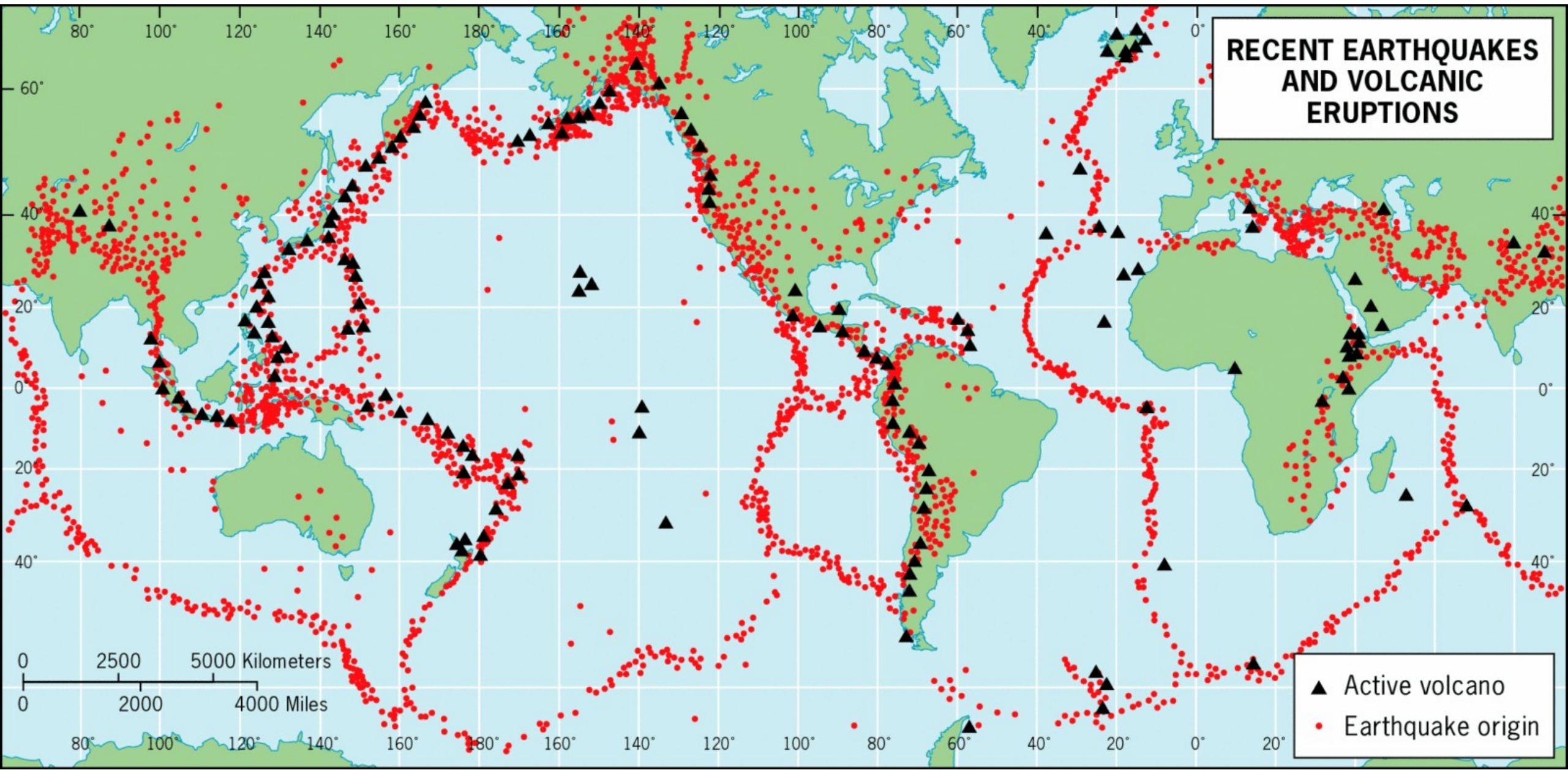


Tettonica a Placche

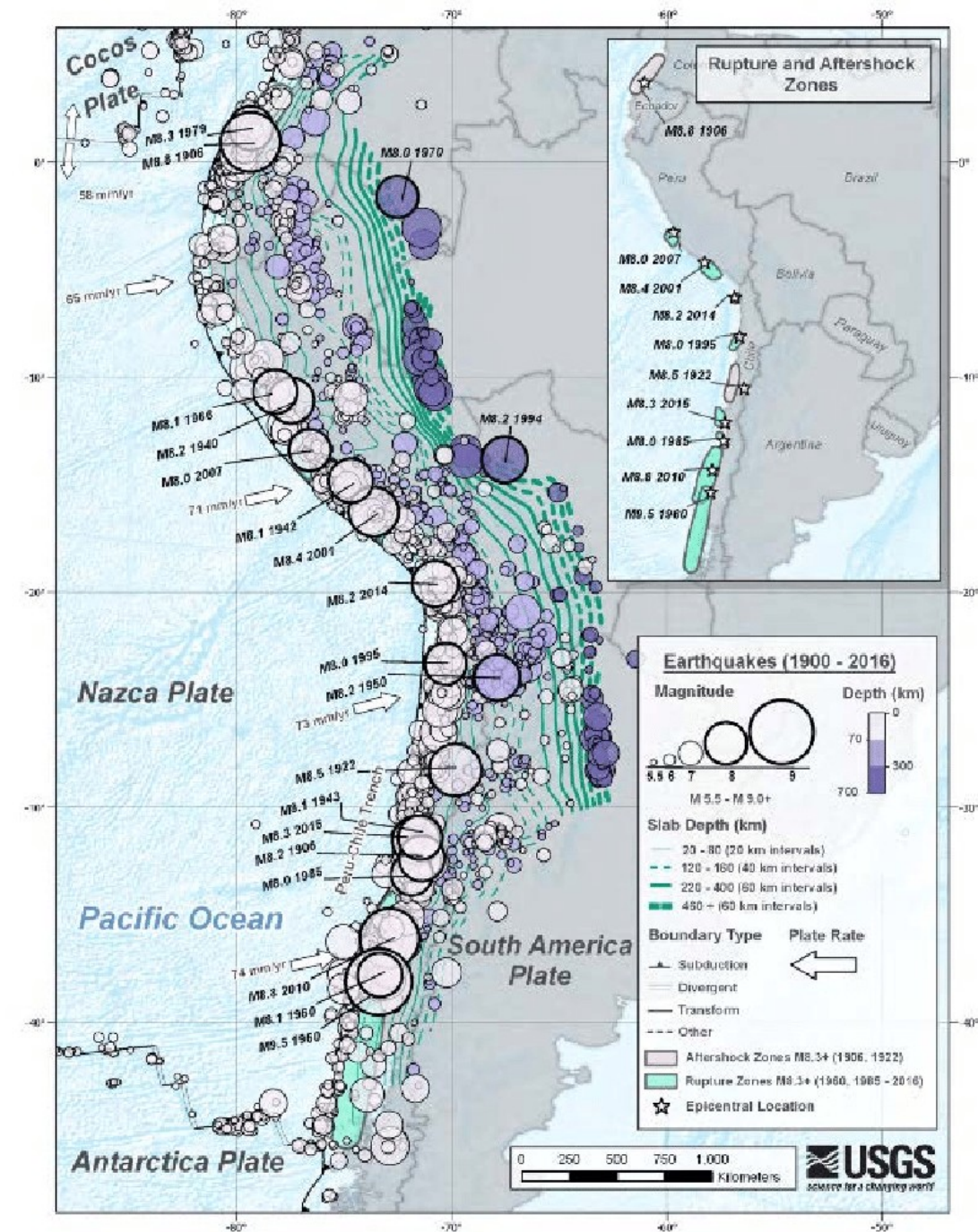


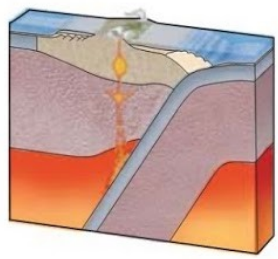
Età dei fondali oceanici

Tettonica a Placche: distribuzione dei terremoti

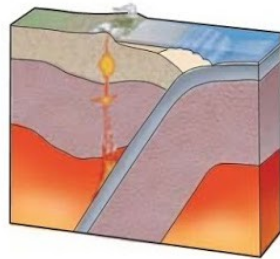


Profondità dei terremoti in zone di
subduzione: la profondità
dell'Ipocentro aumenta all'aumentare
della profondità della placca subdotta.

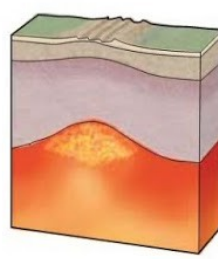




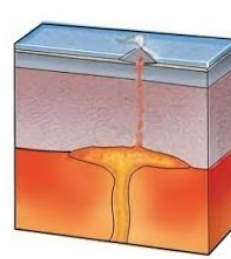
① = Island arc



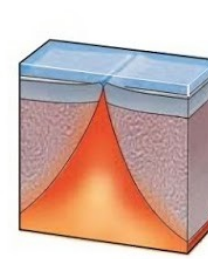
② = Continental arc



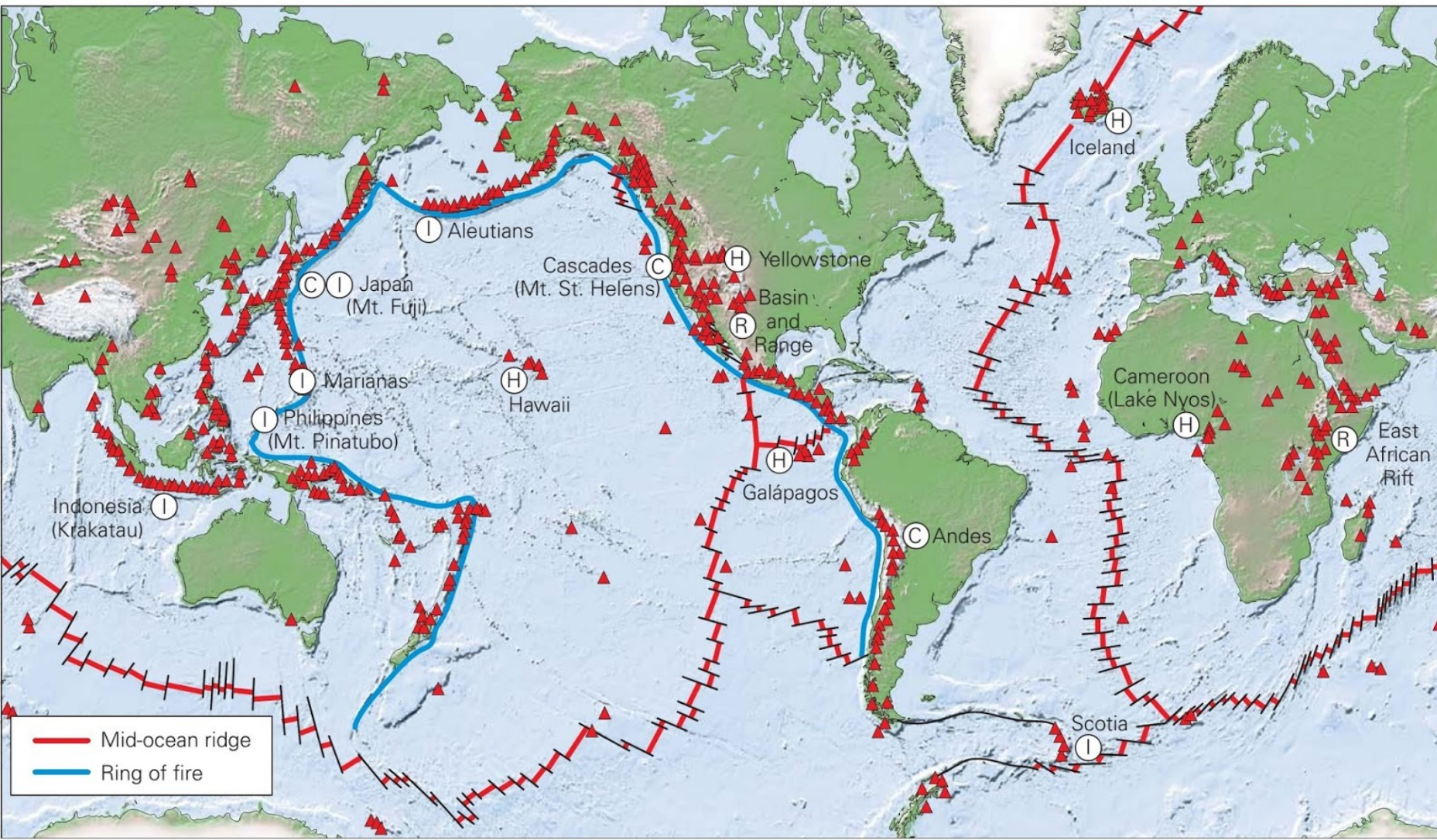
③ = Rift



④ = Hot spot



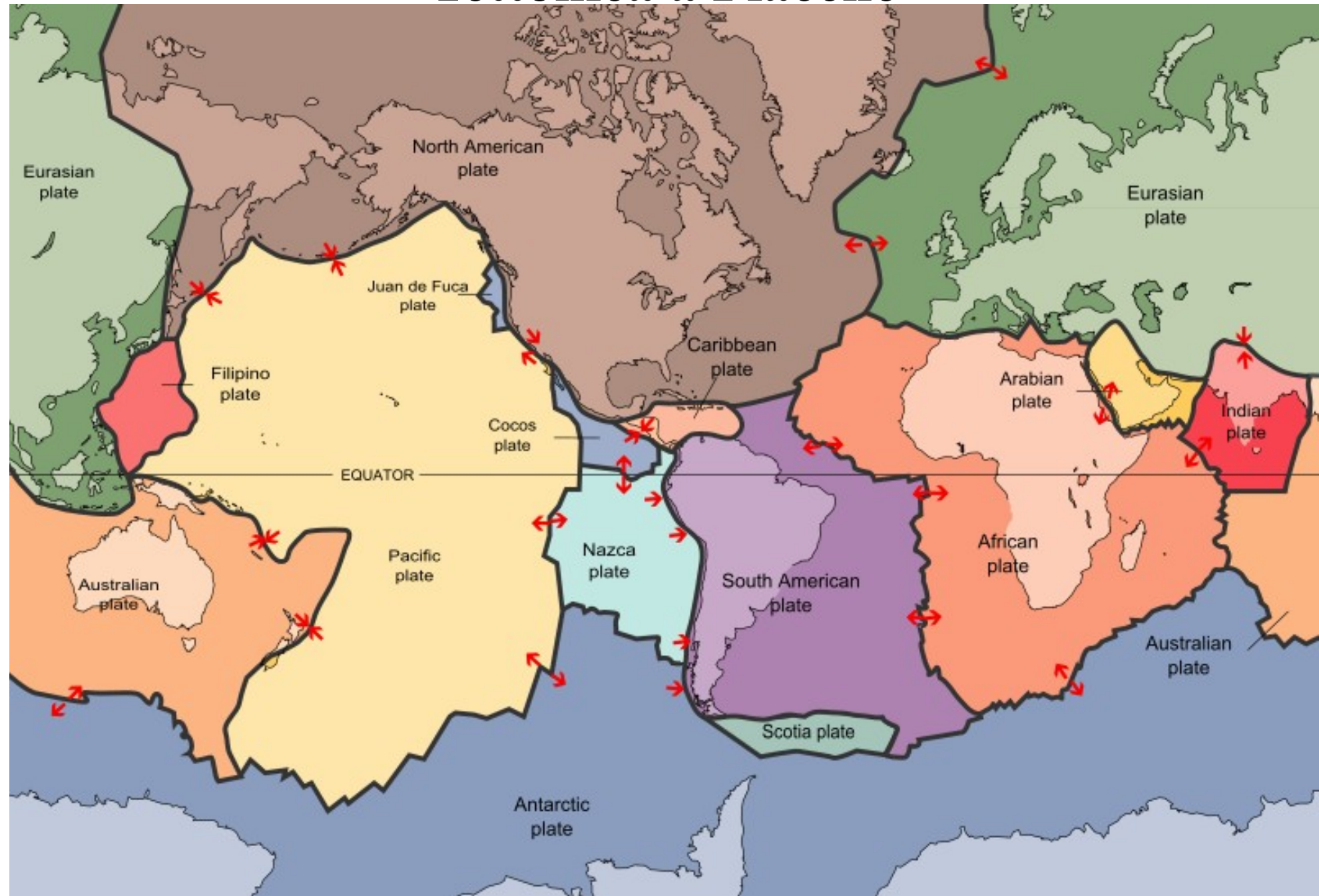
⑤ = Mid-ocean ridge



Tettonica a Placche

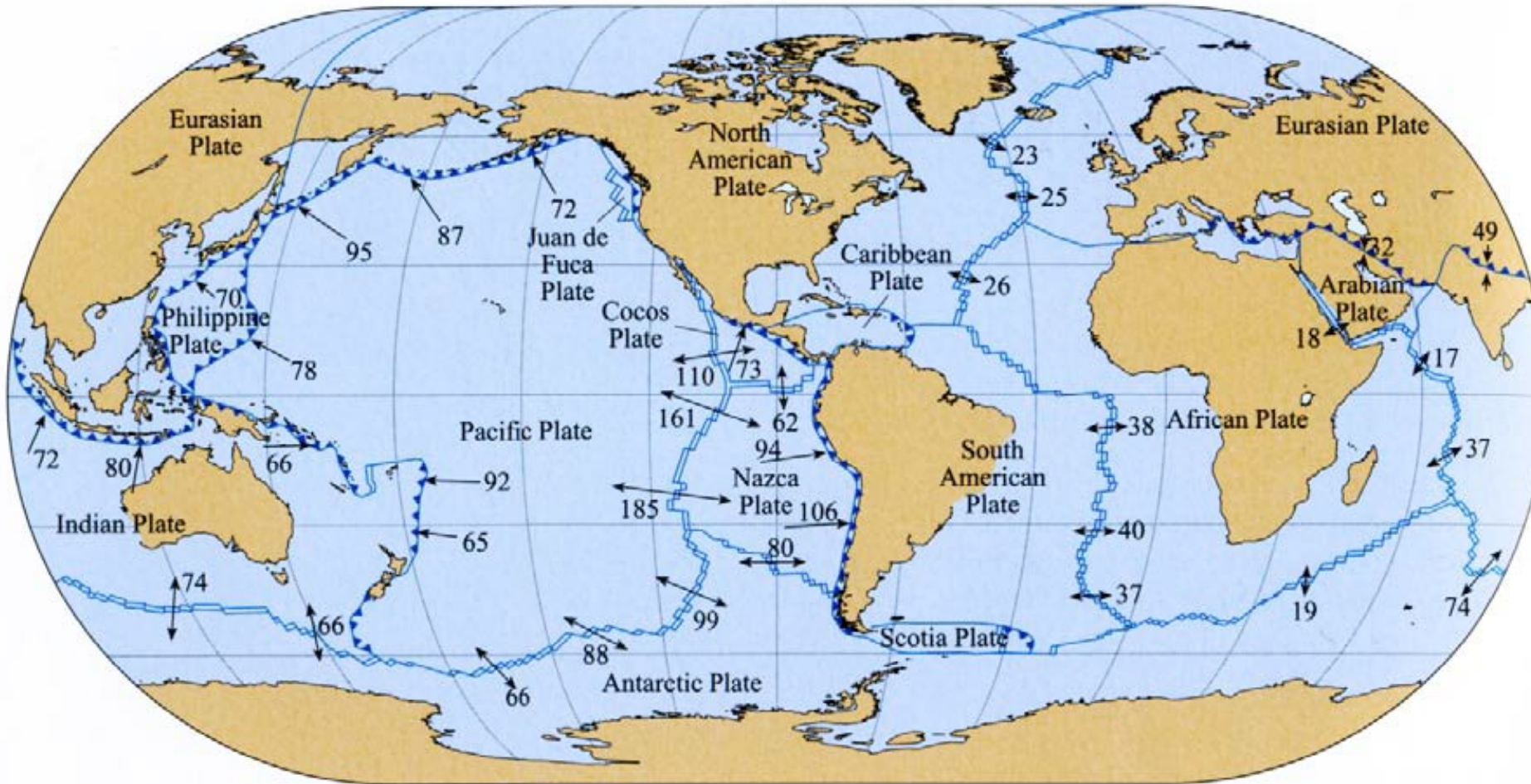
La distribuzione dei vulcani

Tettonica a Placche



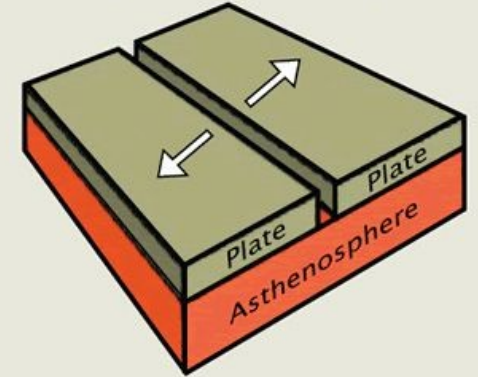
Tettonica a Placche

Movimenti stimati ai limiti di placca espressi in mm/anno

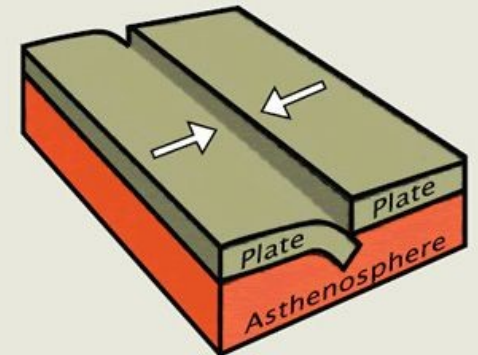


key // constructive plate boundary // destructive plate boundary / transform fault plate boundary

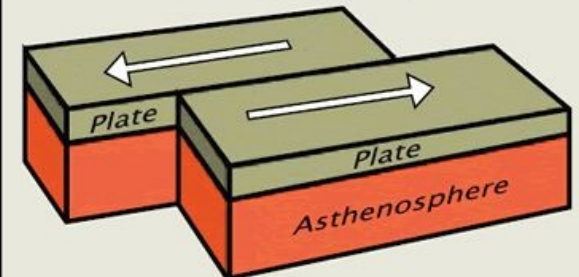
Divergent plate boundary



Convergent plate boundary



Transform fault plate boundary



Le placche – I Margini Divergenti

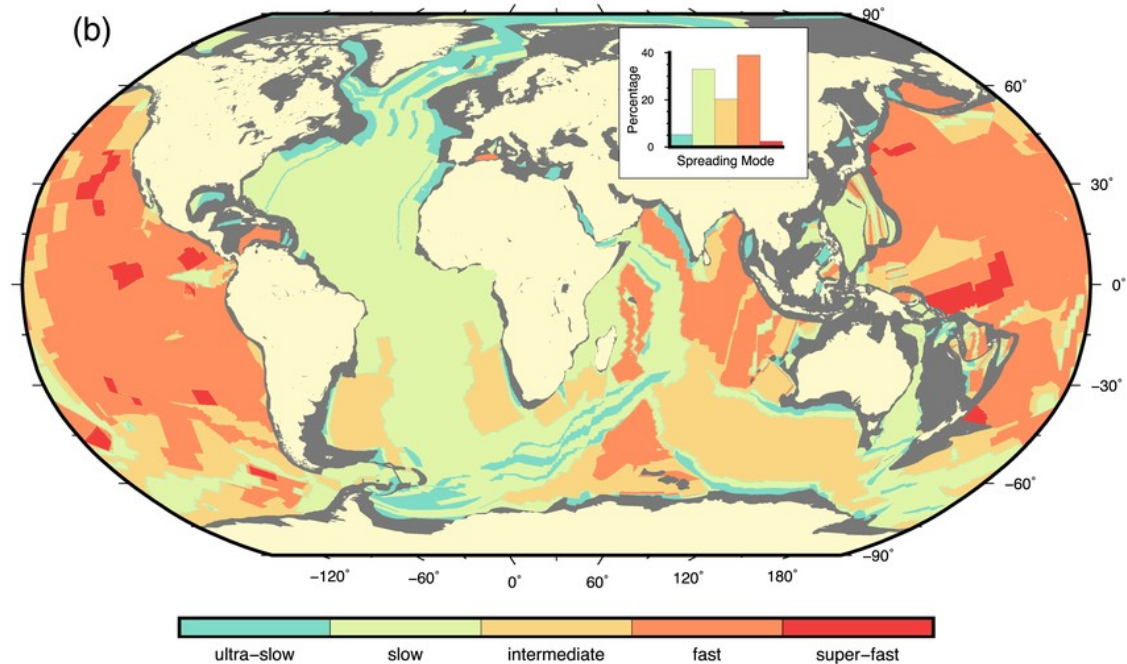
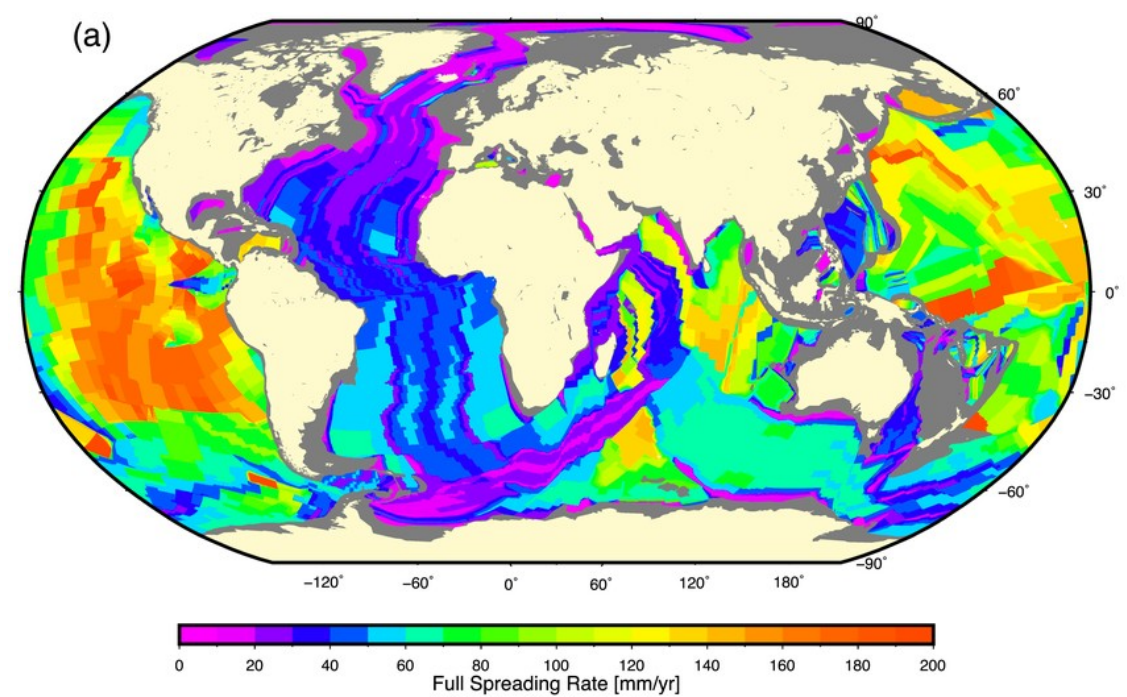
Le Dorsali Medio Oceaniche

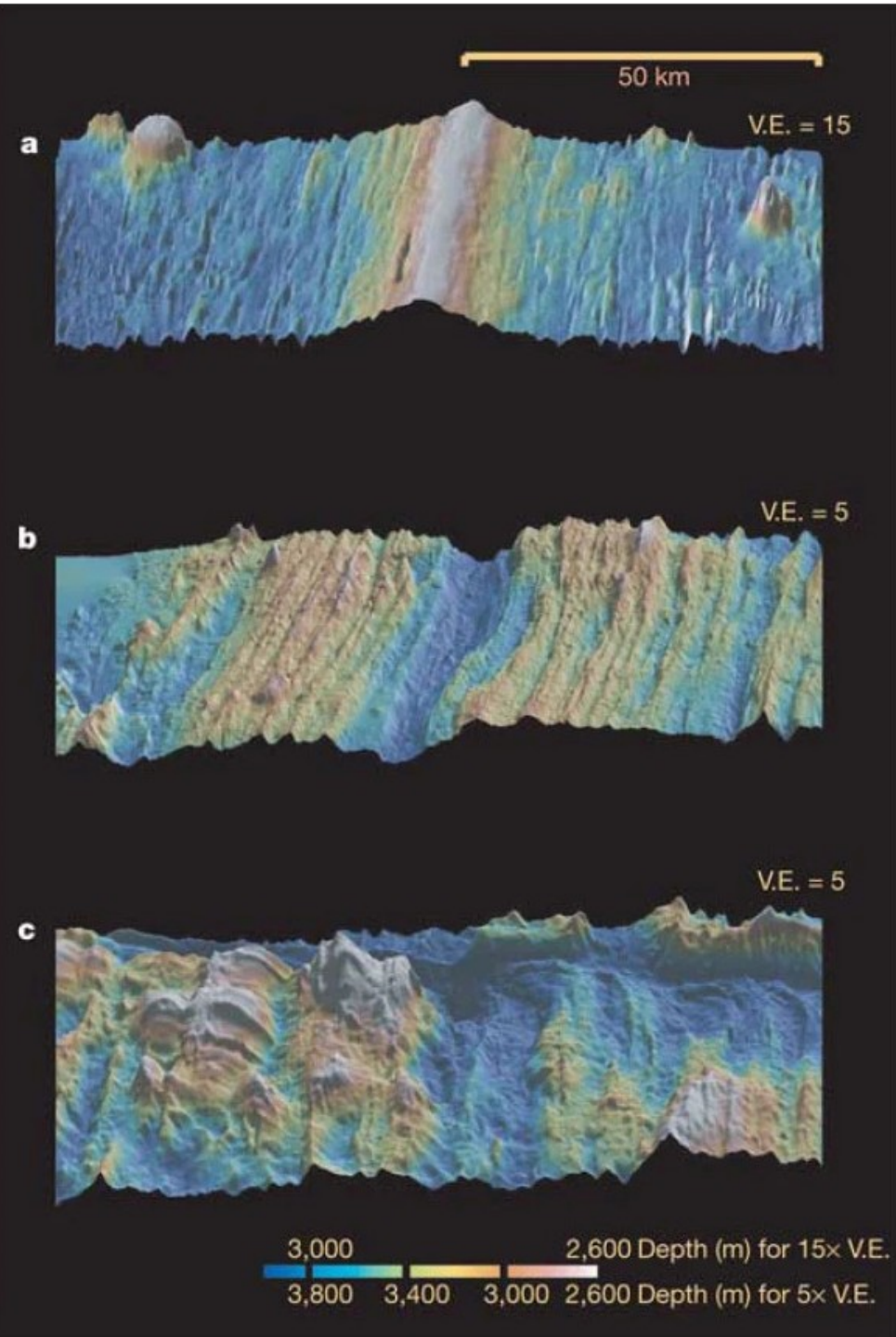
Le dorsali Medio Oceaniche sono classificate sulla base del loro velocità di espansione in:

Slow spreading: 0-4 mm/anno

Intermediate spreading: 4-8 mm/anno

Fast spreading: 8-16 mm/anno





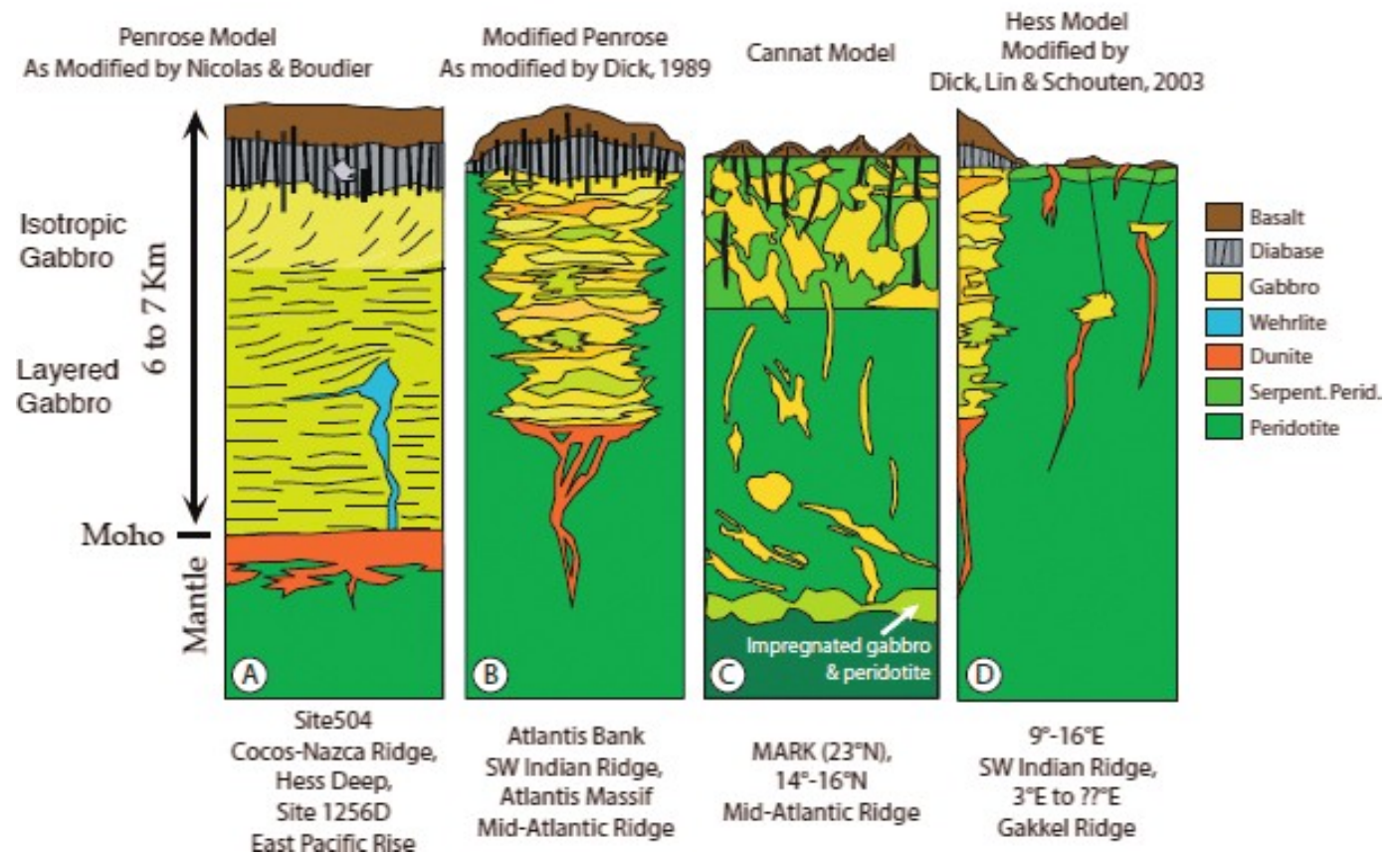
Diverse morfologie e stratigrafie delle dorsali oceaniche:

a) Slow spreading: 0-4 mm/anno

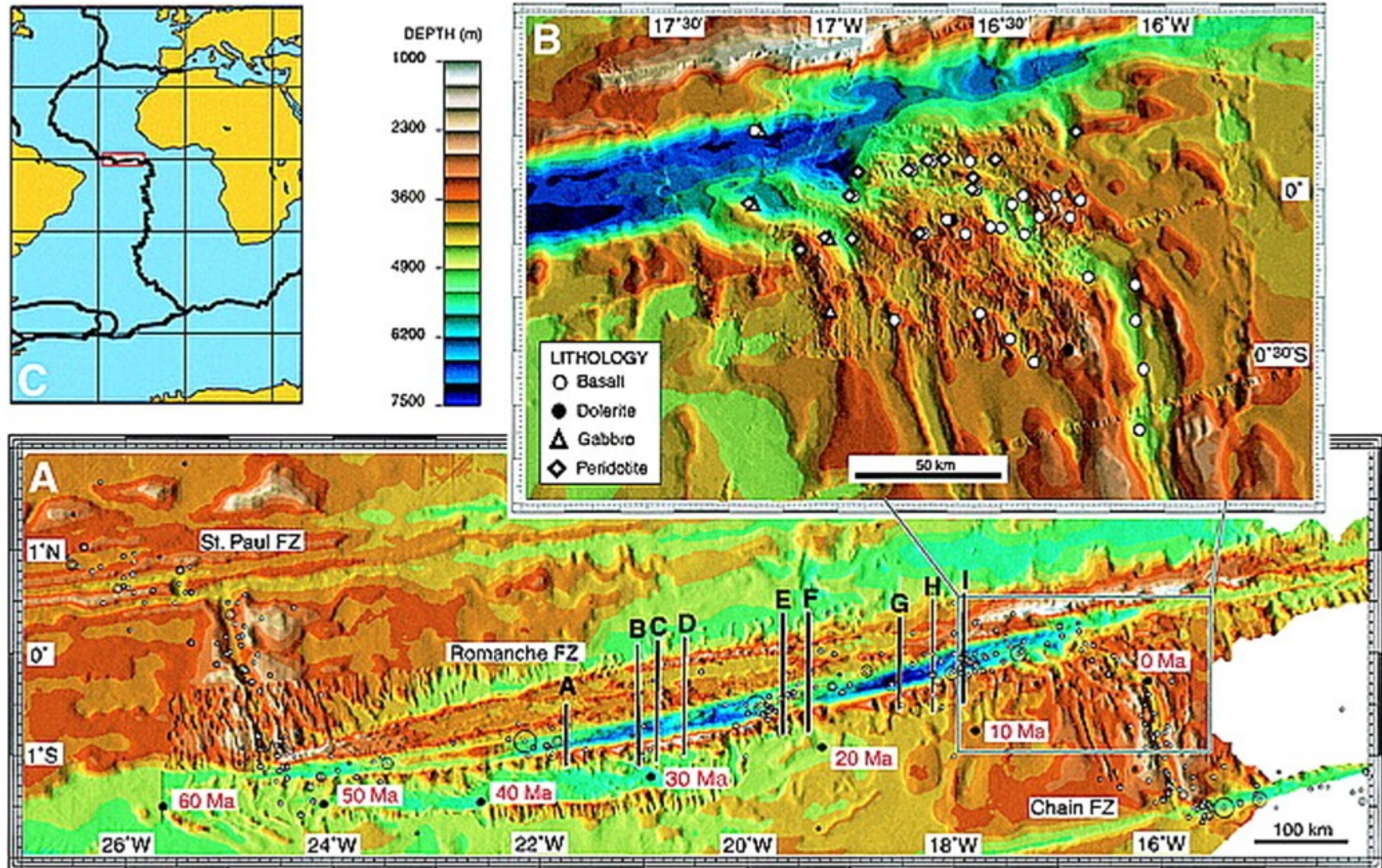
b) Intermediate spreading: 4-8 mm/anno

c) Fast spreading: 8-16 mm/anno

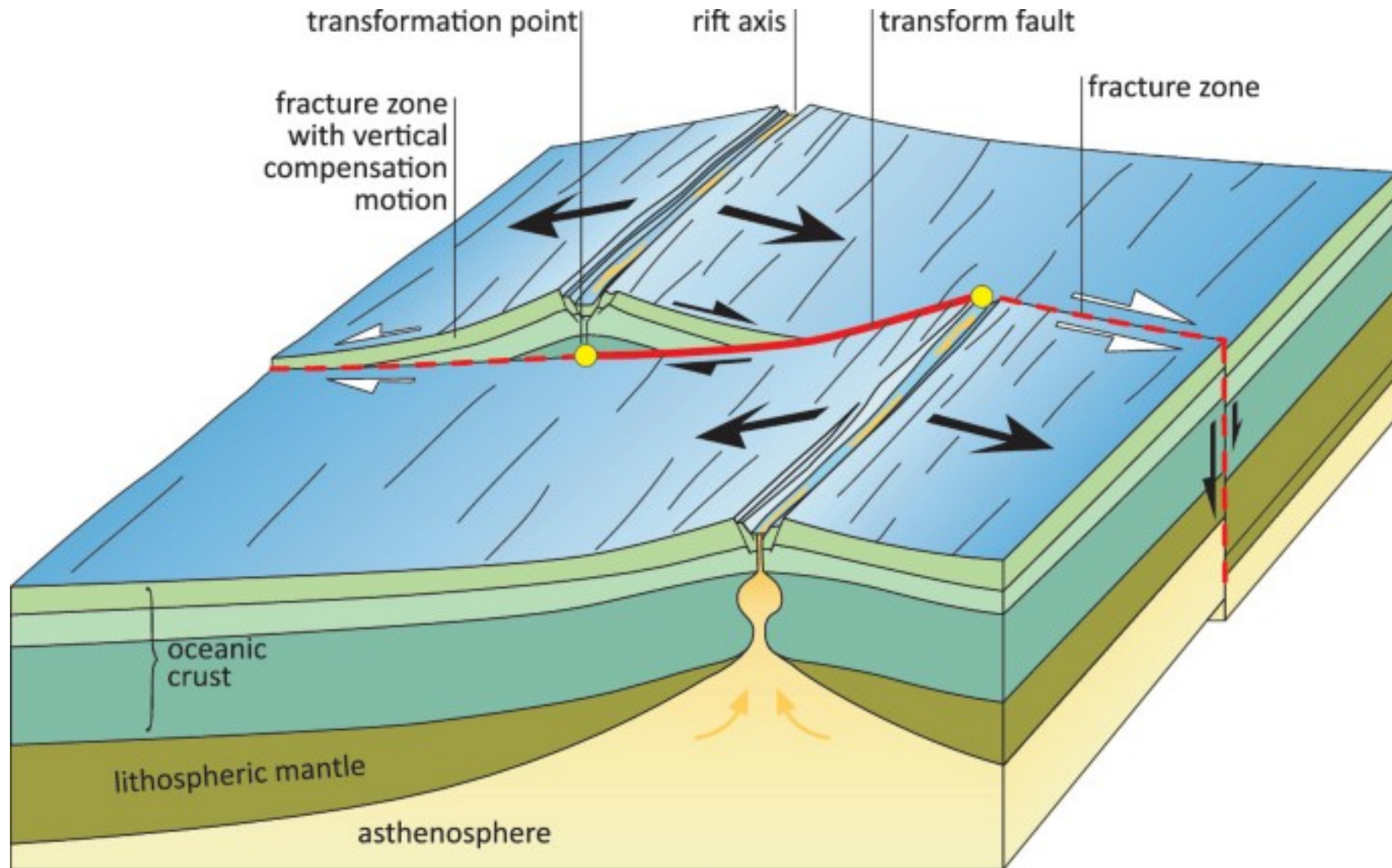
Ocean Ridge Crustal Accretion Models



Fracture Zone: faglie trasformi che accomodano l'offset delle dorsali oceaniche.



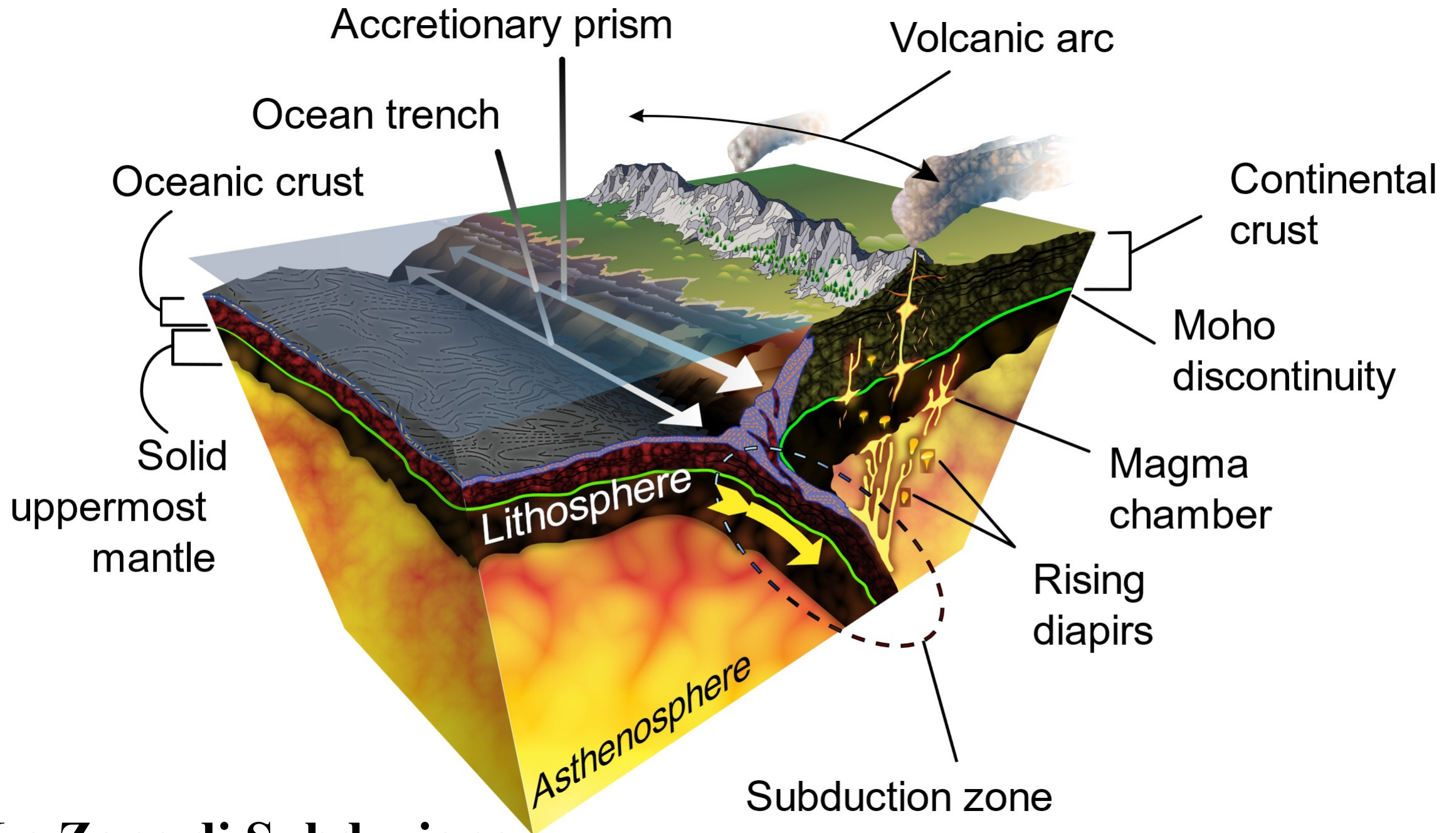
Schematizzazione di una Fracture Zone



Le placche – I Margini Convergenti

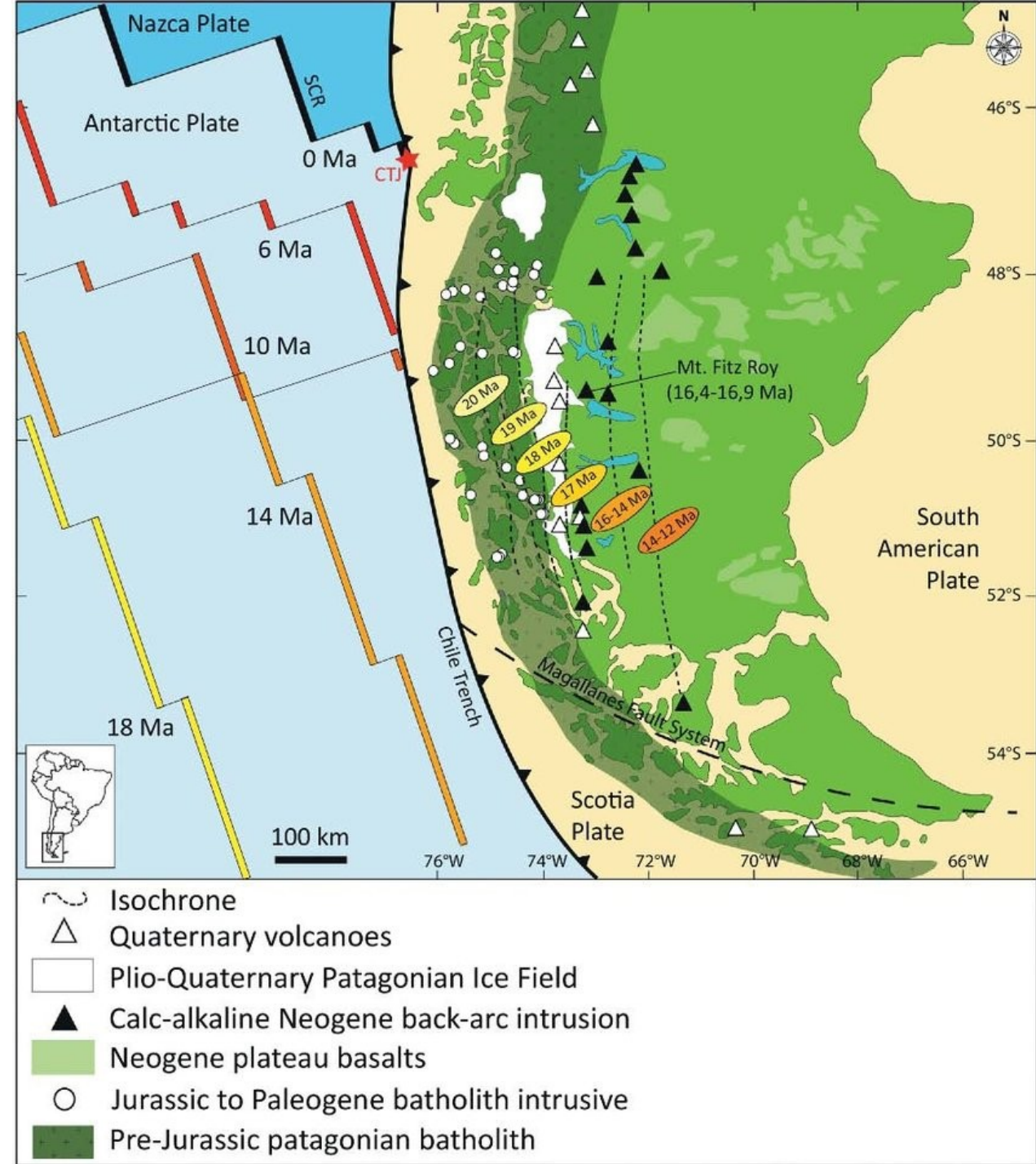
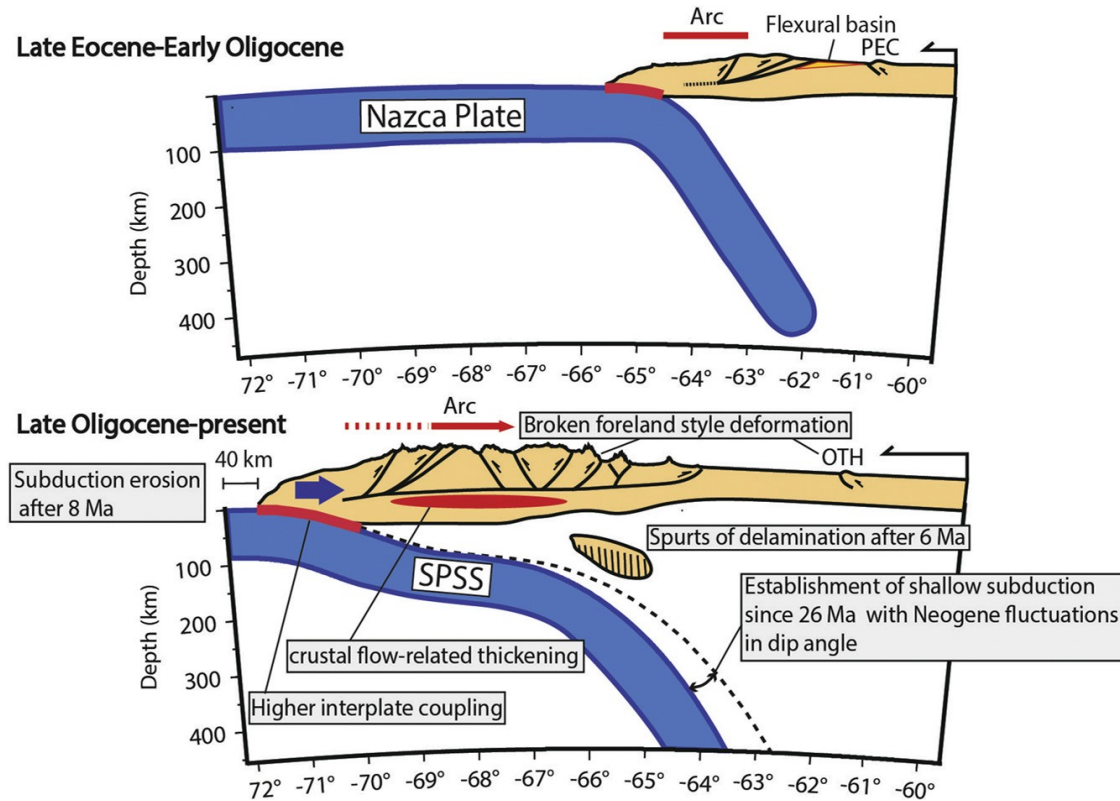
Le Zone di Subduzione e i Margini Collisionali



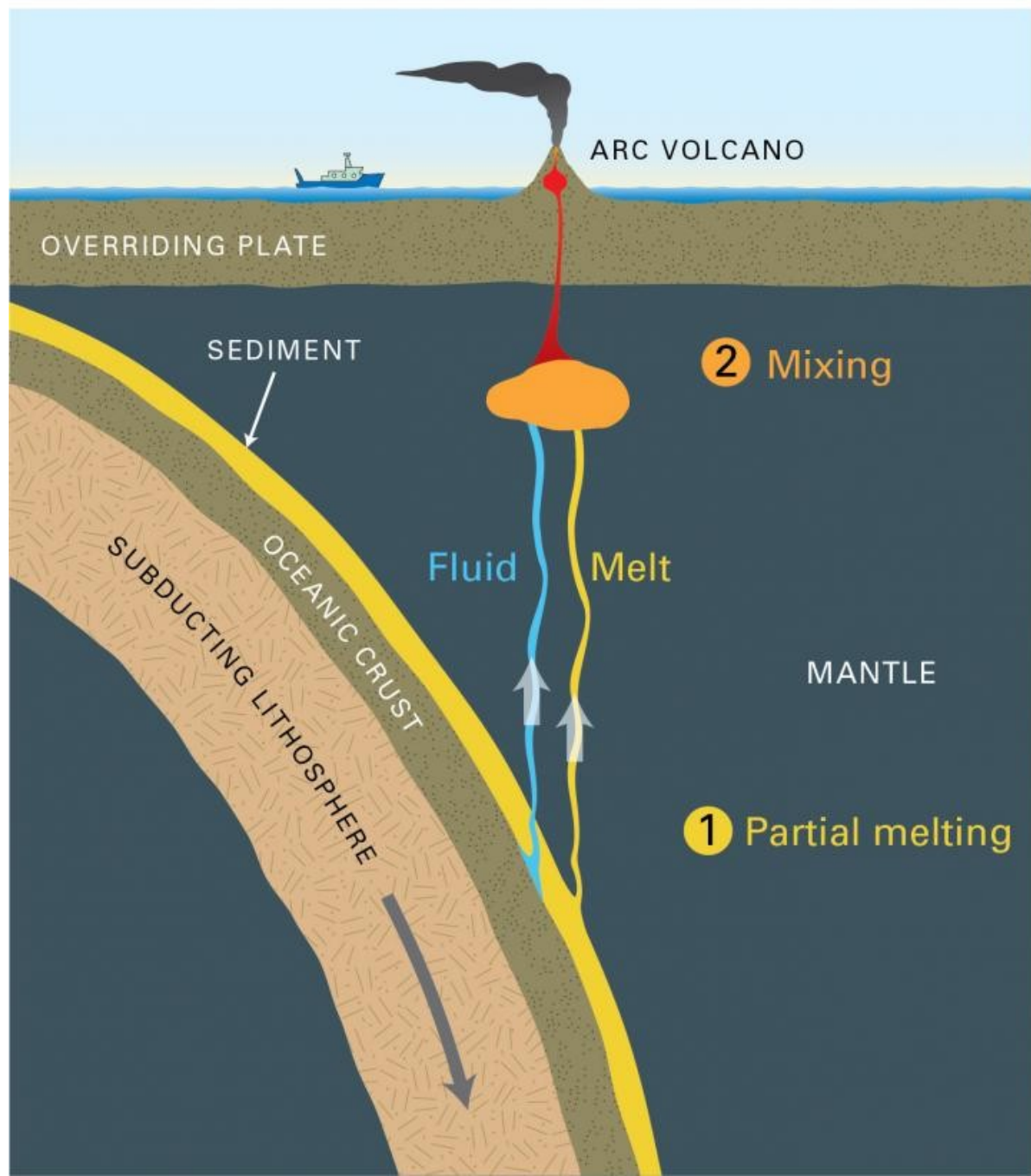


Le Zone di Subduzione

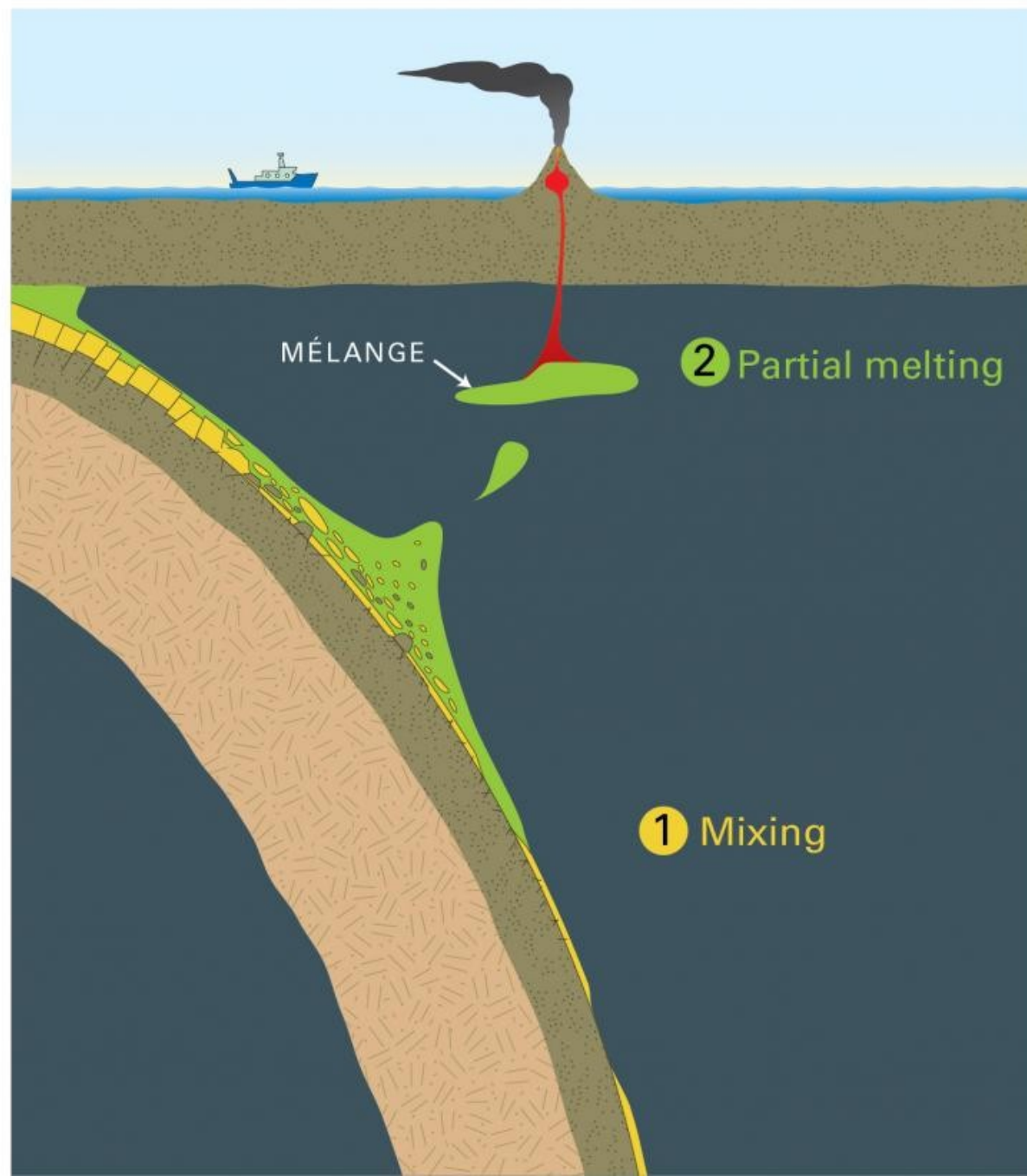
La posizione dell'arco dipende dall'inclinazione dello slab. In Sudamerica possiamo osservare un arretramento del magmatismo di arco dovuto alla diversa inclinazione dello slab nel tempo.



Fluid/sediment melt model

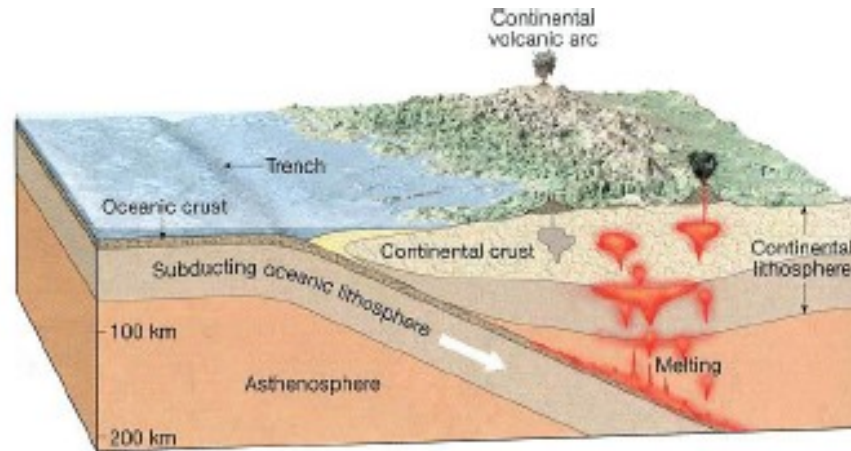


Mélange model



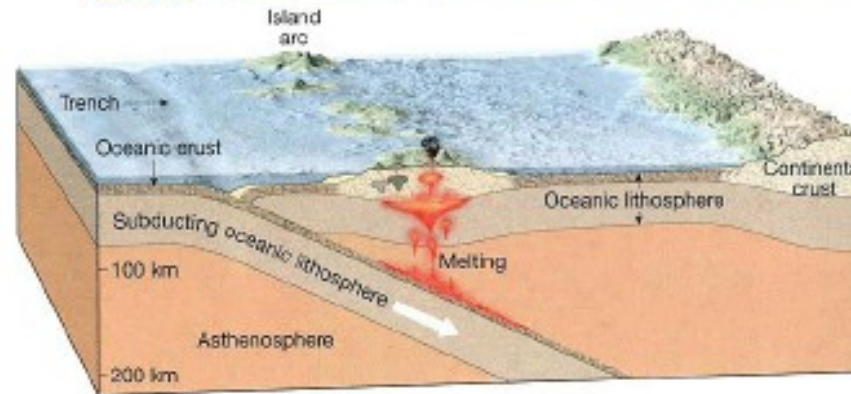
Le Zone di Subduzione

**OCEANO
CONTINENTE**



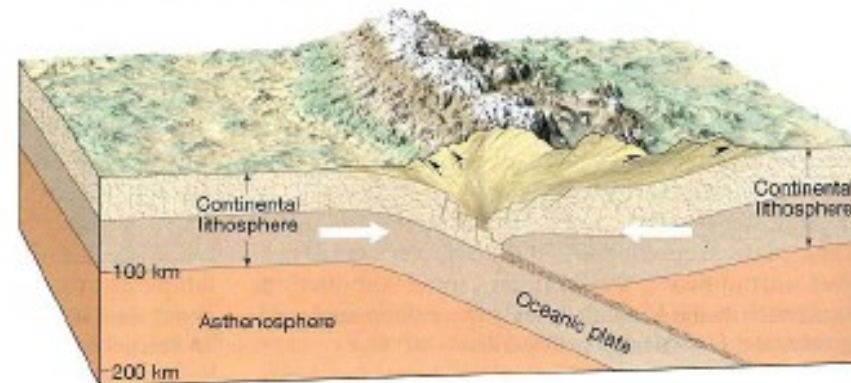
*Formazione di
archi vulcanici
continentali*

**OCEANO
OCEANO**



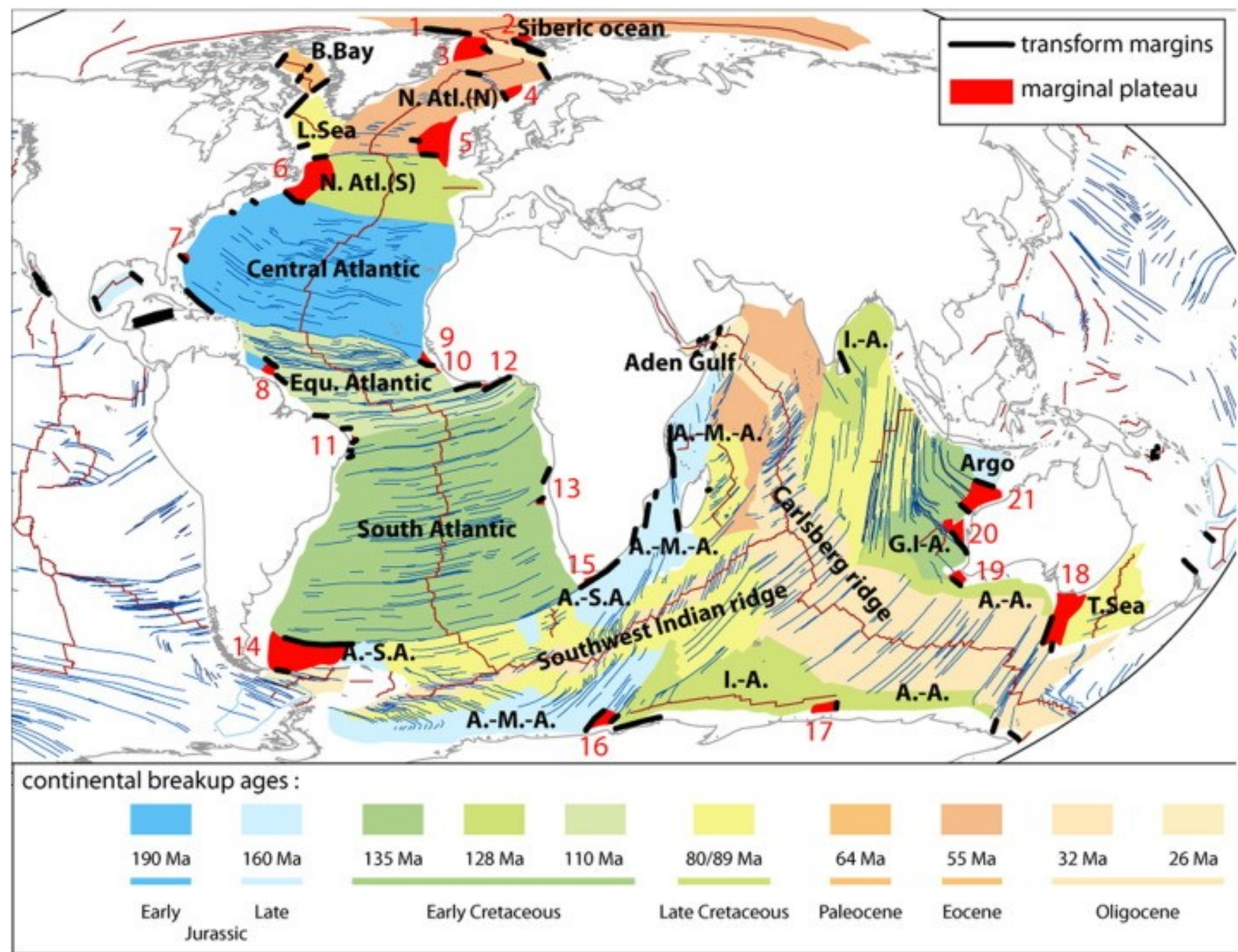
*Formazione di
archi di isole
vulcaniche*

**CONTINENTE
CONTINENTE**



*Formazione di
catene
montuose
collisionali*

Le placche – I Margini Trasformi Dorsali Medio- Oceaniche e Faglia di S. Andreas (California)



Tettonica a Placche – Il motore

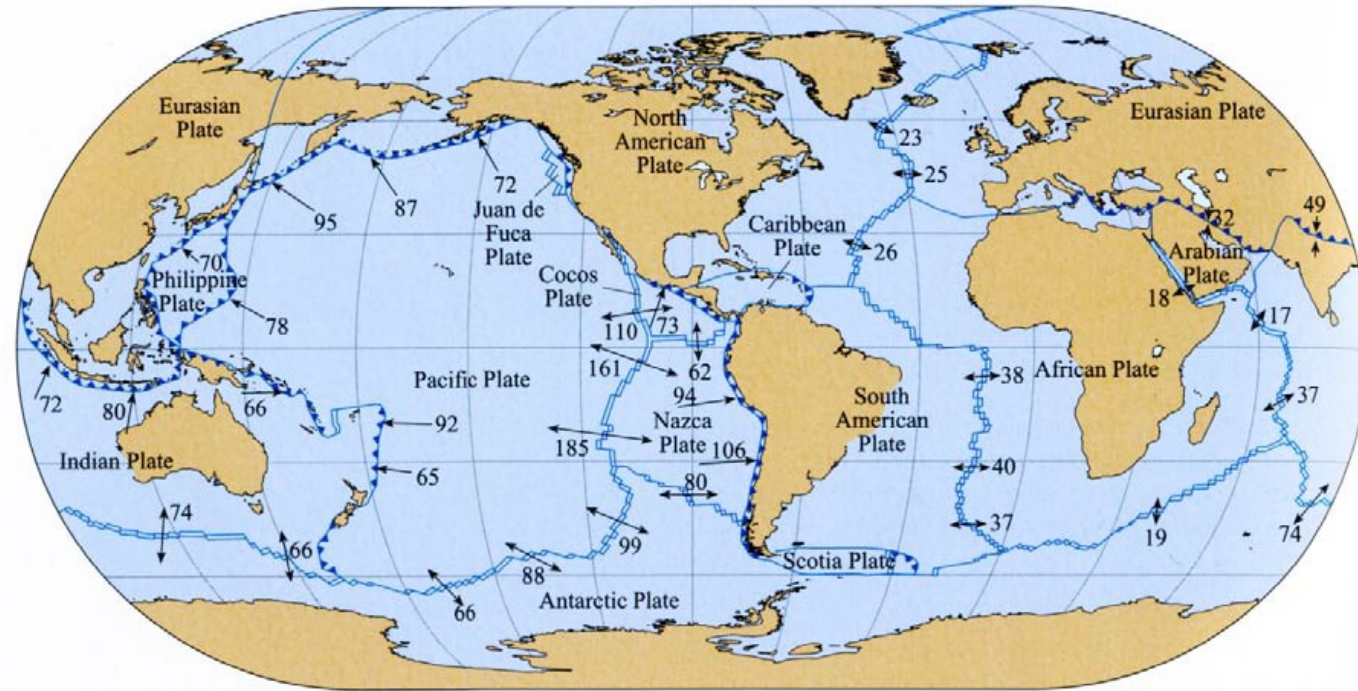
Quali forze regolano la tettonica delle placche?

La presenza di moti convettivi interni ha sollevato nel tempo la domanda di quali siano le forze che governano il moto delle celle convettive e dei continenti.

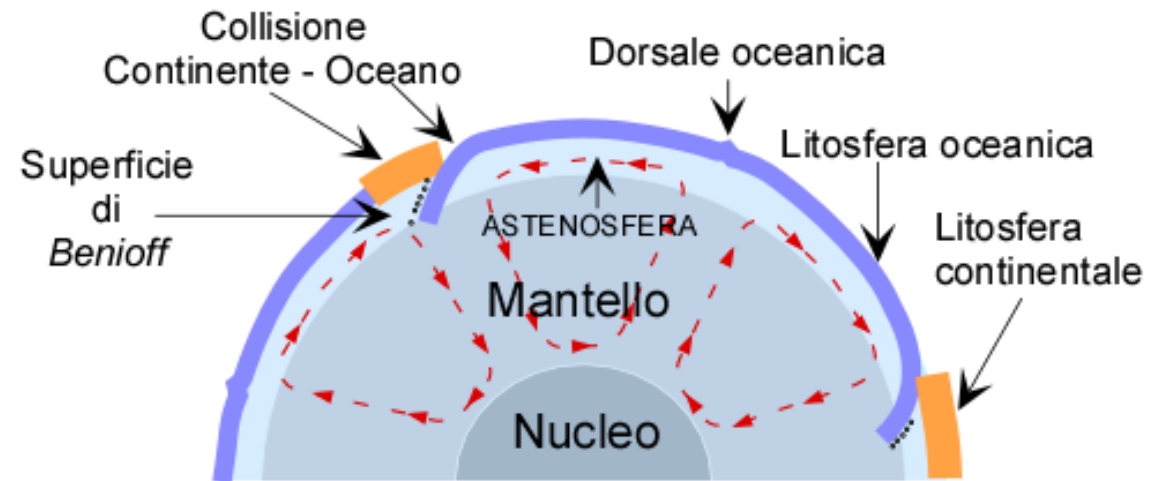
Due sono le possibile forze in gioco:

1. **Ridge push**: pressione laterale dovuta alla risalita di materiale caldo che genera una anomalia morfologica positiva.
2. **Slab pull**: trazione verso il basso della crosta subdotta, fredda e pesante, che trascina la crosta oceanica e induce rotazione della cella.

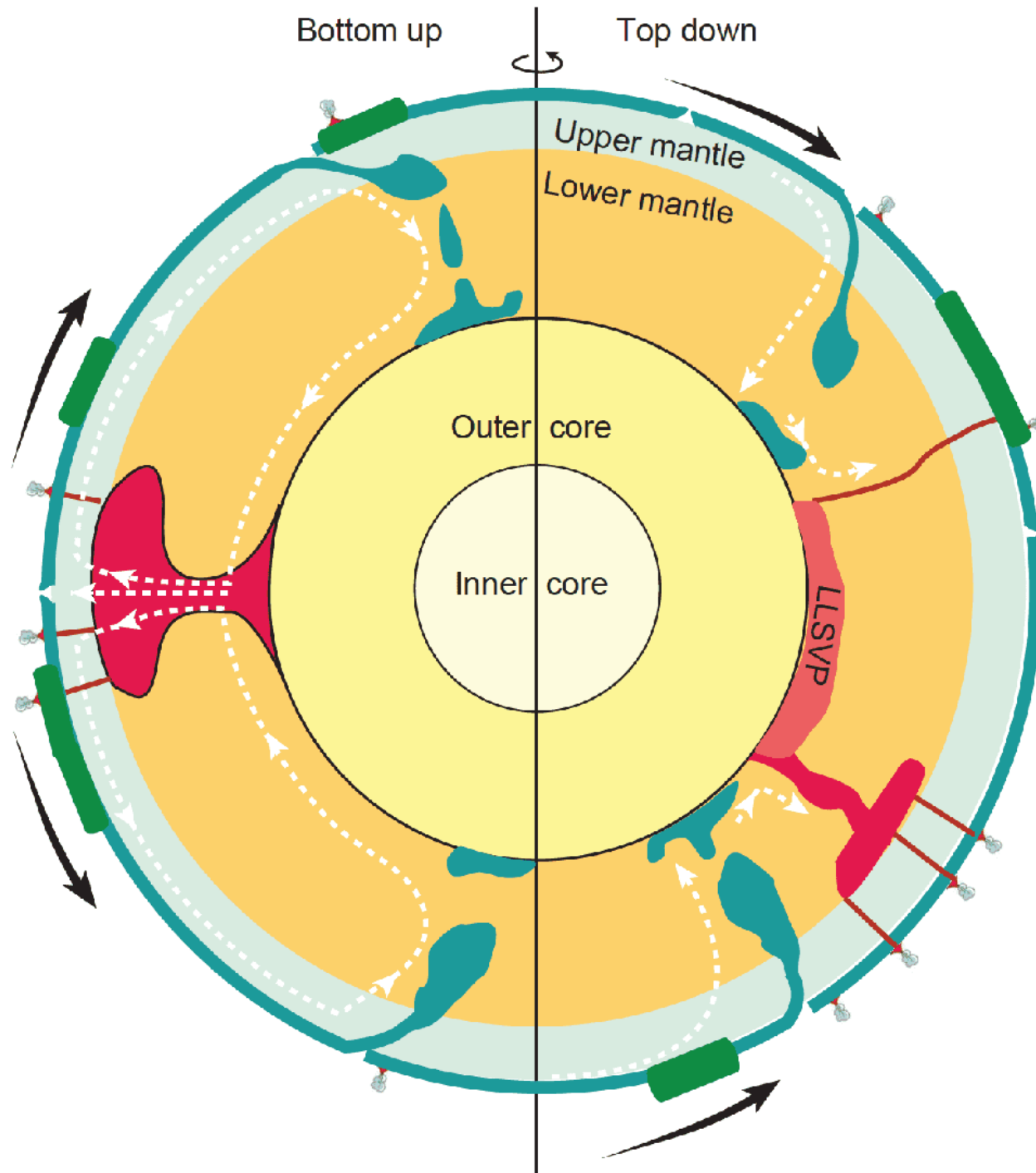
Queste due forze non possono essere distinte e sono parte del sistema convettivo, al tempo stesso fattori attivi e passivi.



key // constructive plate boundary destructive plate boundary / transform fault plate boundary



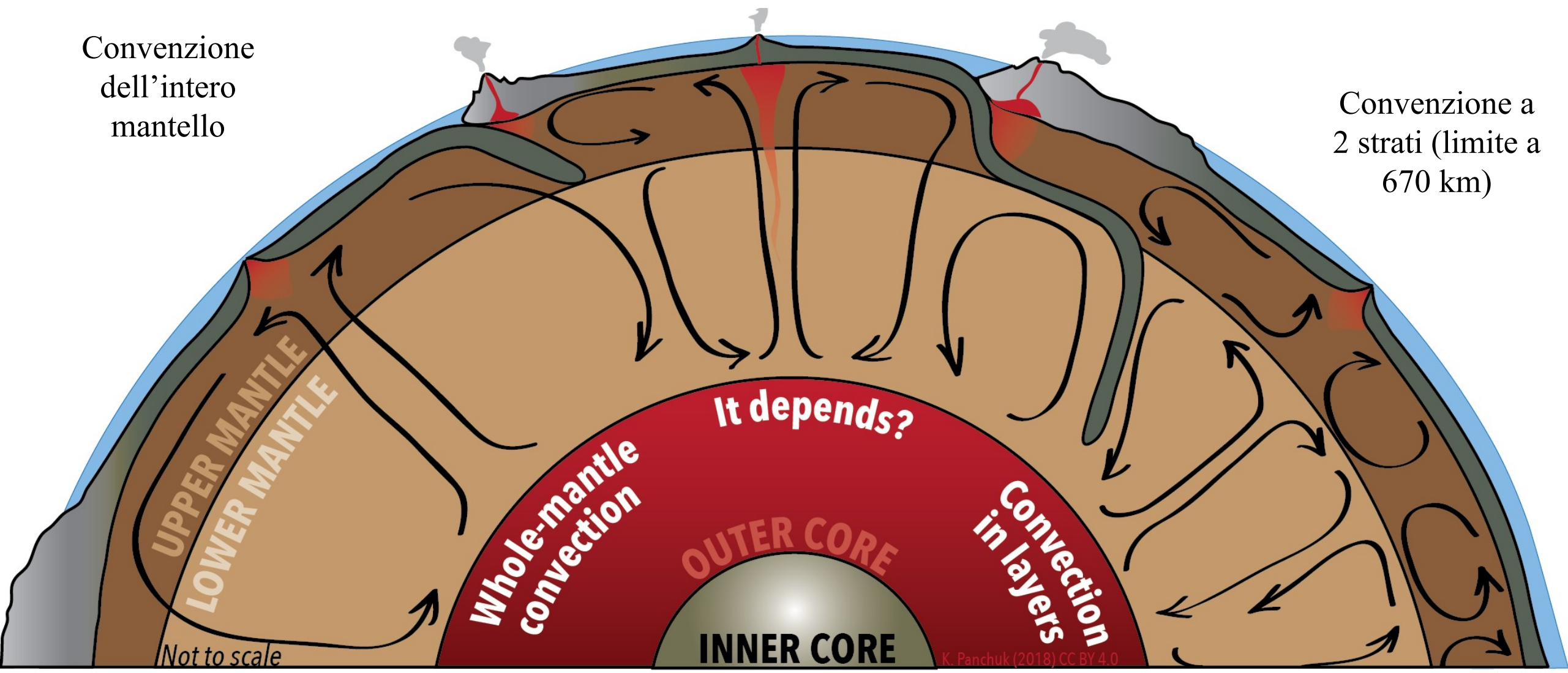
Bottom up:
La tettonica ed i
moti convettivi
sono causati
principalmente
dalla risalita di
plume dalla
transizione
mantello-nucleo.



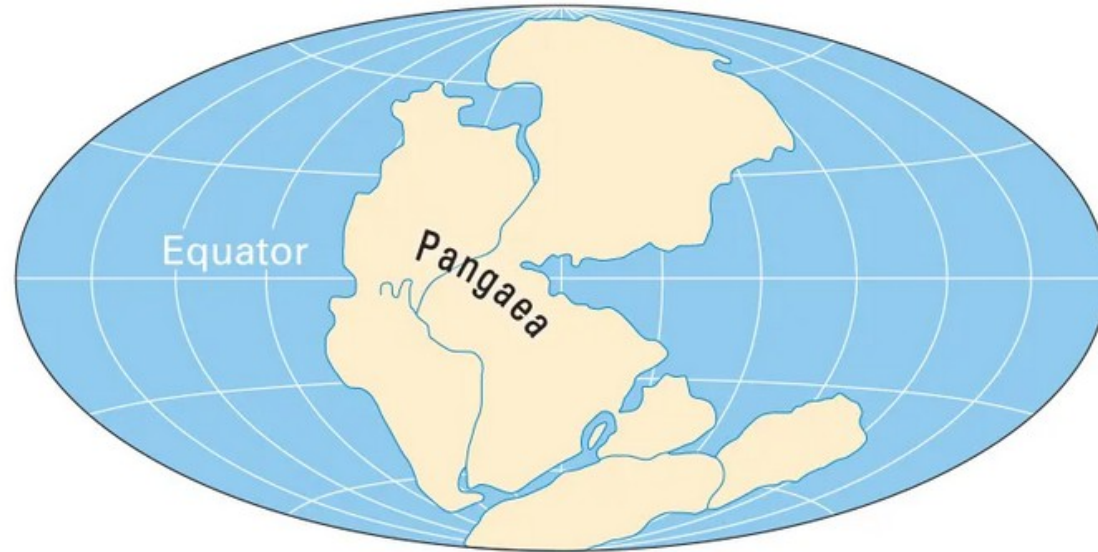
Top down:
La tettonica ed i
moti convettivi
sono causati
principalmente
dallo slab pull e
dalla subduzione di
placche nel
mantello.

Convenzione
dell'intero
mantello

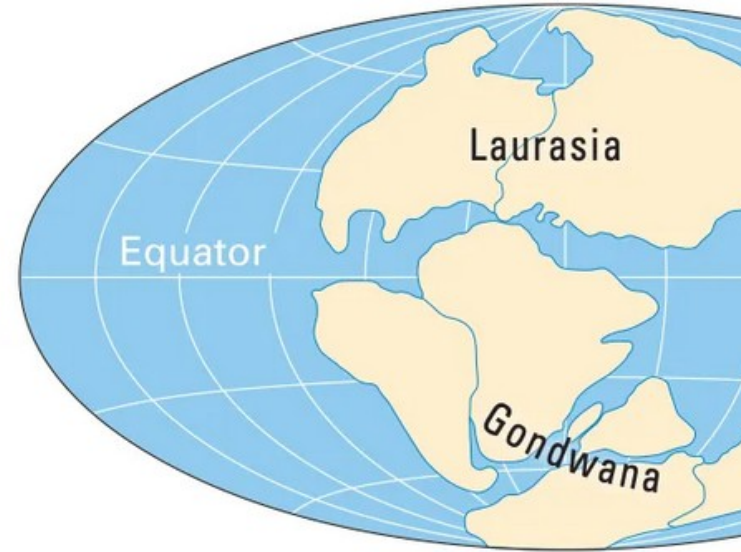
Convenzione a
2 strati (limite a
670 km)



CONTINENTAL DRIFT OF PLATES



225 Million Years Ago



150 Million Years Ago



100 Million Years Ago



Earth Today

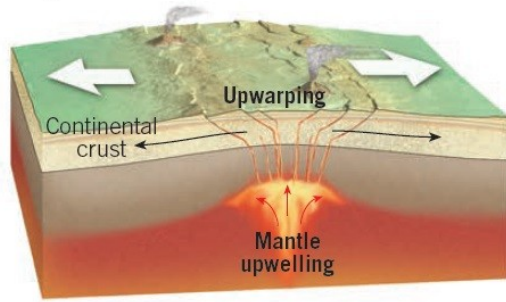
NEOZOICO	Olocene	0 m.a.
	Pleistocene	
CENOZOICO	Pliocene	2.6
	Miocene	
	Oligocene	
	Eocene	
	Paleocene	
	Cretaceo	66
MESOZOICO	Giurassico	
	Triassico	
	Permiano	252
PALEOZOICO	Carbonifero	
	Devoniano	
	Siluriano	
	Ordoviciano	
	Cambriano	540
	Proterozoico	
ARCHEOZOICO	Archeano	4600

Il movimento delle placche terrestri negli ultimi 220 Milioni di anni

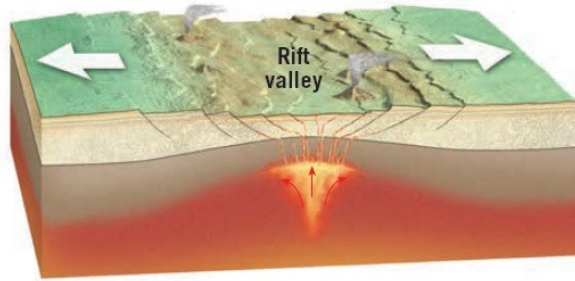
EVIDENZE DEL RIDGE PUSH:

L'apertura di un nuovo bacino oceanico

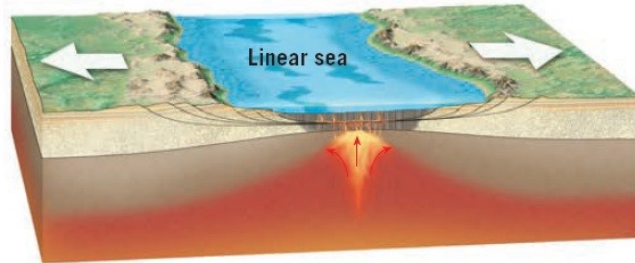
A. Tensional forces and buoyant uplifting of the heated lithosphere cause the upper crust to be broken along normal faults, while the lower crust deforms by ductile stretching.



B. As the crust is pulled apart, large slabs of rock sink, generating a rift valley.



C. Further spreading generates a narrow sea.



D. Eventually, an expansive ocean basin and ridge system are created.

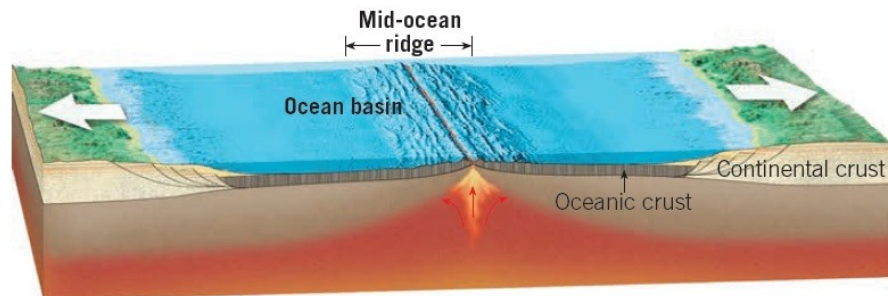
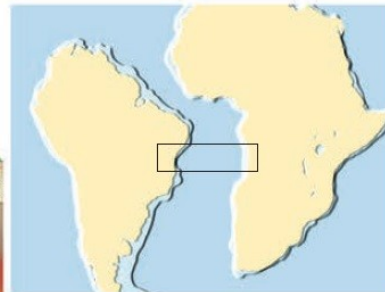
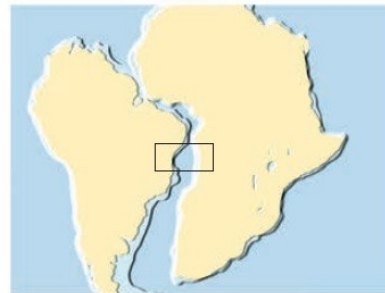


Illustration of the separation of South America and Africa to form the South Atlantic.



FORMAZIONE DI UN BACINO OCEANICO

Risalita dell'astenosfera

Rifting e rottura della crosta continentale

Formazione di un bacino marino

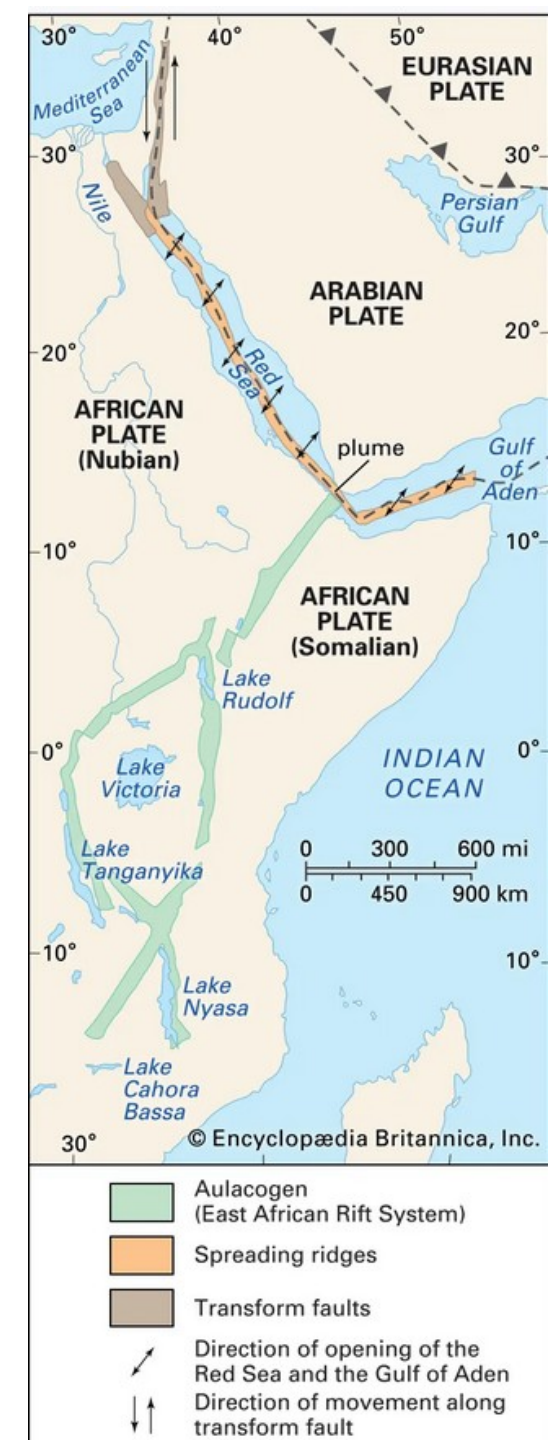
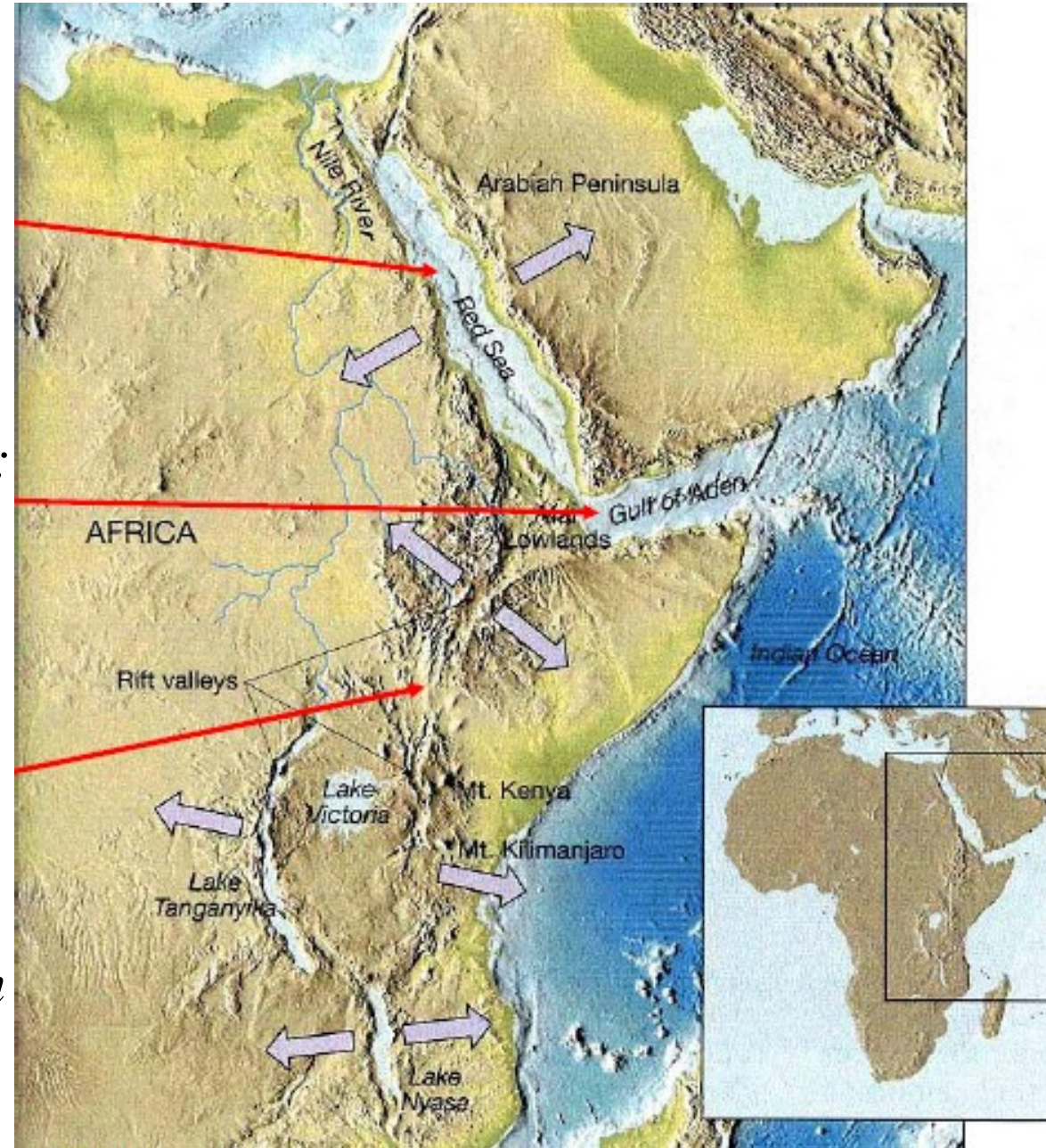
Formazione di Litosfera oceanica

SITUAZIONE DELL'AFRICA ORIENTALE

*Il Mar Rosso:
Un bacino in
embrione*

*Il Golfo di Aden:
Un bacino in
apertura*

*Le Rift Valleys
estafricane:
Estensione
continentale non
oceanizzata*



FALLIMENTI DEL RIDGE PUSH:

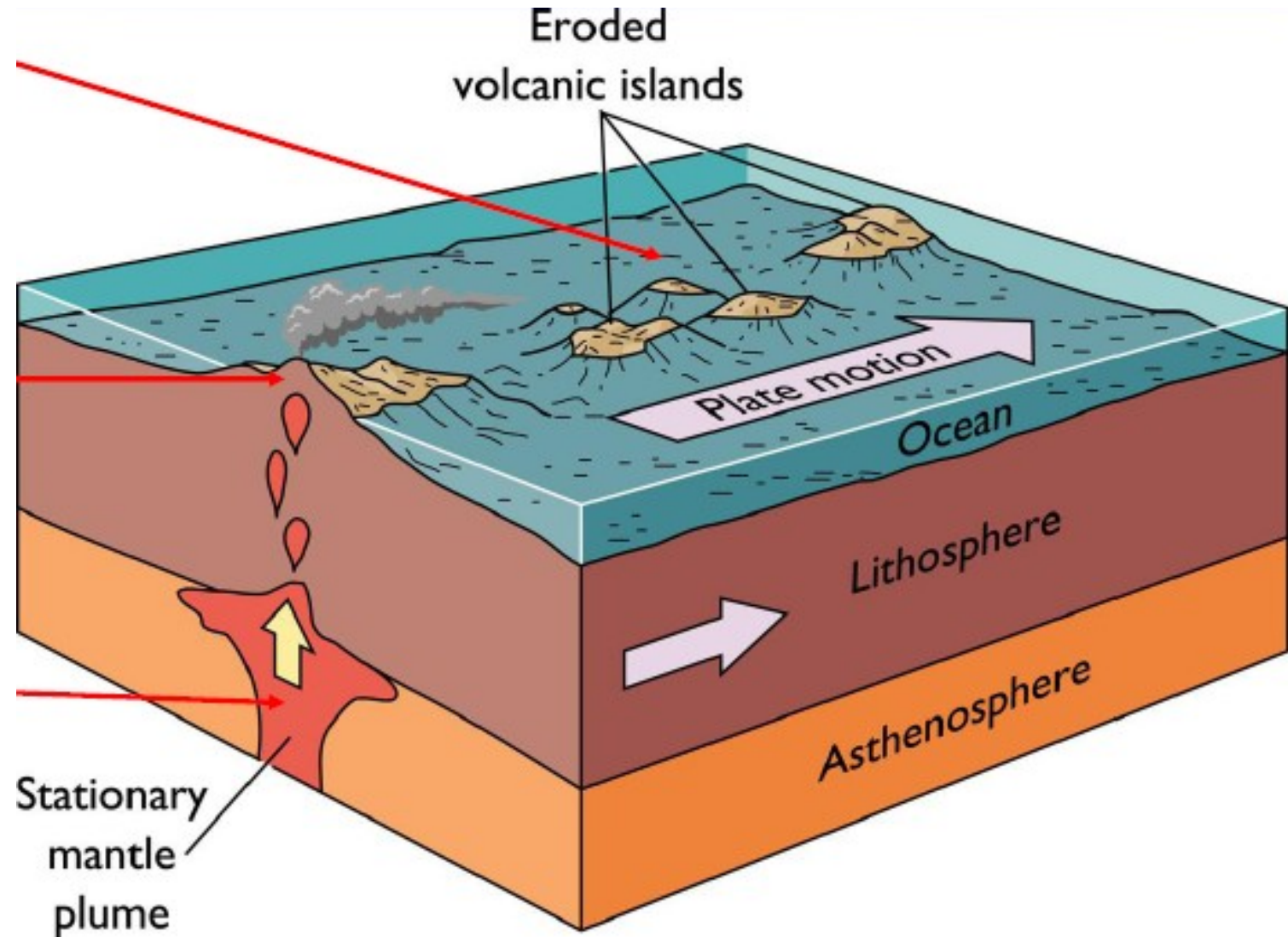
I punti caldi intraoceanici

IL VULCANISMO INTERNO A UNA PLACCA OCEANICA

*Catena di
Isole
oceaniche*

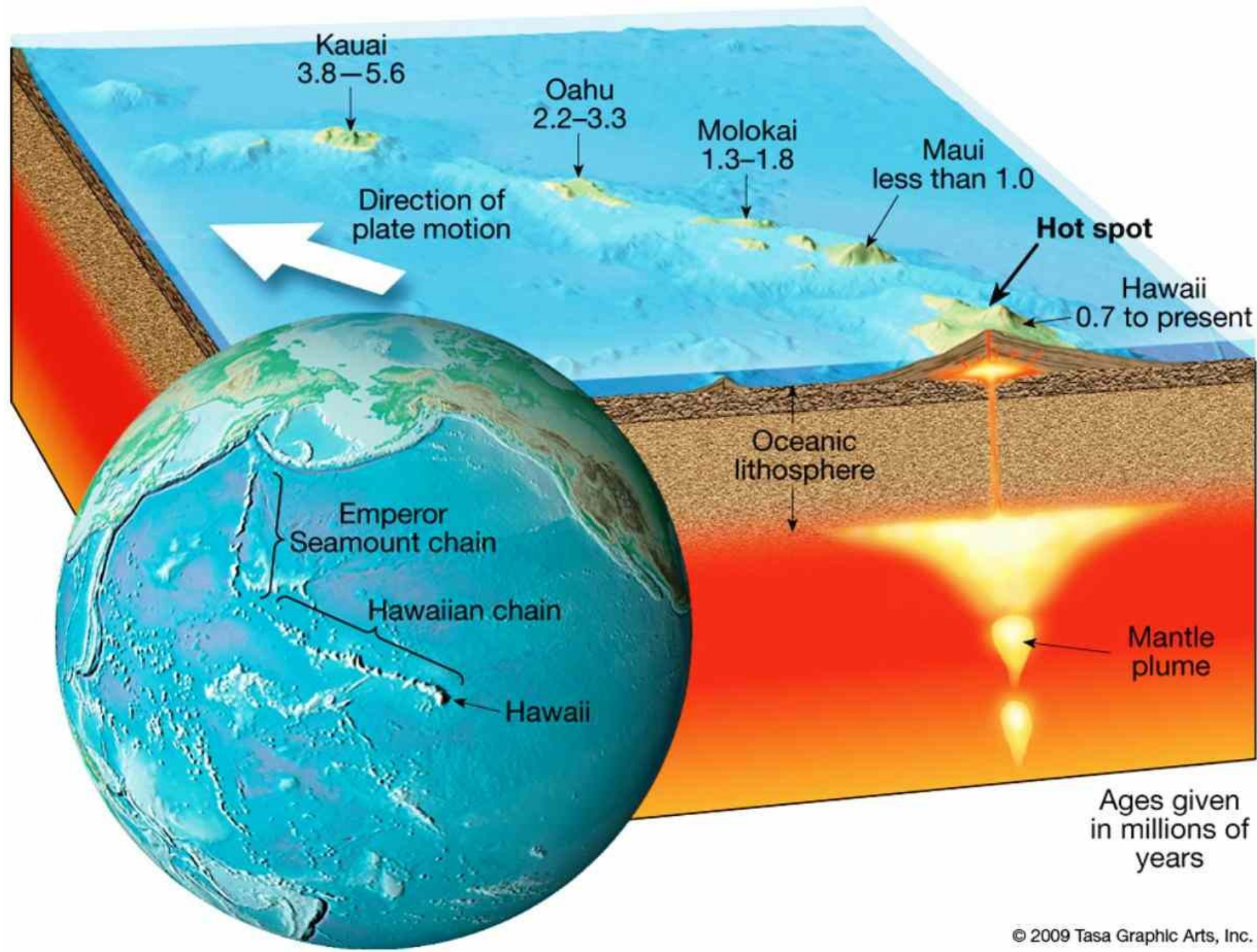
*Punto caldo
(Hot Spot)*

*Colonna di
Mantello
profondo
(Mantle
Plume)*



(c) MANTLE PLUME

Un esempio di isole vulcaniche: le isole Hawaii



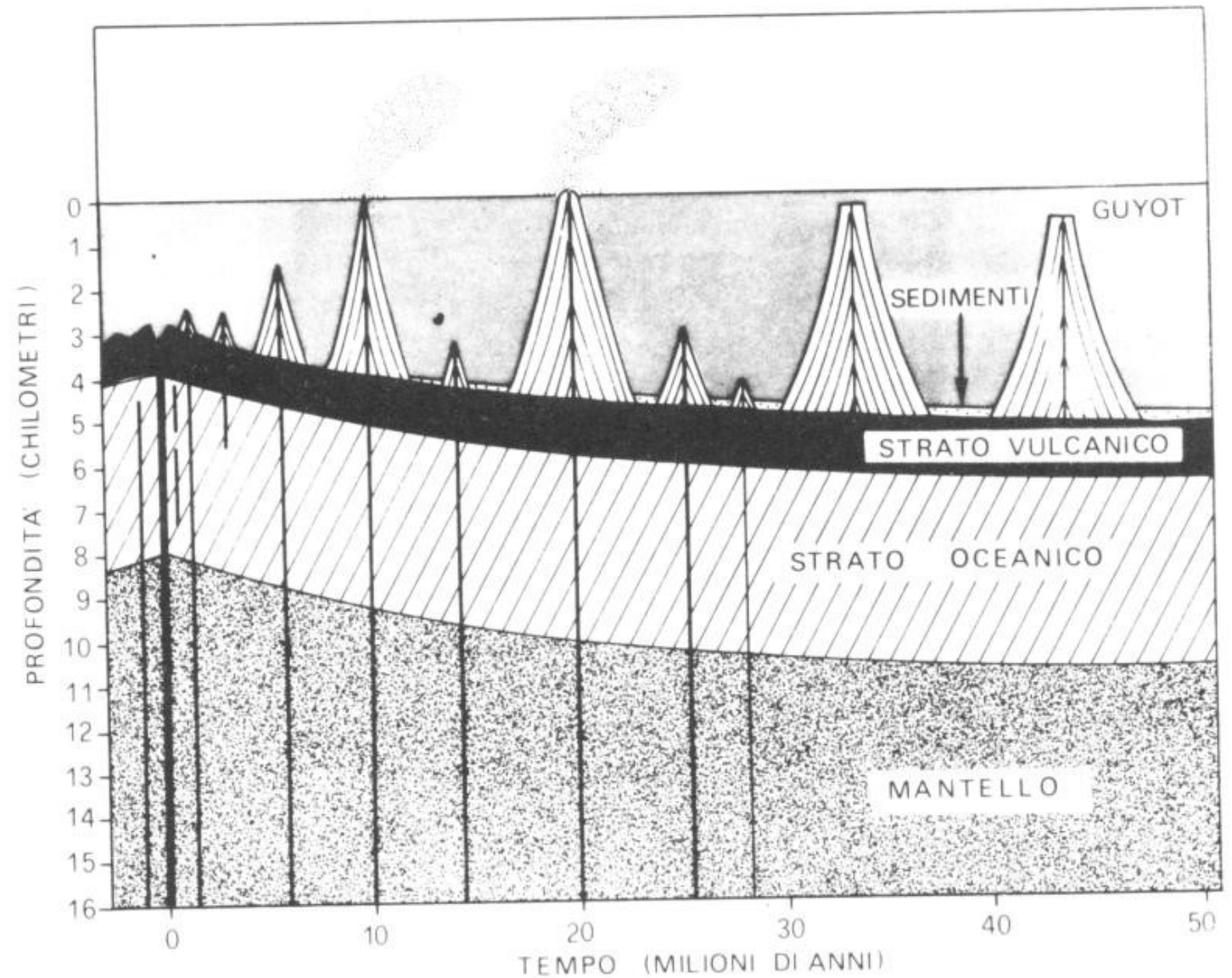
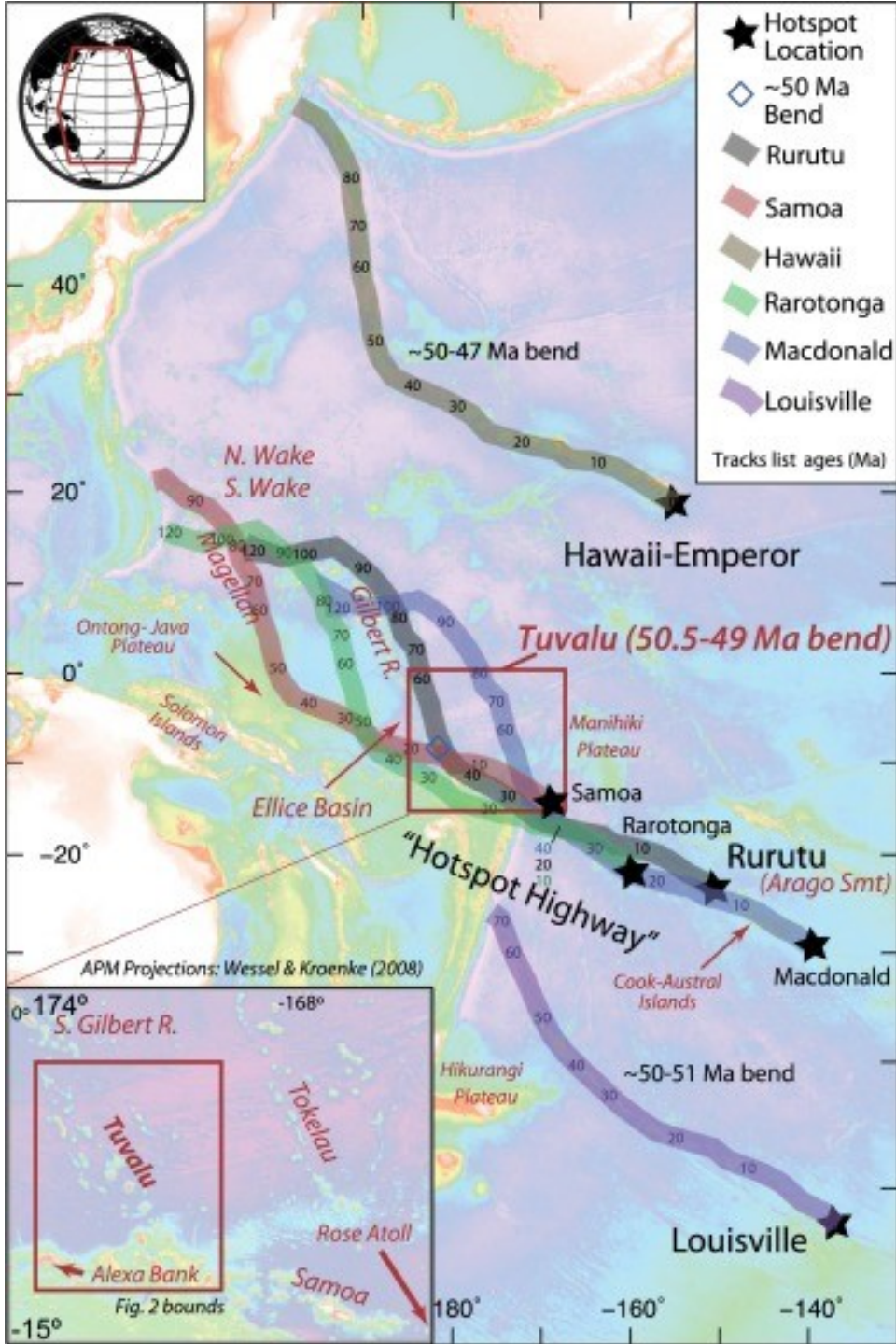


Figura 35 - I vulcani sottomarini cominciano a formarsi in corrispondenza delle linee di espansione o di un punto caldo, quindi si accrescono spostandosi sulla crosta in movimento. Perché il vulcano emerge e formi un'isola (es. Isola di S. Elena nell'Atlantico) tale crescita deve essere almeno di 4000 m in 10 milioni di anni. I vulcani insulari finiscono sott'acqua dopo 20-30 milioni di anni a causa dell'abbassamento della crosta, e formano quei caratteristici monti marini detti *guyots* (da Menard, 1969).

EVIDENZE DELLO SLAB PULL:

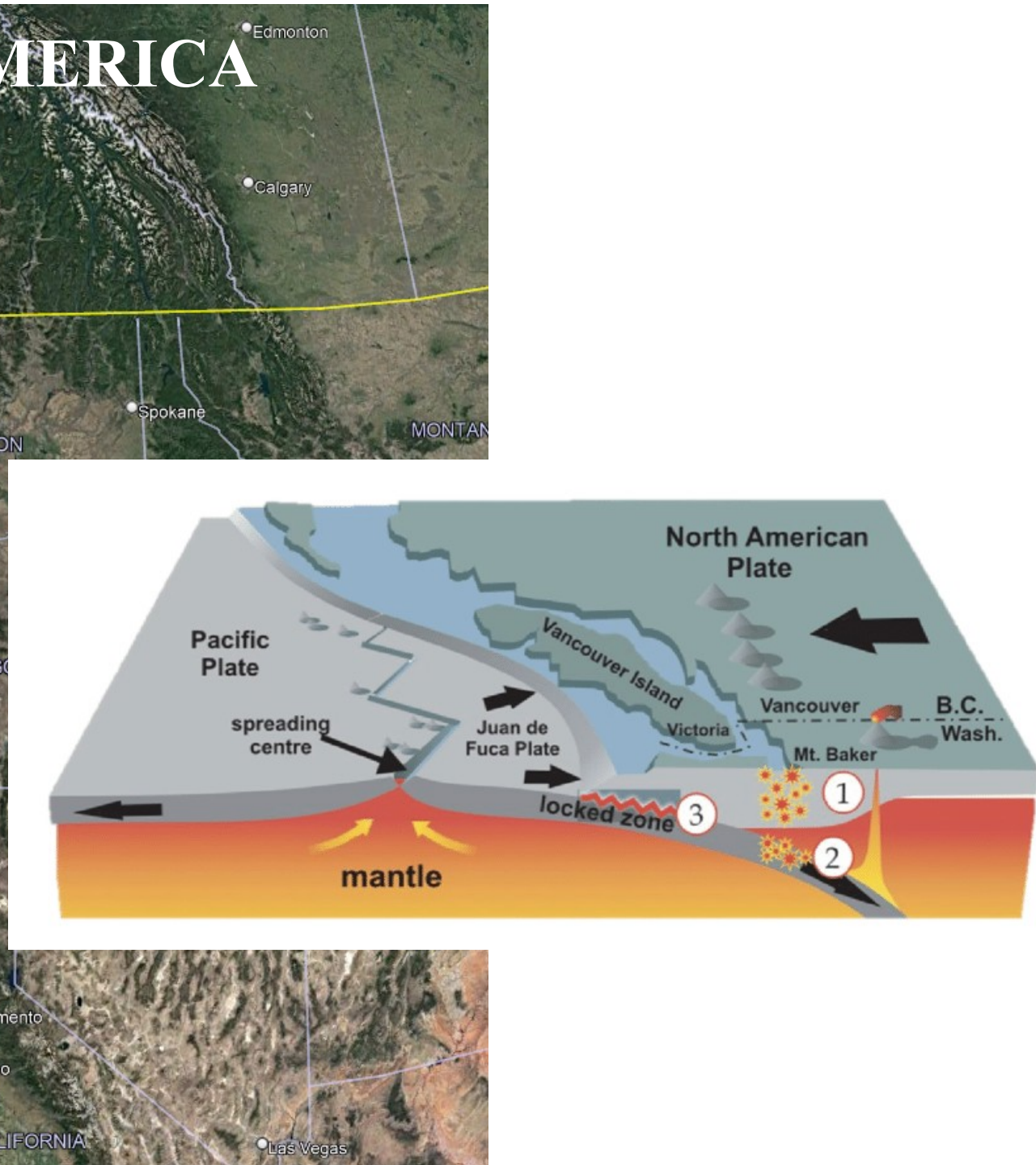
La subduzione delle litosfera oceanica

SITUAZIONE DEL NORD AMERICA

Placca Pacifica

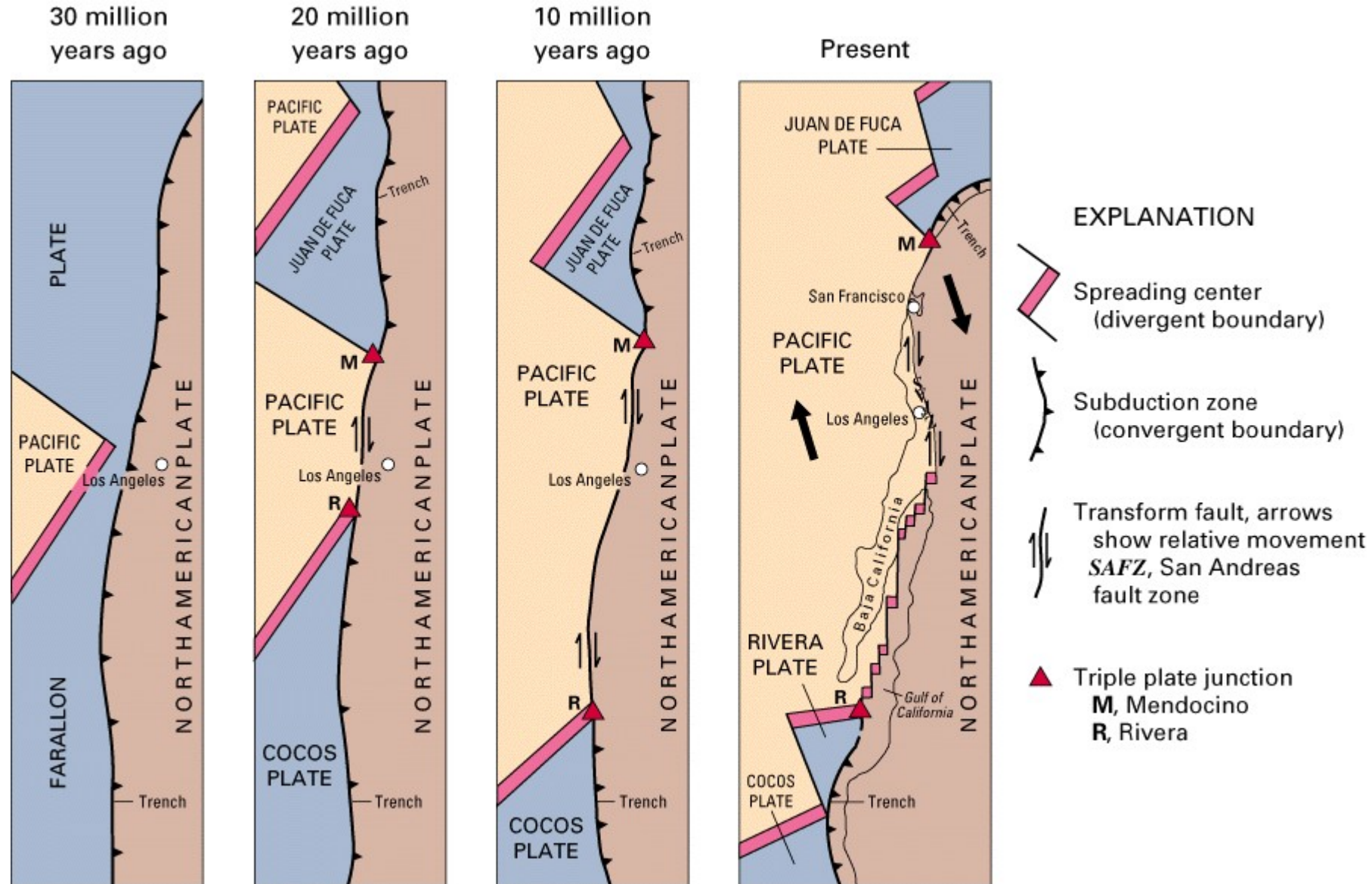
Juan de Fuca

Trasforme

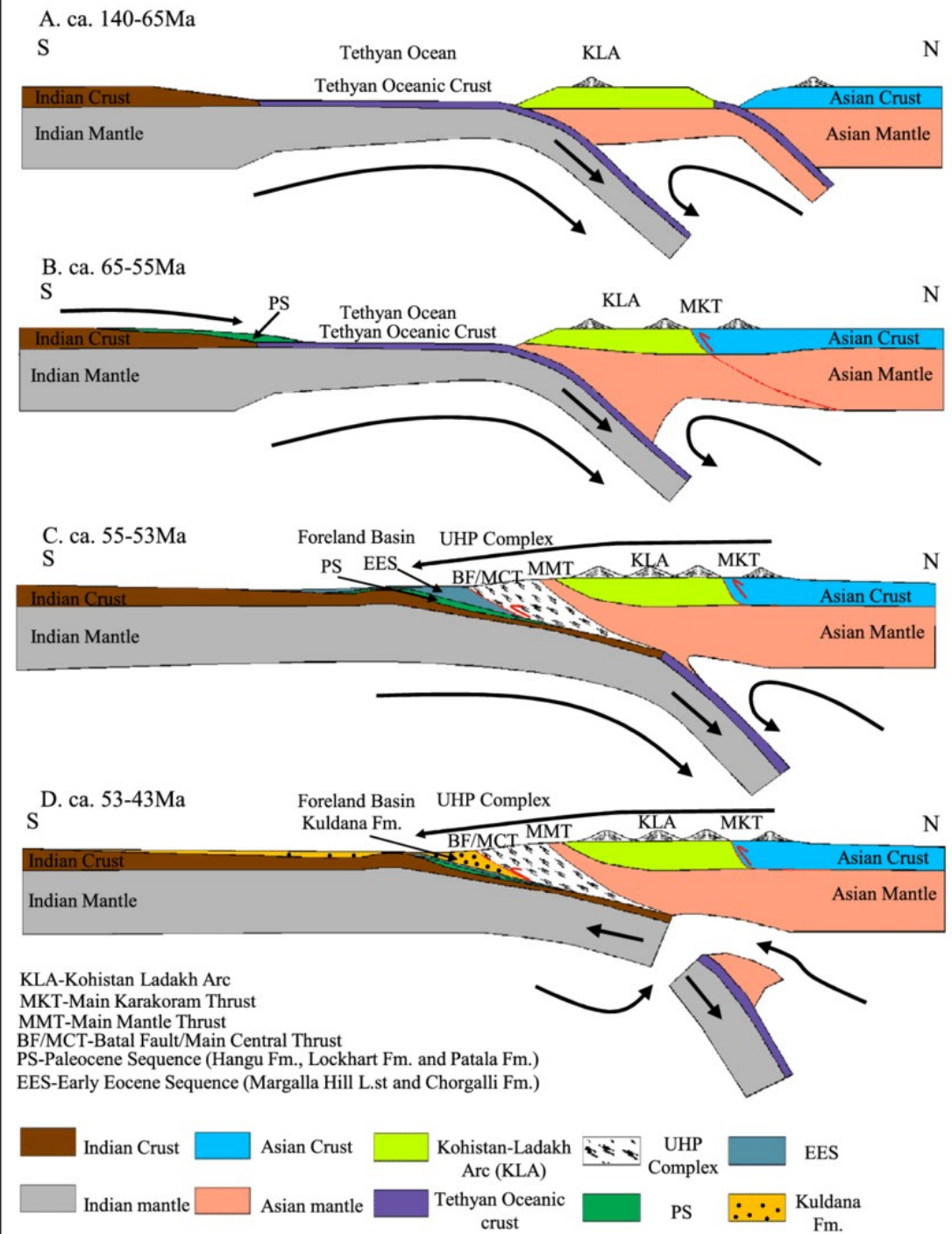
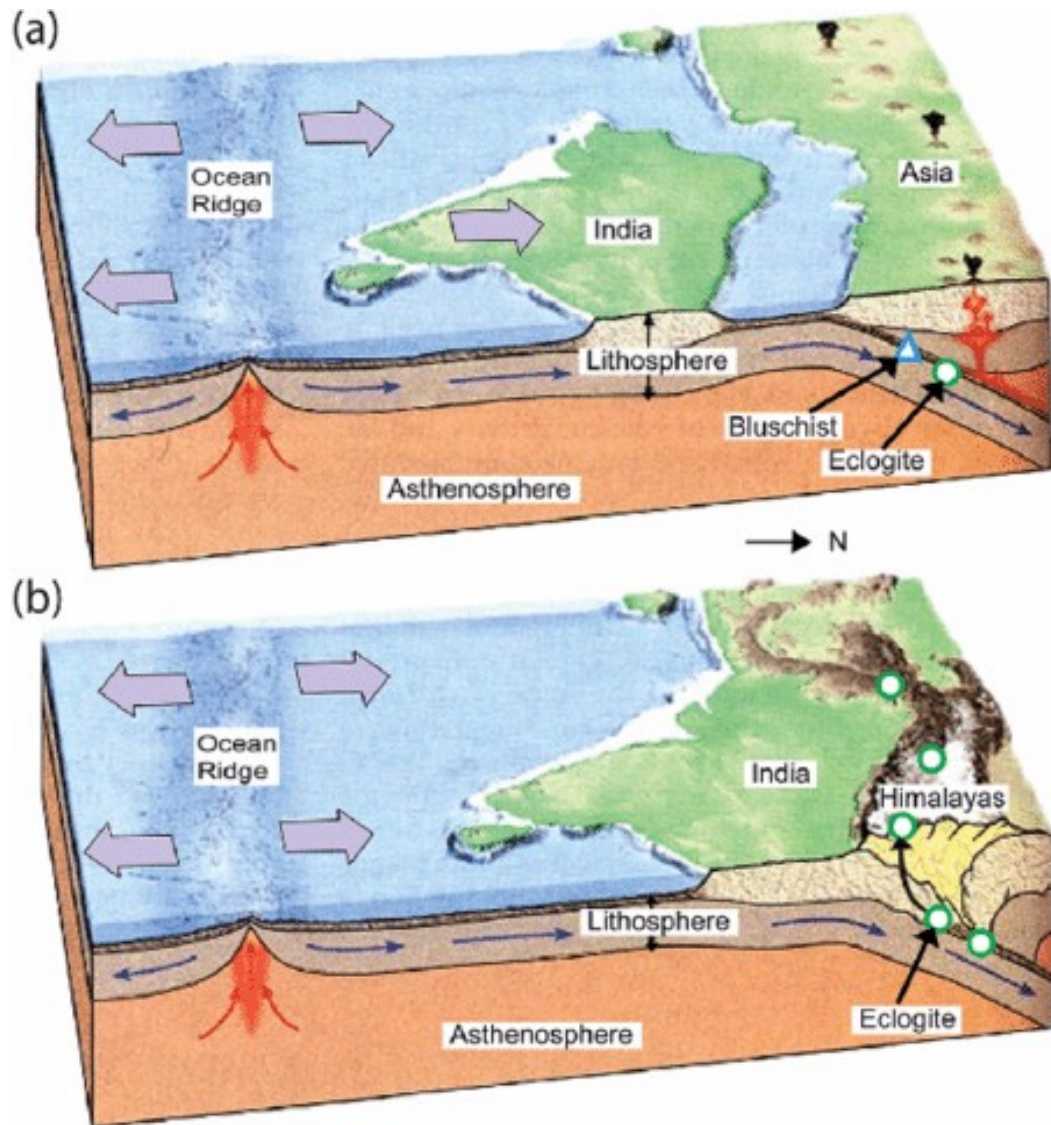


Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO
Image Landsat / Copernicus
Data LDEO-Columbia, NSF, NOAA

La Deriva dei Continenti

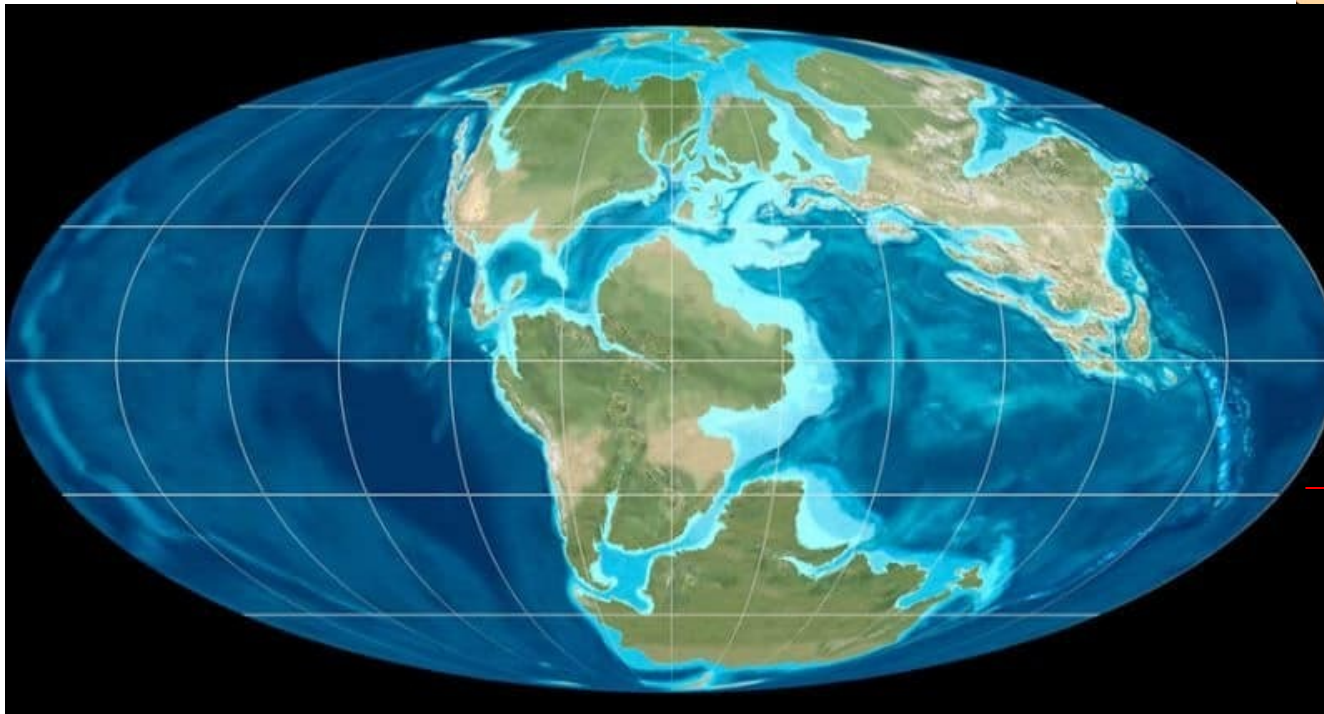


COLLISIONE CONTINENTALE E FORMAZIONE DI UNA CATENA MONTUOSA



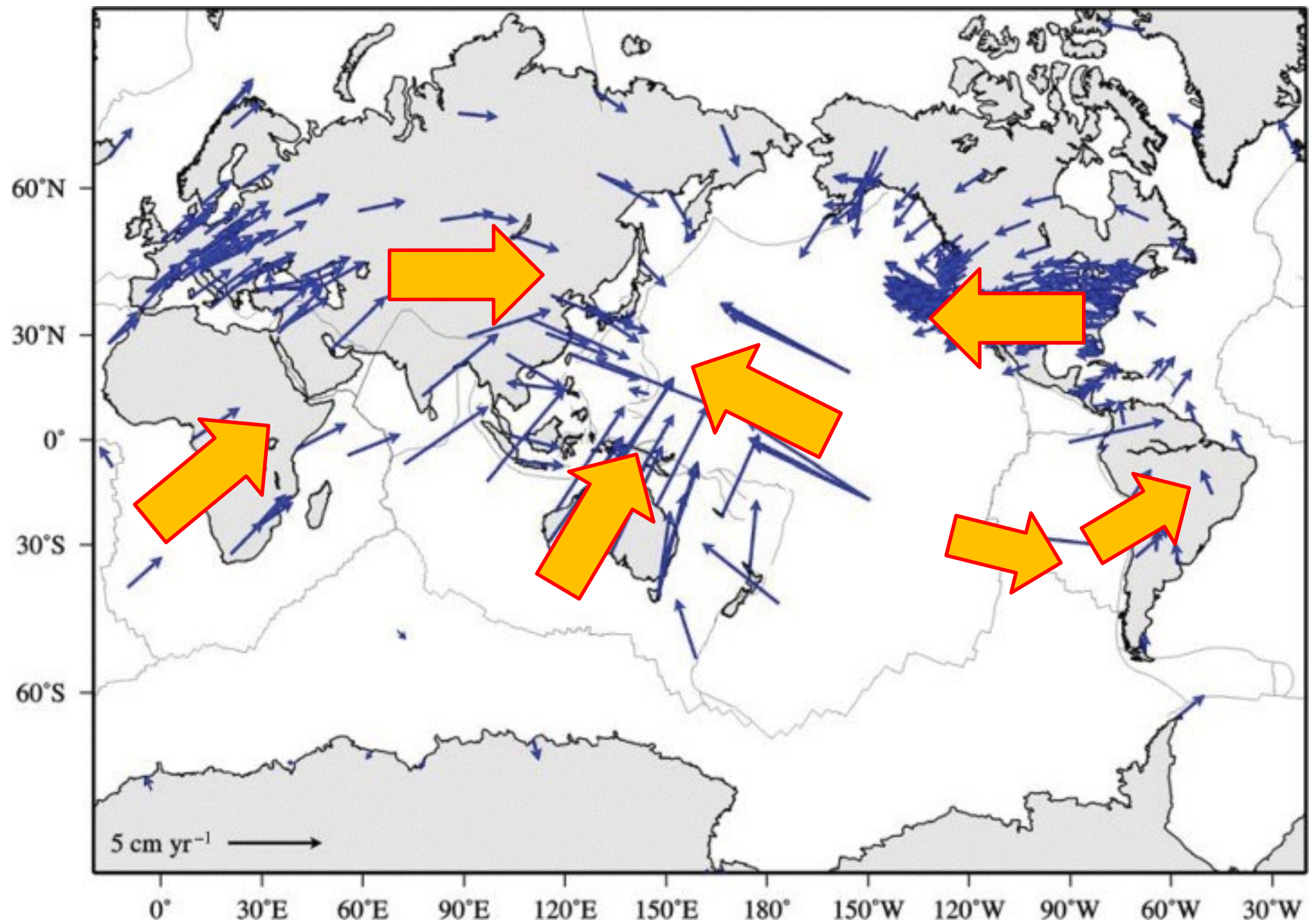
La terra è un pianeta **DINAMICO**

La parte più superficiale della terra (litosfera) è suddivisa in **placche/zolle** che **si muovono** l'una rispetto all'altra a **velocità di qualche cm/anno**



	Eon	Era	Period	Epoch		
Younger ↑ Older ↓	Phanerozoic	Cenozoic	Quaternary	Holocene	← Today	
				Pleistocene	← 11.8 Ka	
			Neogene	Pliocene		
				Miocene		
			Paleogene	Oligocene		
				Eocene		
				Paleocene	← 66 Ma	
				Mesozoic	Cretaceous	~
		Jurassic	~			
		Triassic	~		← 252 Ma	
		Paleozoic		Permian	~	
			Carboniferous	Pennsylvanian	~	
				Mississippian	~	
			Devonian	~		
			Silurian	~		
			Ordovician	~		
			Cambrian	~		
Proterozoic	~		~	~	← 541 Ma	
Archean	~	~	~	← 2.5 Ga		
Hadean	~	~	~	← 4.0 Ga		
			~	← 4.54 Ga		

Il movimento delle placche terrestri negli ultimi 220 Milioni di anni



I limiti delle placche litosferiche in Italia

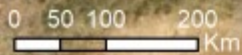




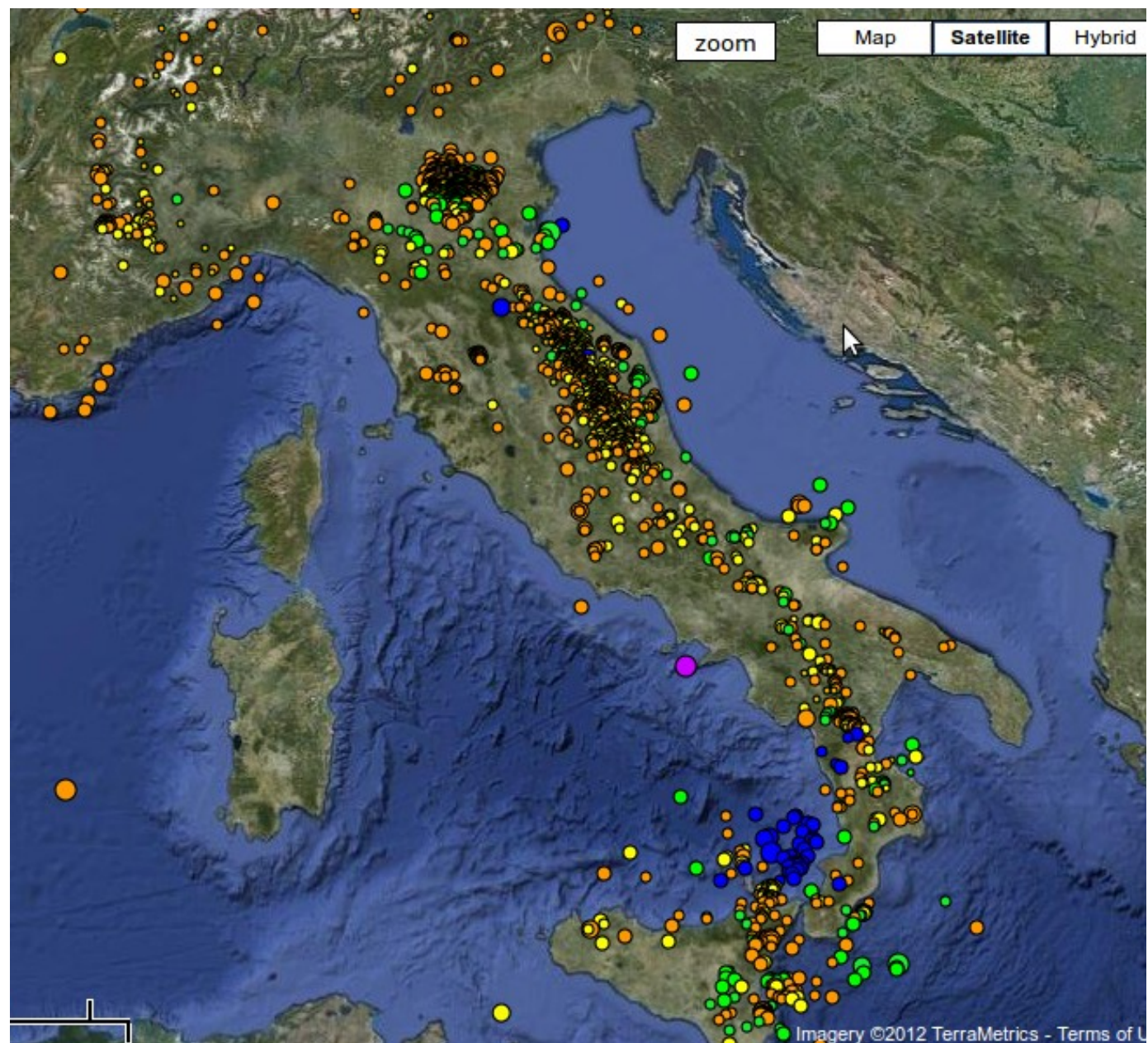
Terremoti 2023

Magnitudo

- fino a 2
- da 2.0 a 2.9
- da 3.0 a 3.9
- da 4.0 a 4.9
- ★ da 5.0 in su



Terremoti rilevati dalla rete INGV dal 19 maggio 2012



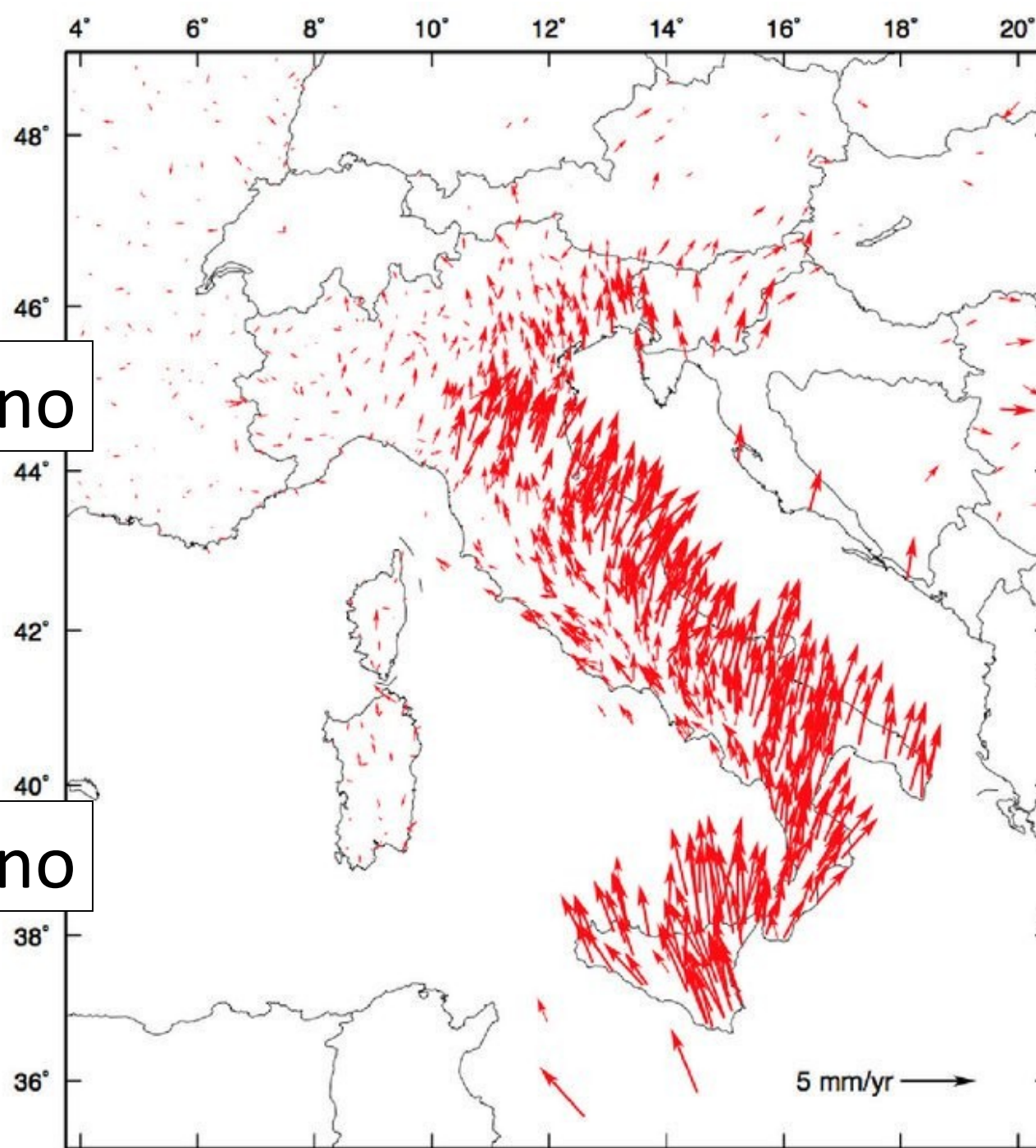
GPS velocities - II

RU 1.04

Roberto Devoti

Circa 1 mm/anno

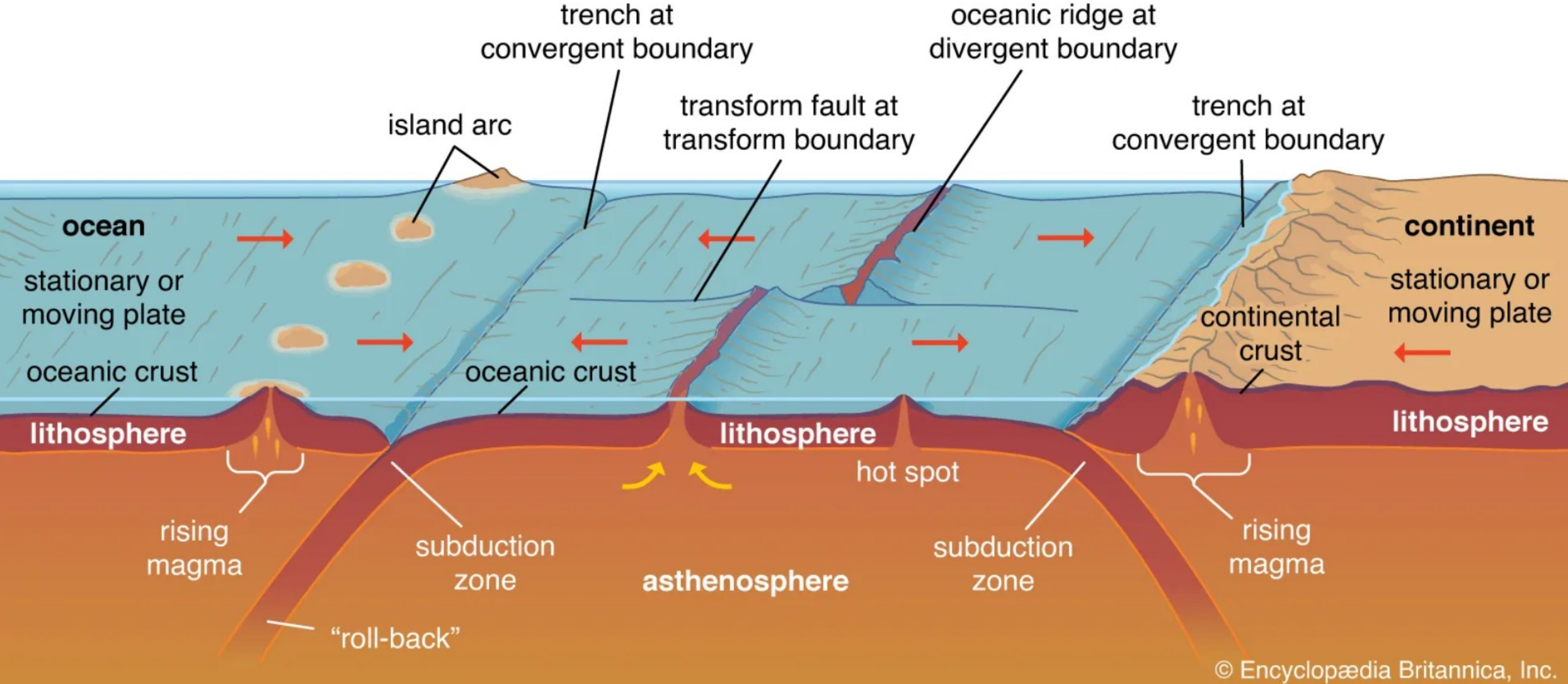
Circa 4 mm/anno



GPS data

- GPS velocity field from CNT-Geodetic Analysis Working Group (Devoti et al., 2016)
- 934 continuous CGPS
- Min. obs. interval 3.5 yrs
- 84 stations excluded (volcanic areas, discrepant with regional velocity)

La Dinamica Terrestre

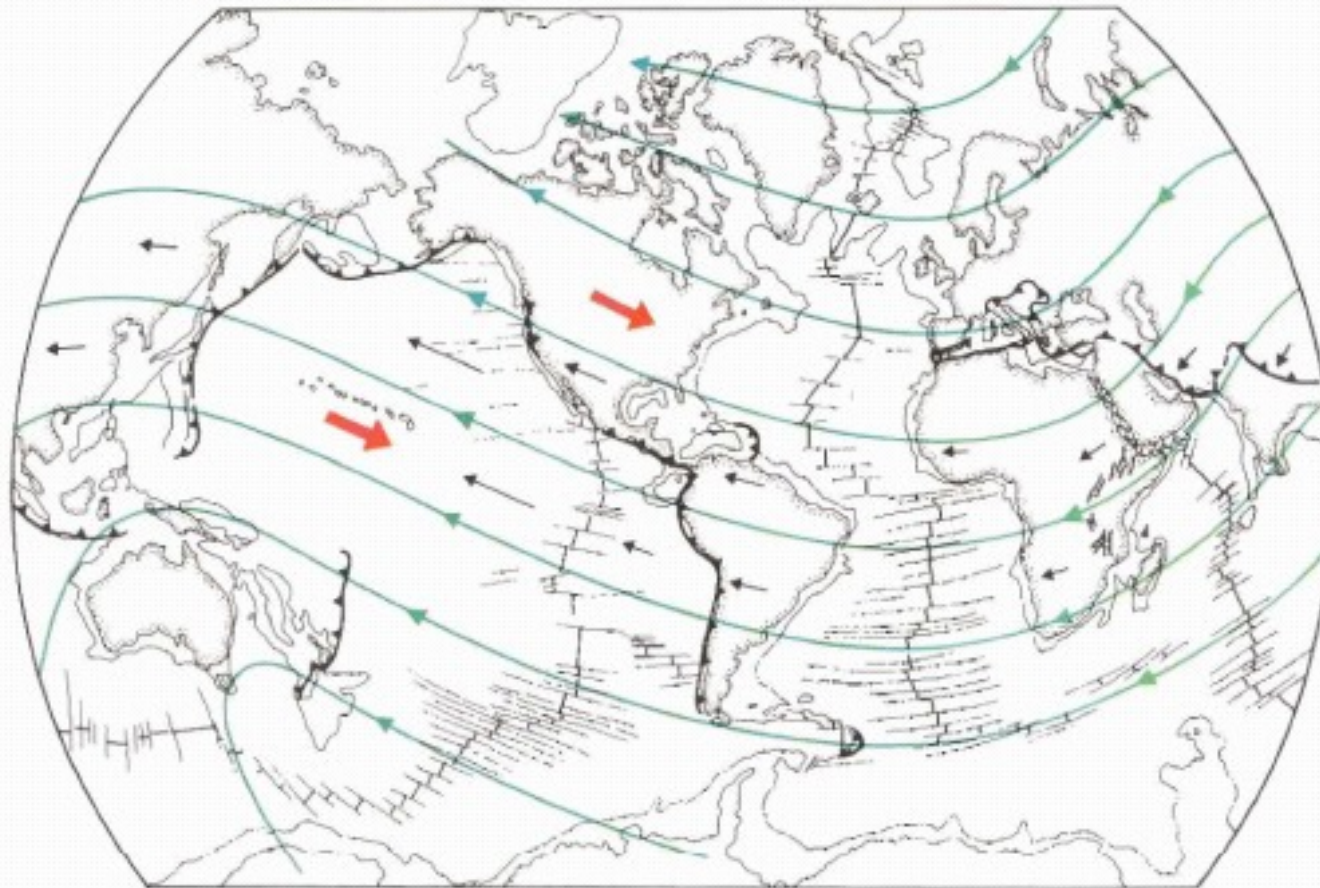


Tettonica a placche: Ipotesi alternative

Studiosi italiani e francesi, in particolare Carlo Doglioni, del Dipartimento di geologia e geofisica dell'Università di Bari, hanno formulato una nuova ipotesi per spiegare il moto delle placche: il motore è la rotazione terrestre. La Terra sta progressivamente subendo un fenomeno di decelerazione a causa delle maree e delle oscillazioni dell'asse di rotazione. Poiché la rigida crosta è scollata dal mantello ed è anche più leggera, rallenta più in fretta producendo un moto relativo della stessa verso ovest; il movimento non è omogeneo perché la crosta ha spessore e densità diverse negli oceani e nei continenti, ed è questa differenza a causare la convergenza o la divergenza delle placche: se tra due zolle che migrano verso ovest, quella occidentale è più veloce si ha una divergenza, mentre se è più lenta si ha una convergenza.

La prova che viene fornita è quella delle inclinazioni diverse del piano di Benioff: quelli che immergono verso ovest sono sempre più inclinati ($40\text{-}90^\circ$) rispetto a quelli che piegano verso est ($15\text{-}40^\circ$). I primi, immergendosi sotto la litosfera, sarebbero "raddrizzati" dallo scorrimento verso est del mantello, mentre i secondi sarebbero "appiattiti" dal medesimo flusso. La pendenza del piano produce anche caratteristiche diverse alle catene montuose che si originano dalla convergenza: se è immerso verso est si hanno rocce intrusive e metamorfiche che risalgono dalla crosta profonda (Himalaya, Alpi, Ande); se è immerso verso ovest, il piano più inclinato coinvolge nel processo rocce più giovani e superficiali, sollevandole in rilievi più modesti (Appennini, Carpazi, Giappone).

Tettonica a Placche

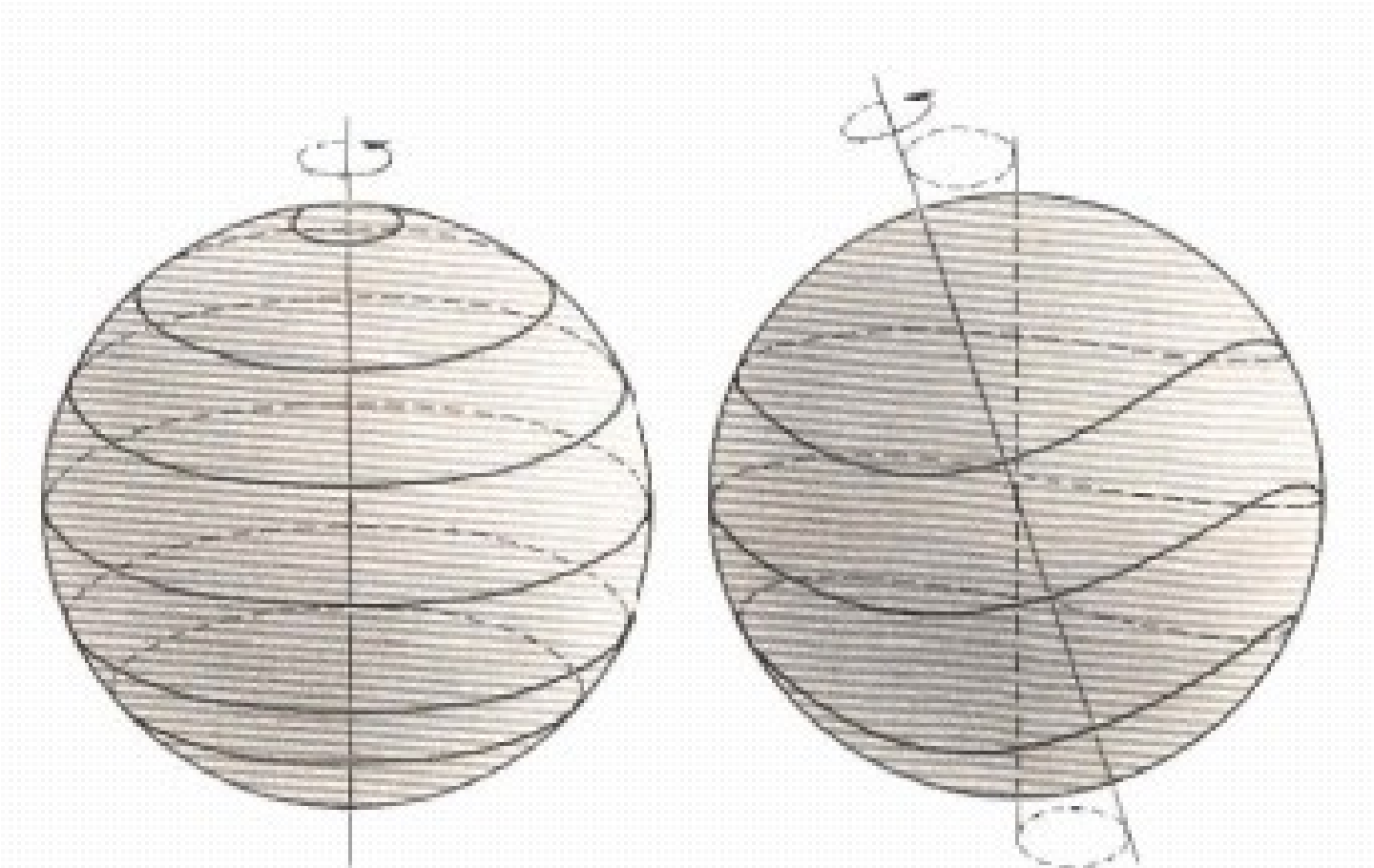


**Ipotesi
alternative**

Le zolle litosferiche non si muovono a caso sulla superficie del nostro pianeta, ma seguono linee di flusso preferenziali. Queste linee (in verde) rappresentano l'andamento medio dei movimenti. La tettonica delle zolle avviene perché lungo questi tracciati si hanno differenze di velocità tra le zolle stesse, dovute al diverso scollamento tra la litosfera e il sottostante mantello sublitosferico. I vettori a lunghezza variabile indicano le velocità relative verso ovest. Il mantello ha un controflusso opposto, diretto mediamente

verso est o nord-est (freccie in rosso). Per esempio, affinché l'Atlantico meridionale continui ad aprirsi, l'America Meridionale deve spostarsi verso ovest più rapidamente di quanto faccia l'Africa, così come perché si abbia compressione attiva nella Ande, l'America Meridionale deve muoversi verso ovest più rapidamente della zolla di Nazca (crosta oceanica del Pacifico sudorientale). Gli andamenti del flusso e le velocità relative fra le zolle, ricavati su basi geologiche, sono stati recentemente confermati anche dai dati da satellite.

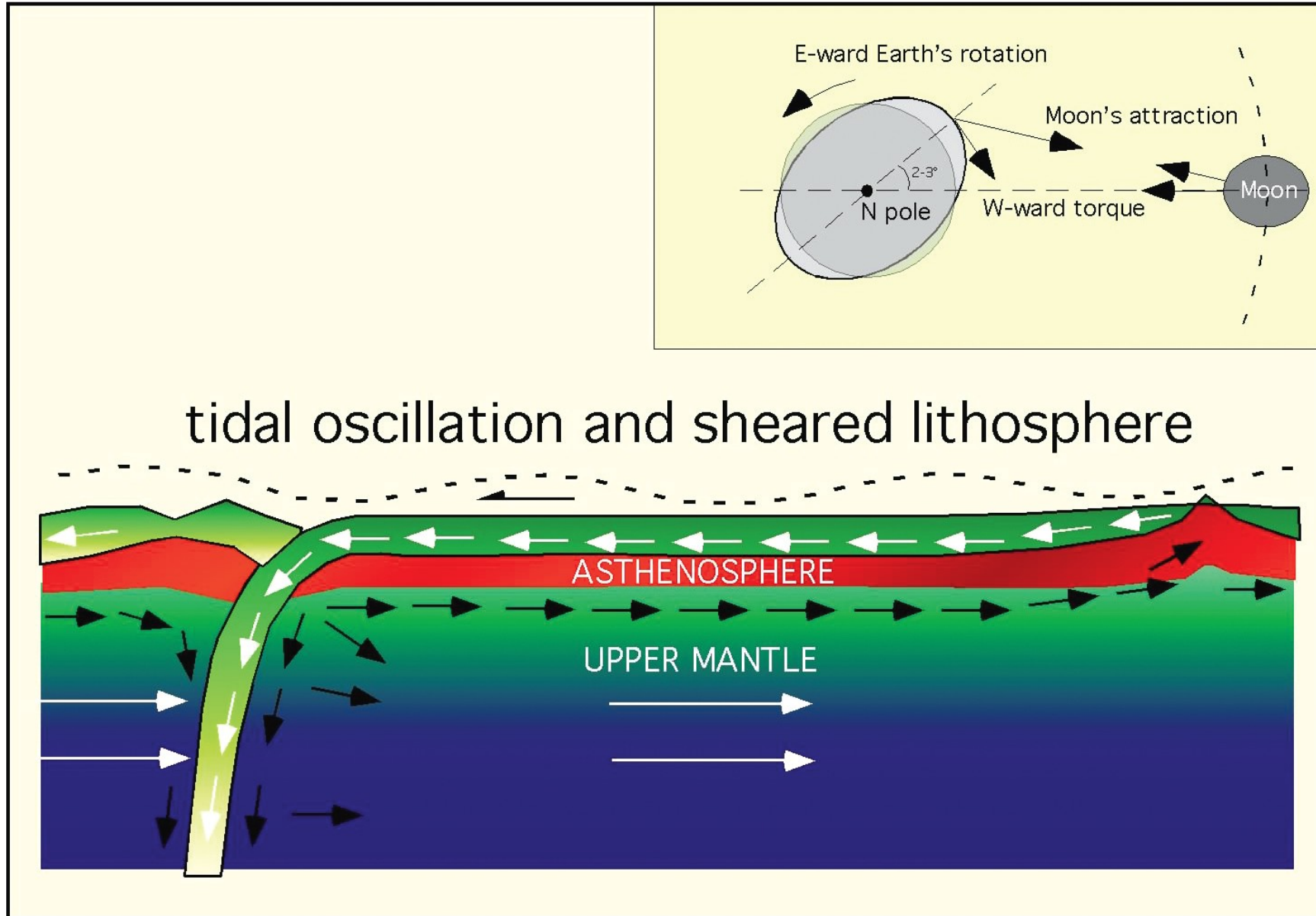
Tettonica a Placche



**Ipotesi
alternativa**

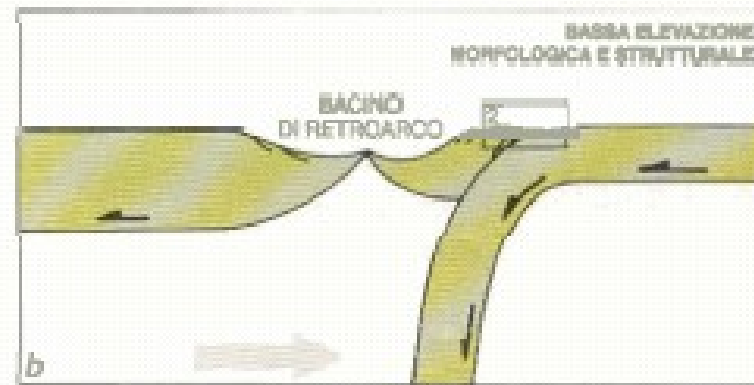
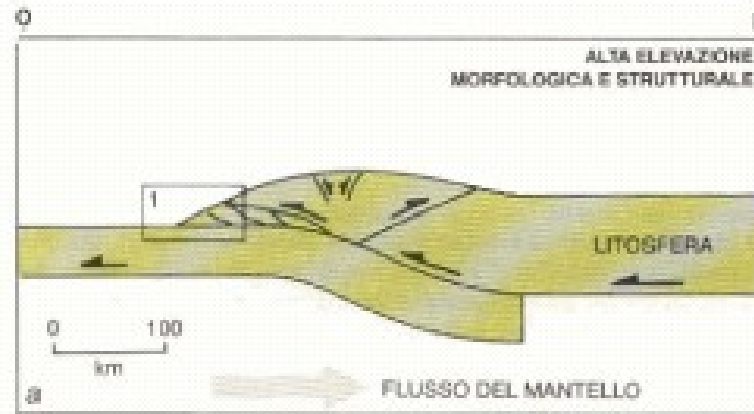
La Terra non è una sfera ideale in rotazione attorno a un asse stabile (a sinistra), ma uno sferoide caratterizzato da oscillazioni dell'asse di rotazione (a destra). Si può ipotizzare che queste oscillazioni diano origine alla forma ondulata dell'andamento globale relativo delle zolle e del mantello mostrato nell'illustrazione della pagina a fronte (effetto «trottola»).

Tettonica a Placche

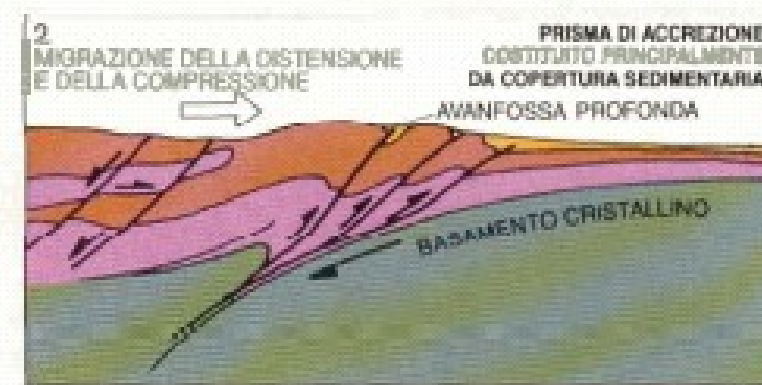
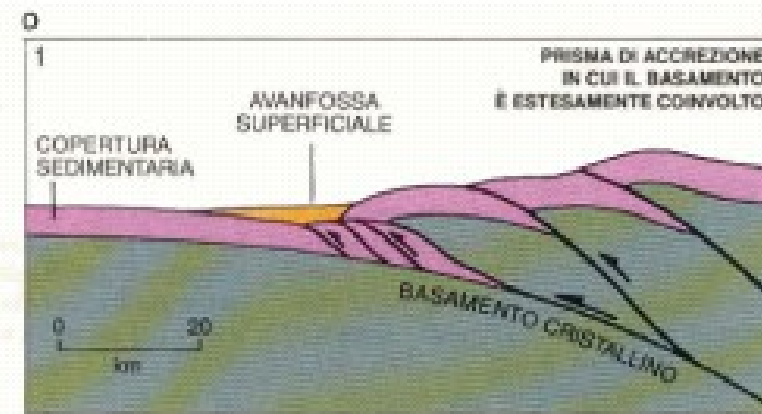


**Ipotesi
alternativa**

Tettonica a Placche



Le subduzioni assecondano (a) o contrastano (b) il flusso del mantello. Le velocità relative fra le zolle sono funzione del grado di scollamento dal mantello sottostante. Nel primo caso, le subduzioni verso est generano un meccanismo in grado di portare alla superficie rocce di crosta profonda, con estesi affioramenti di basamento cristallino (particolare 1), perché i piani di scollamento sono connessi con la superficie; le avanfosse sono molto piccole, se confrontate con il notevole rilievo sia strutturale sia morfologico. La cerniera della subduzione retrocede verso ovest; la zolla orientale so-



vrascorre attivamente. Esempi: Ande, Alpi, Dinaridi, Zagros, Himalaya. Nel secondo caso, nelle subduzioni verso ovest la litosfera in subduzione agisce come un ostacolo al flusso verso est del mantello; conseguentemente la cerniera della subduzione retrocede verso est, producendo un'avanfossa molto profonda, in contrasto con un prisma di accrezione molto «pellicolare» (particolare 2), con basse morfologie e rocce molto superficiali coinvolte, dato che il piano di scollamento alla base della zolla è piegato e subdotto esso stesso. Esempi: Appennini, Carpazi, Giappone, Aleutine, Barbados.

Ipotesi alternative

GRAZIE PER LA PAZIENZA!