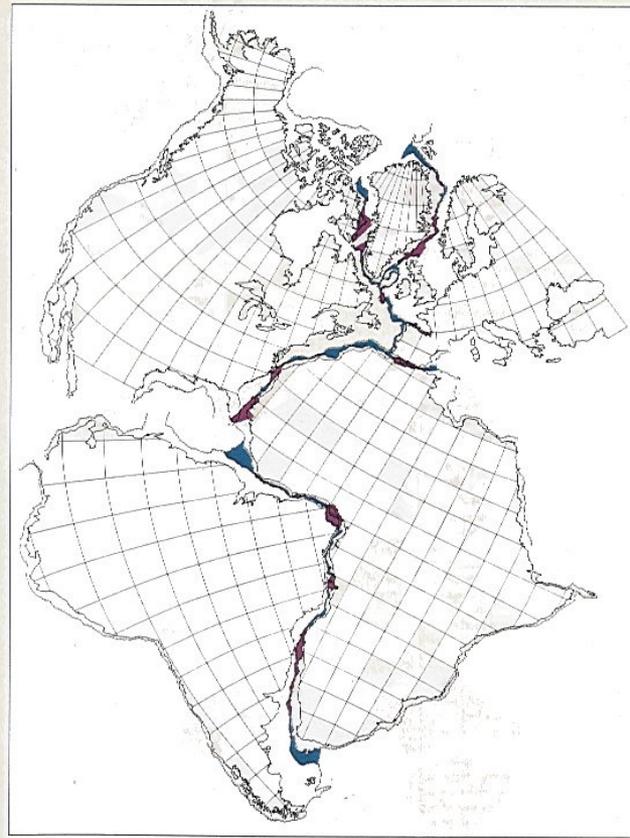


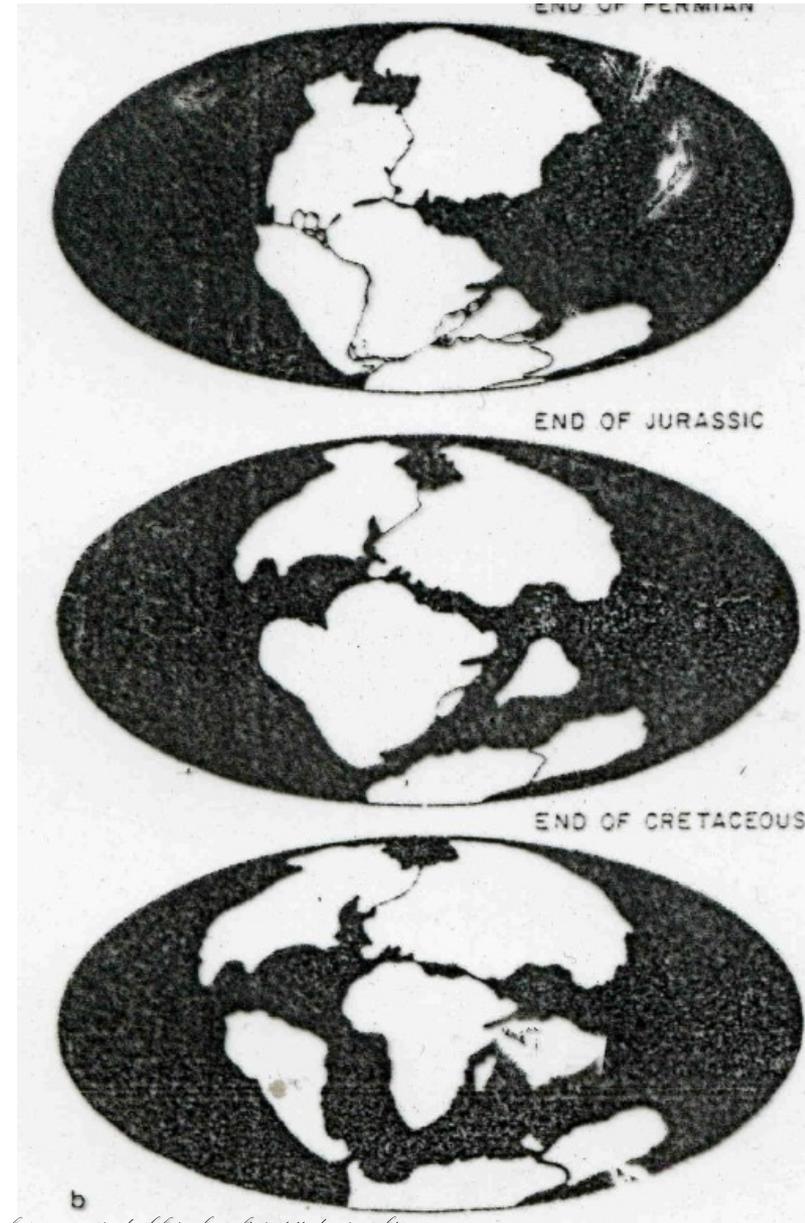
La deriva dei continenti

(NB diversa dalla tettonica delle placche)

le coste dei continenti combaciano specie se si considera la piattaforma continentale



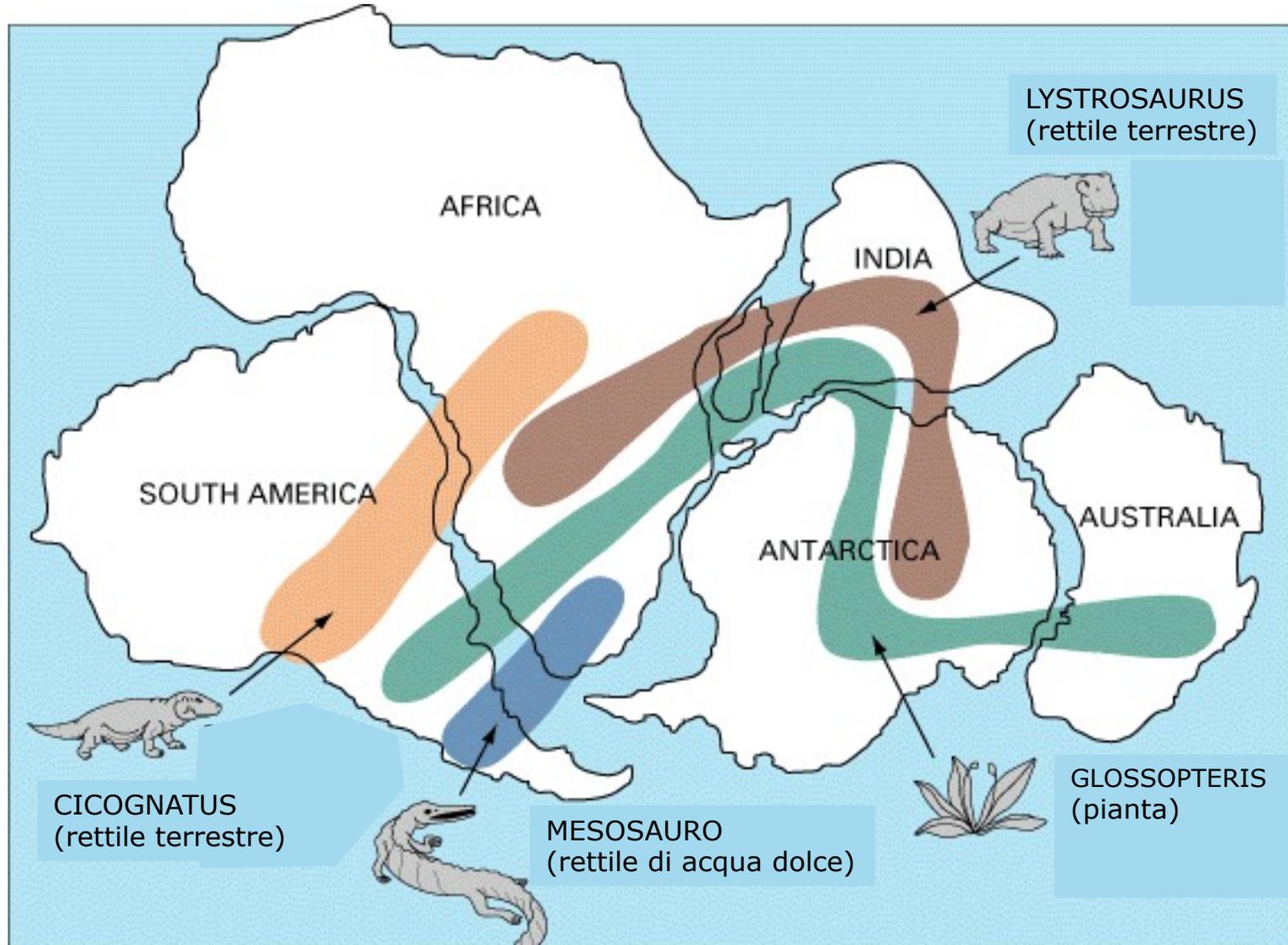
Questa osservazione fu fatta (per ultimo) da **A. Wegener** il quale teorizzò nel 1912 nell'articolo "Origine dei continenti e degli oceani" che in tempi geologici i continenti costituivano un unico supercontinente e si erano poi allontanati tra loro



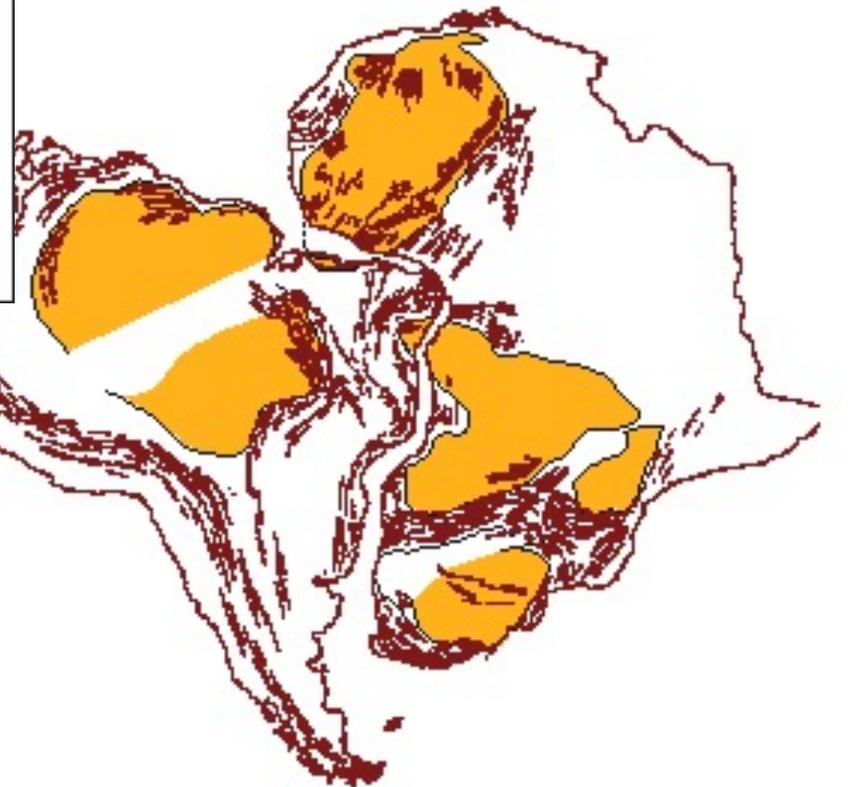
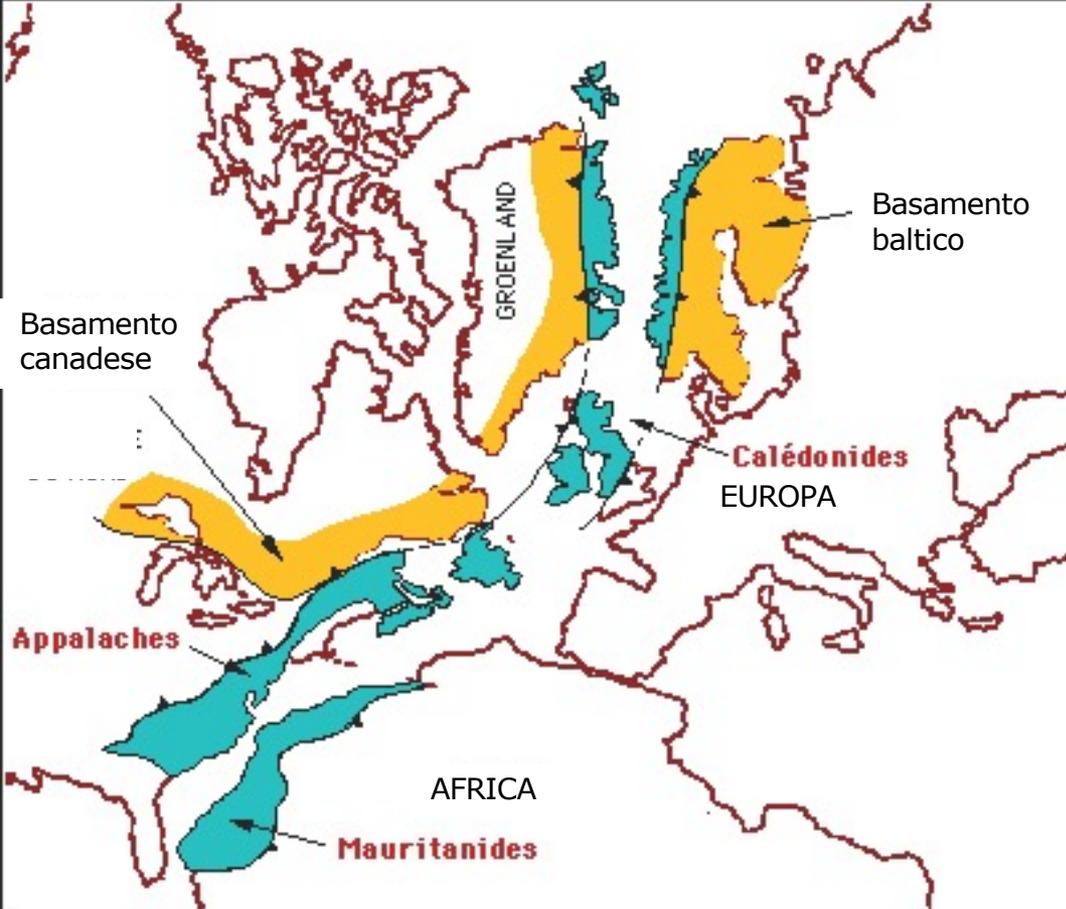
Prove paleontologiche

La sola geometria costiera non era sufficiente a sostenere l'ipotesi di Wegener.

Essa venne ritenuta più credibile quando alcuni paleontologi scoprirono resti di uno stesso rettile mesozoico diffuso solo in Africa sudoccidentale e nell'est dell'America meridionale



Prove geologiche

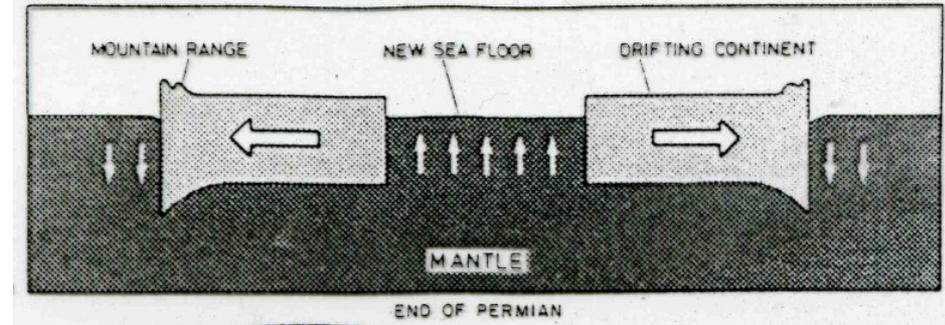
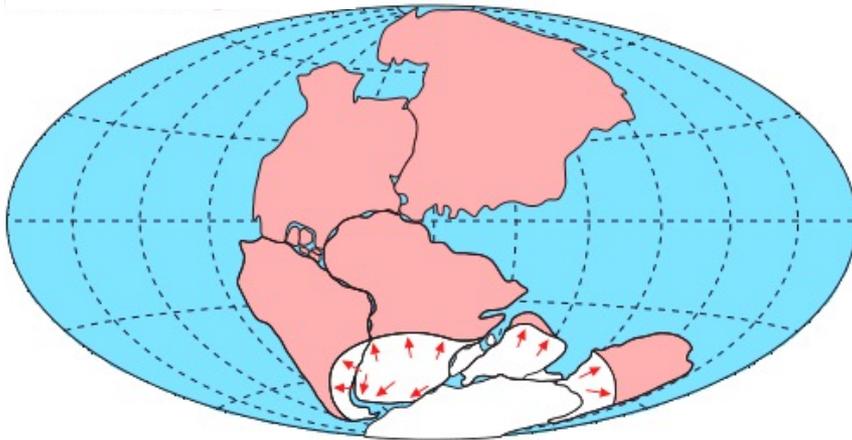
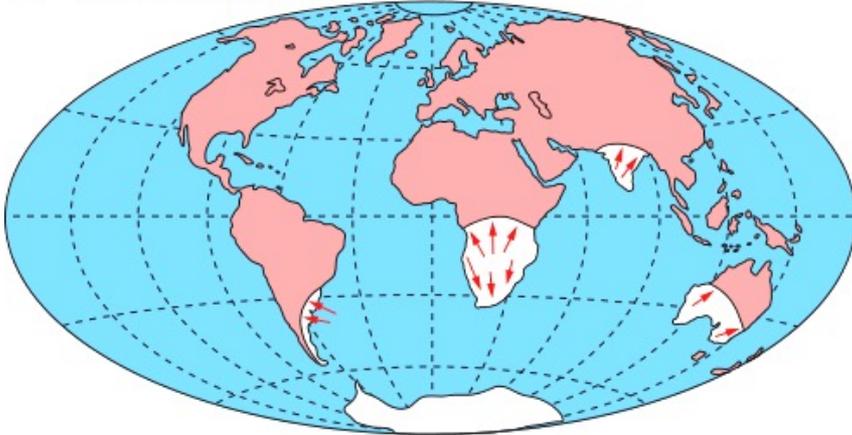


Le tre catene montuose, gli Appalachi (Nord America orientale) Mauritanidi e Caledonidi (isole britanniche e scandinavia) formerebbero un'unica catena se i continenti fossero riuniti

Età di formazione: 470 et 350 Ma

Prove (paleo)climatiche

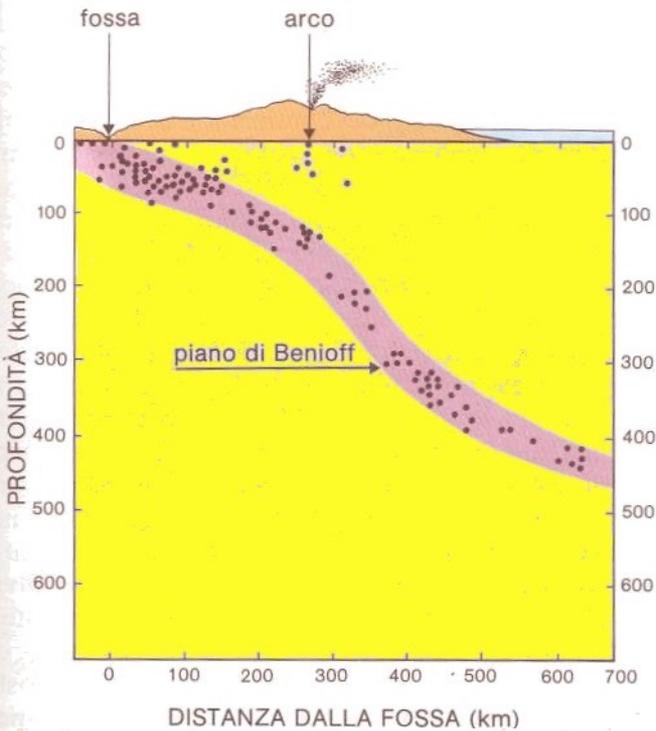
→ Evidenze di glaciazioni



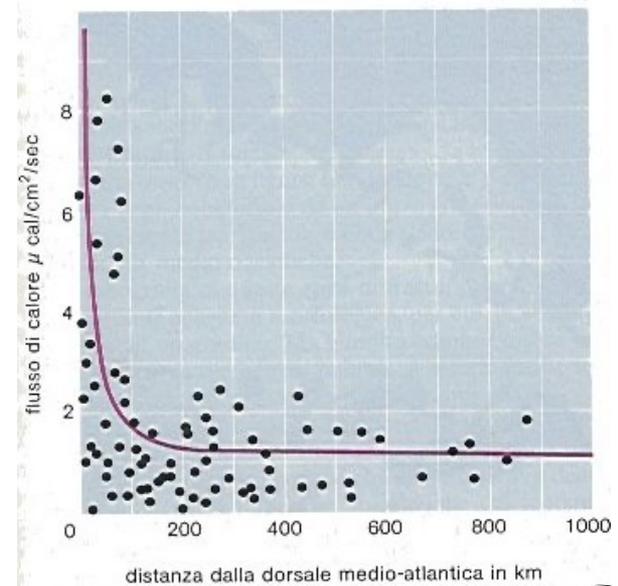
Wegner però "sbaglia il motore"

La comunità scientifica rigetta l'ipotesi.

Ci vorranno 40 anni per riprendere le sue idee con la tettonica delle placche

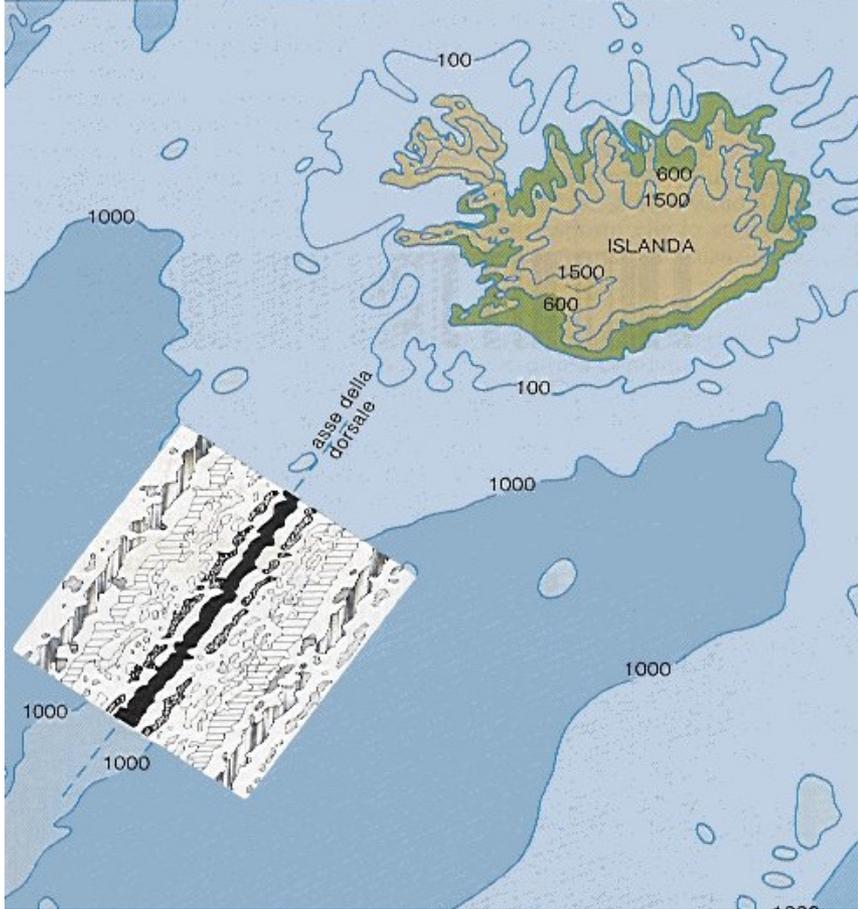


A



Dopo la II guerra mondiale molte nuove informazioni su batimetria degli oceani, localizzazione ipocentri, anomalie di gravità, paleomagnetismo

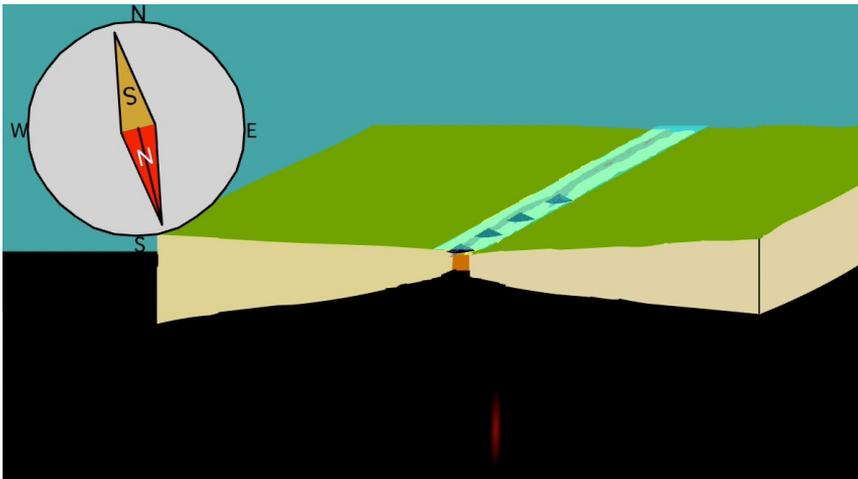
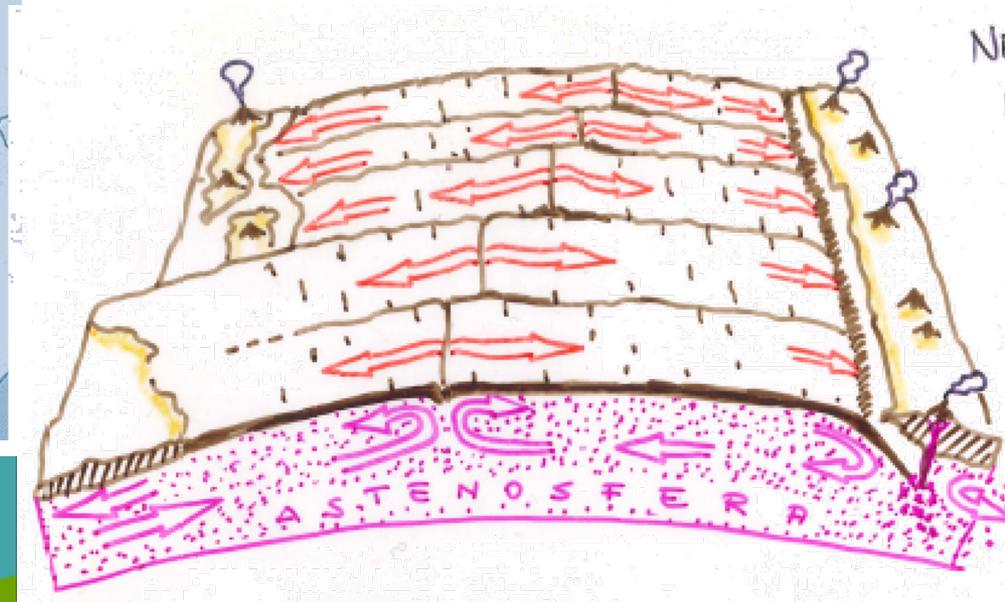




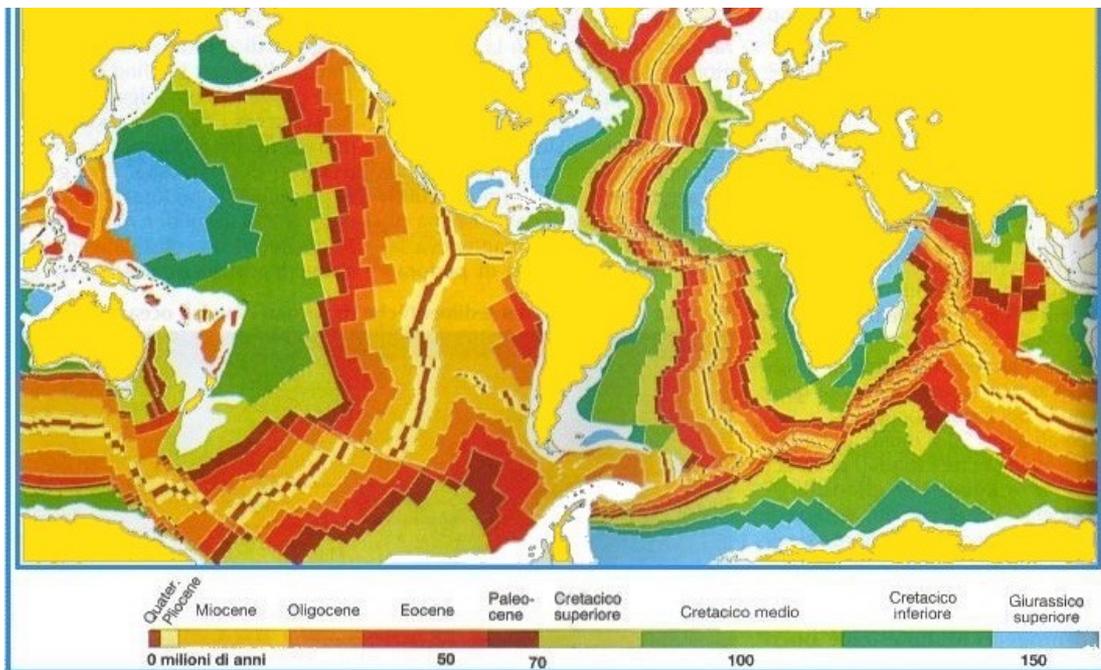
La prova "incontrovertibile" viene dalle anomalie magnetiche simmetriche rispetto all'asse della dorsale.

Questo indica l'espansione dei fondi oceanici

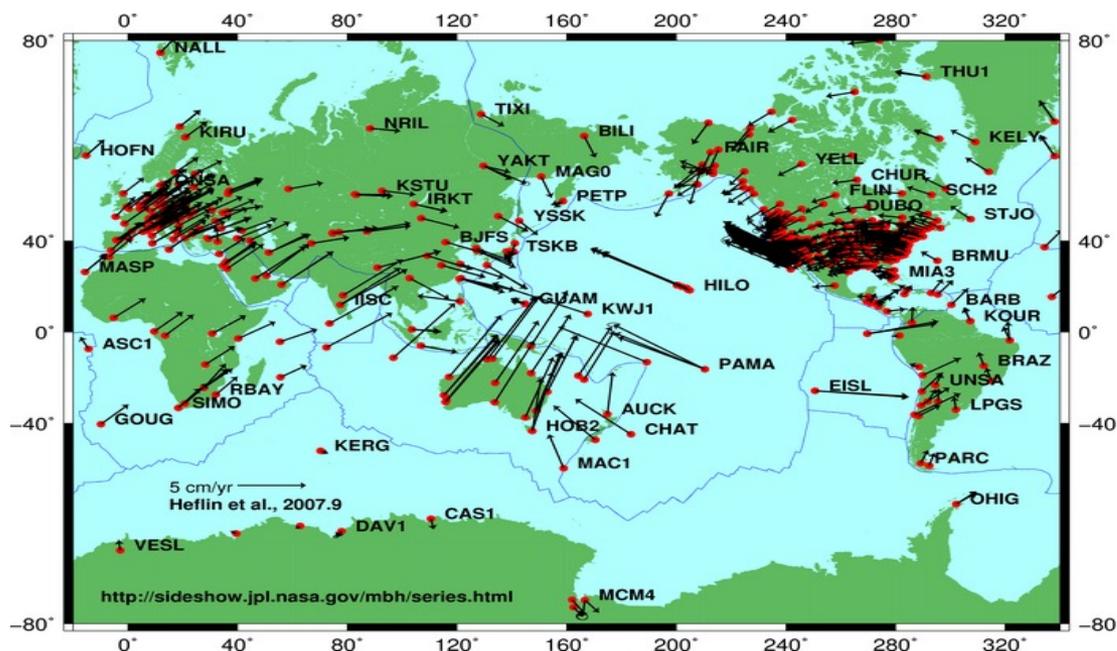
Se nuova crosta si crea, altra se ne deve distruggere nelle zone di subduzione



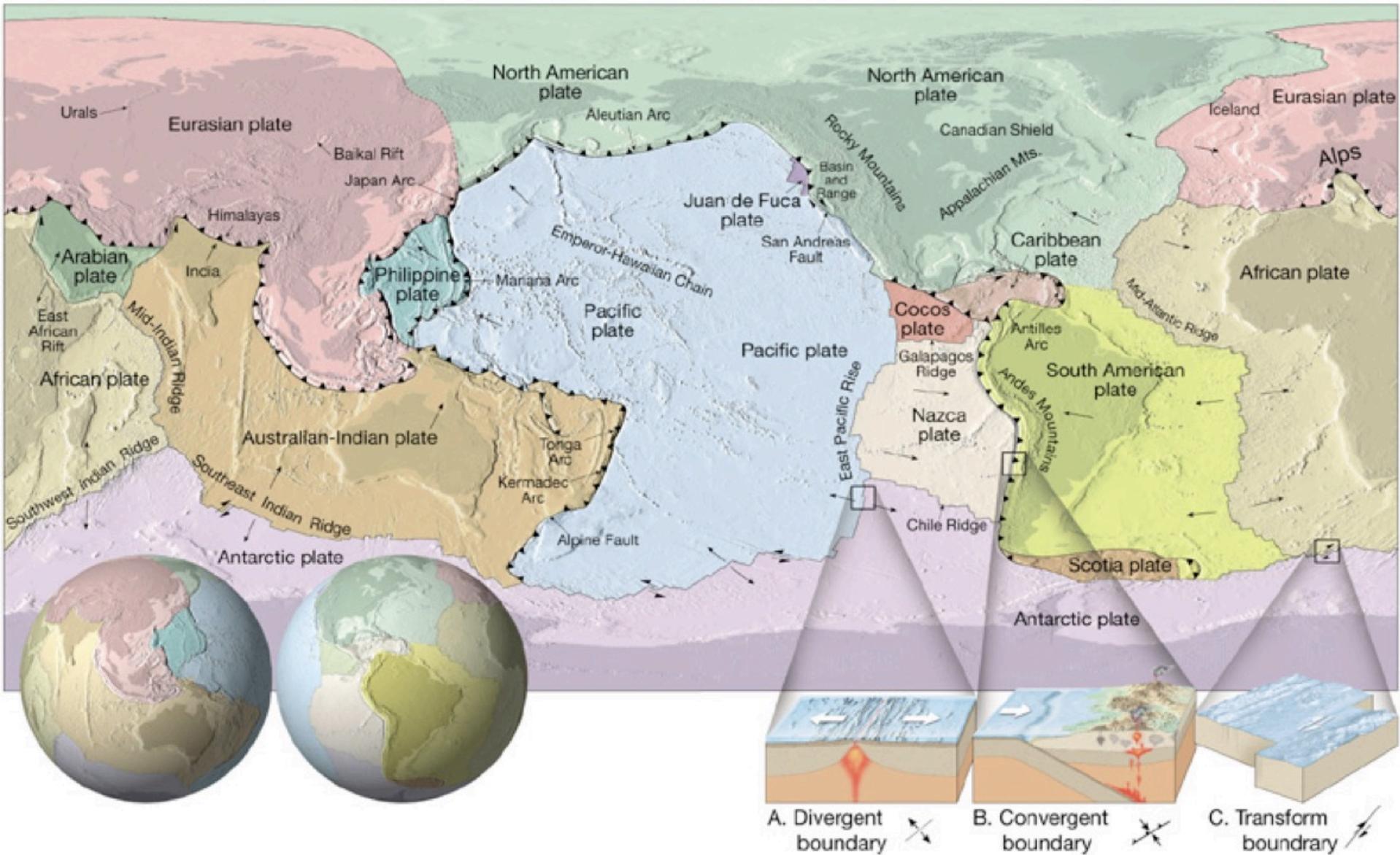
E' la **tettonica delle placche** litosferiche, che si muovono rispetto all'astenosfera, in risposta a moti convettivi



Negli anni '70-'80 le datazioni dei fondi oceanici confermano la teoria della tettonica a placche



Negli anni '90-'00 misure geodetiche satellitari (GPS) permettono di misurare la velocità e la direzione di spostamento delle placche litosferiche



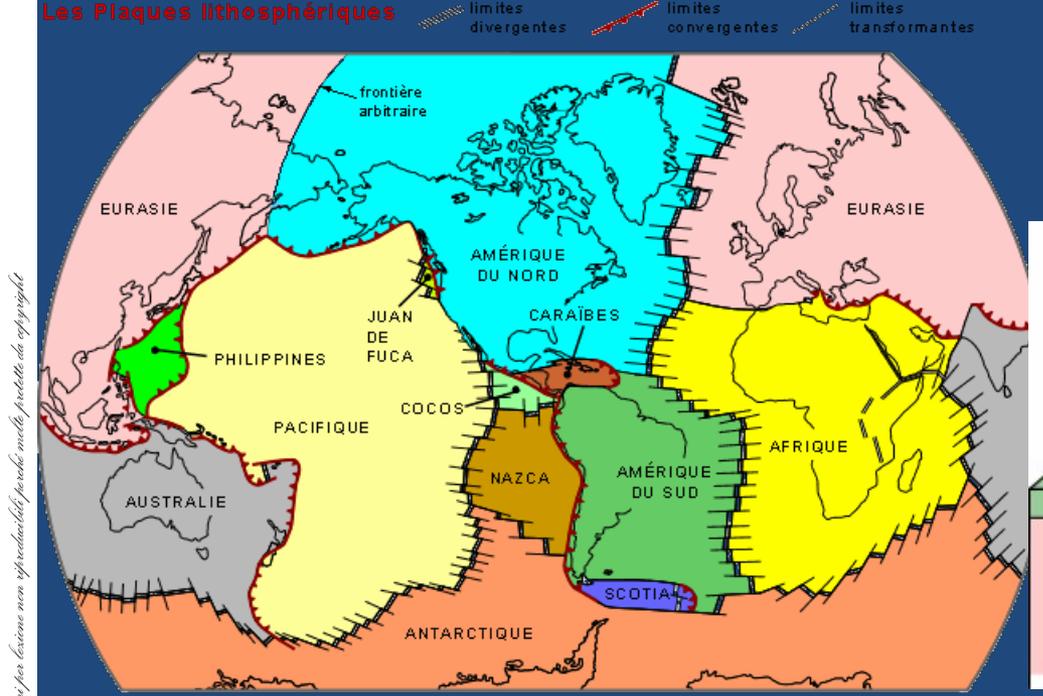
©, 2002, DIGIT, Prentice-Hall

Esistono 14 placche principali, anche se se ne possono definire molte altre più piccole (anatolica, adriatica, ...)

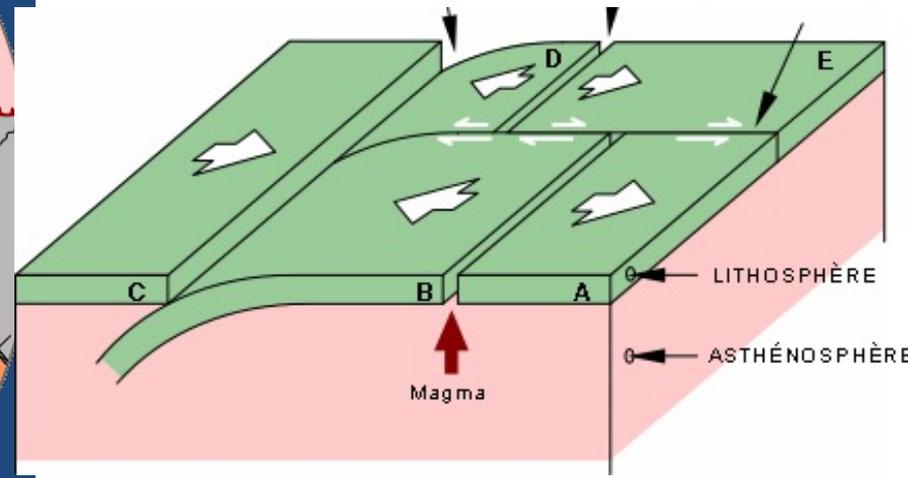
Le placche NON coincidono coi continenti. Sono solo oceaniche, o continentali o entrambi

Le placche sono delimitate da limiti **costruttivi** (dorsali), **distruttivi** (fosse) o **conservativi** (trasformi)

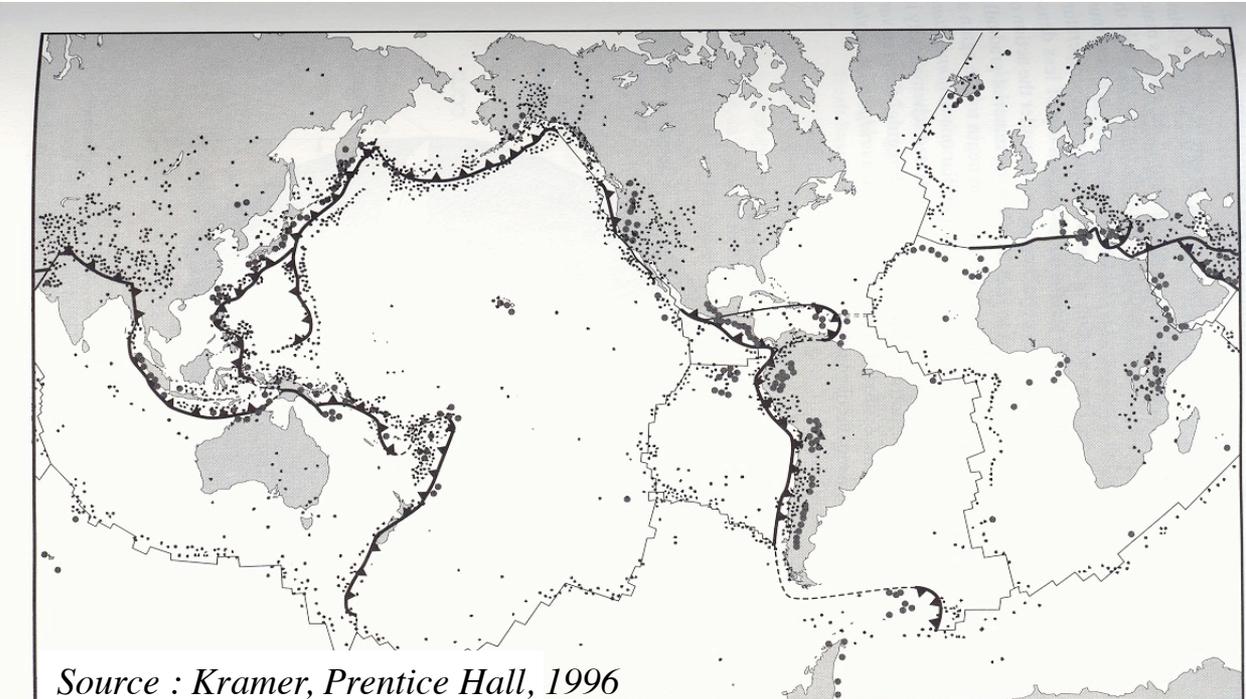
Francesco L. Chiocci - corso di geologia per scienze naturali - immagini per lezioni non riproducibili perché molte protette da copyright



limiti di placca
 costruttivi e divergenti (dorsali),
 distruttivi e convergenti (fosse)
 conservativi (trasformi)

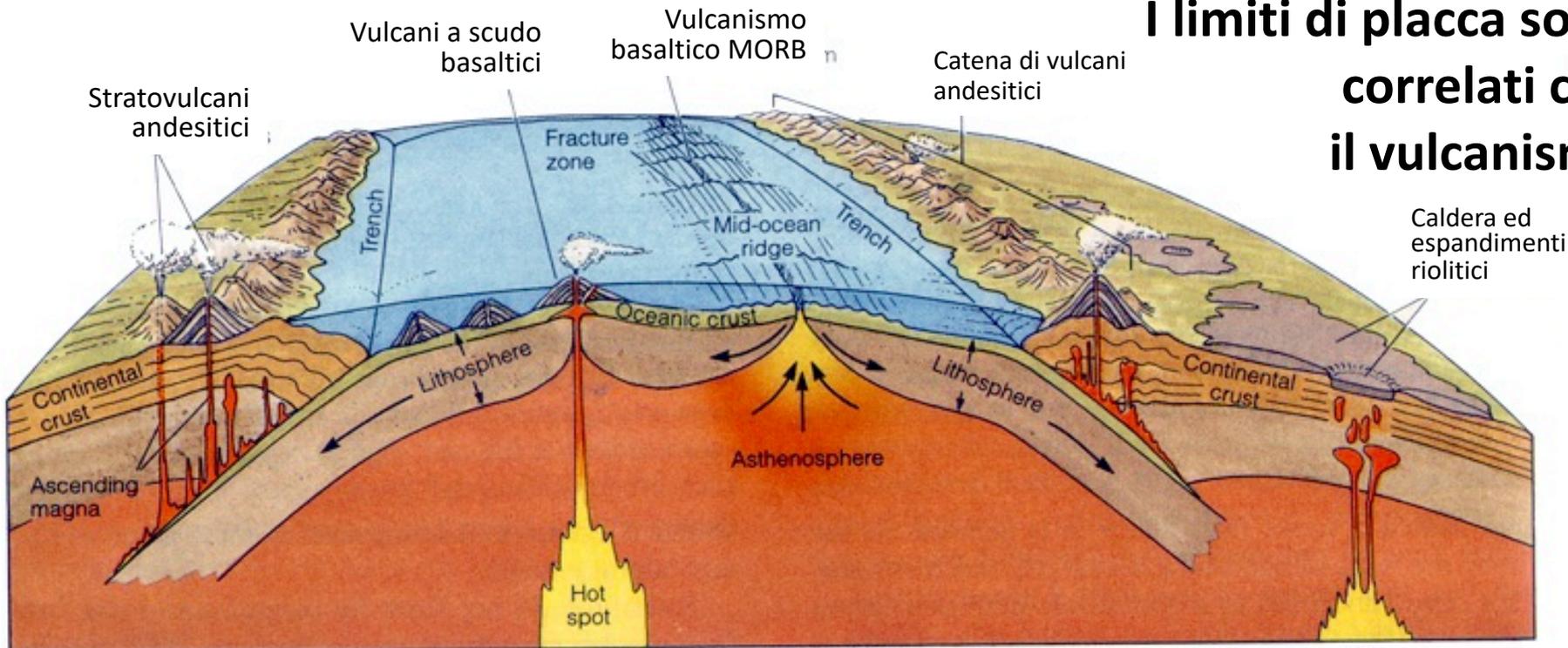


I limiti di placca
 sono ben
 evidenziati dalla
 sismicità



Francesco S. Chiesi - corso di geologia per scienze naturali - immagini per scienze naturali - immagini per scienze naturali - immagini per scienze naturali

I limiti di placca sono correlati con il vulcanismo

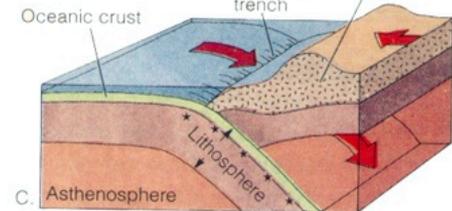
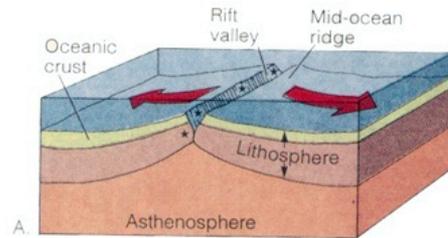
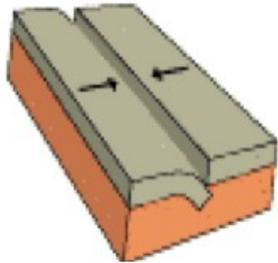
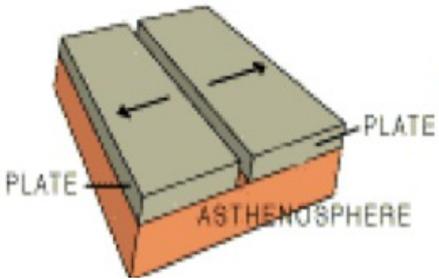


Divergente

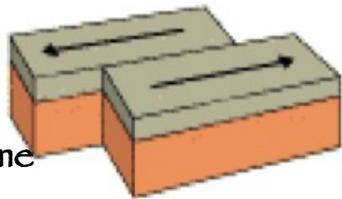
Convergente

Divergente

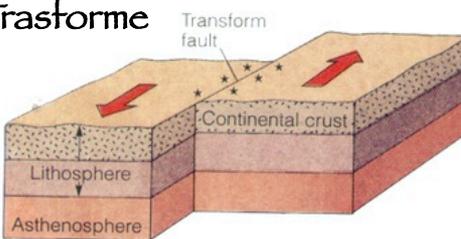
Convergente



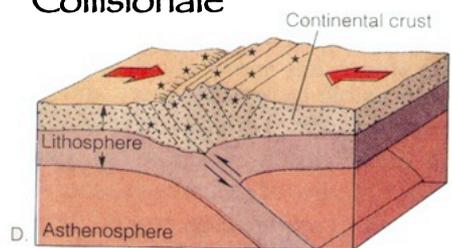
Trasforme



Trasforme



Collisionale

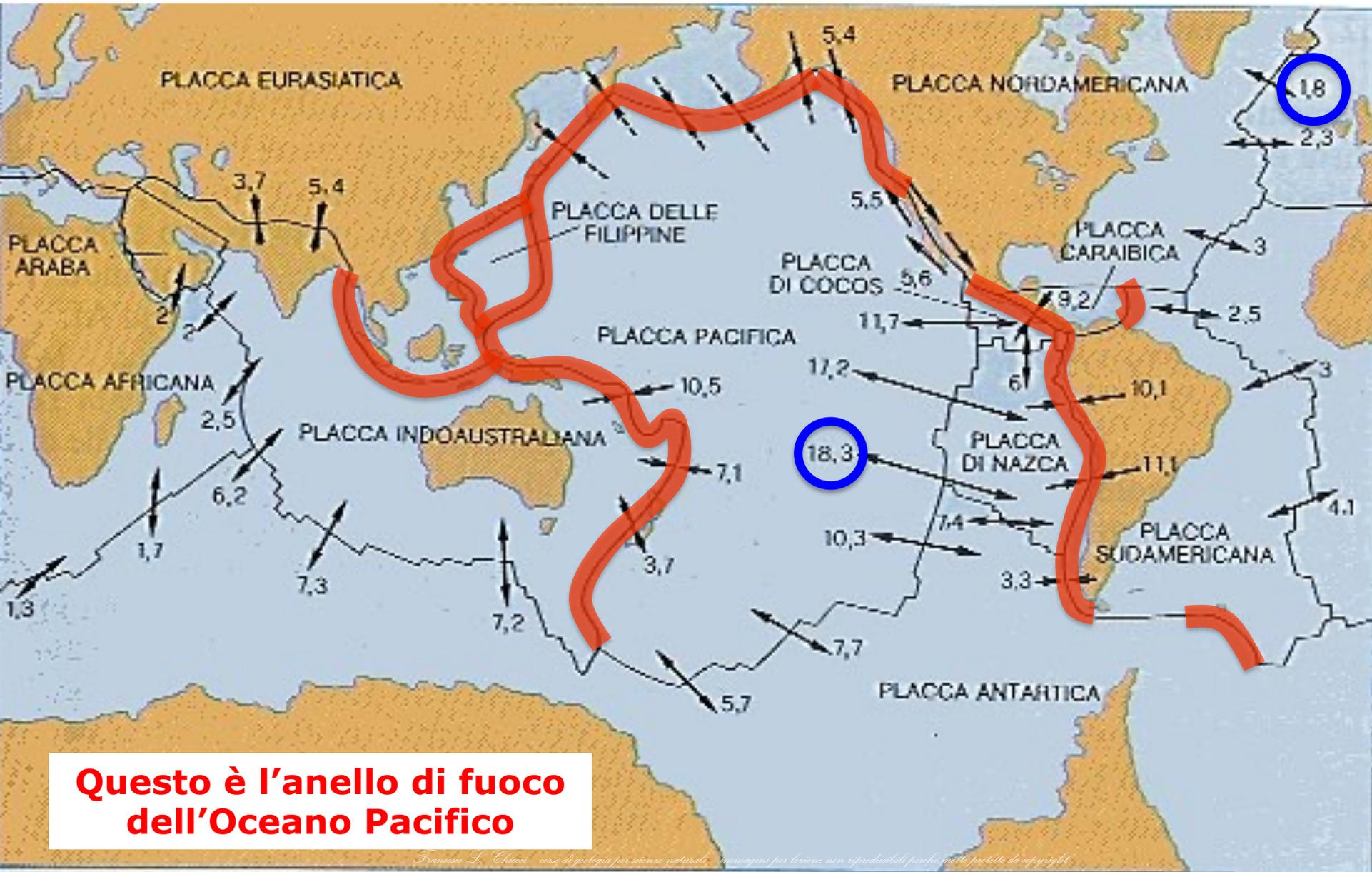


La velocità di movimento delle placche è di cm/anno (come la crescita delle unghie).

Essa è variabile meno di 2 cm a quasi 20 cm.

La velocità complessiva di formazione di nuova crosta è uguale a quella complessiva di subduzione

Quasi tutti i limiti di placca distruttivi si trovano nell'Oceano Pacifico



Questo è l'anello di fuoco dell'Oceano Pacifico

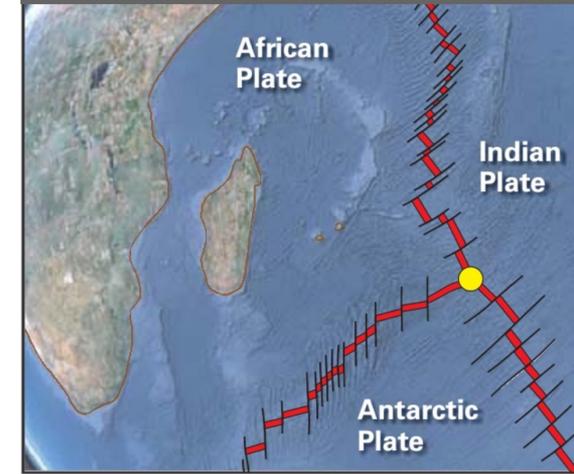


Le placche sono in moto relativo.

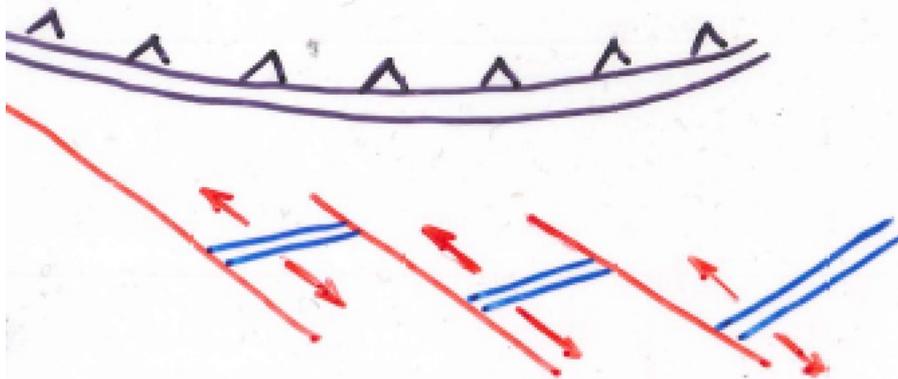
Anche le dorsali e le fosse si spostano.

Infatti esistono zone comprese tra dorsali senza zone di subduzione interposte.

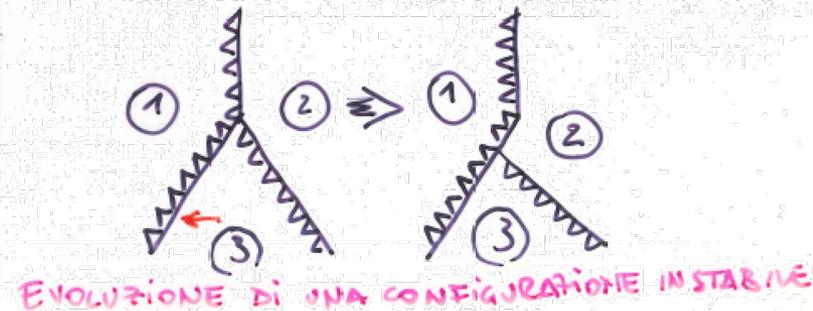
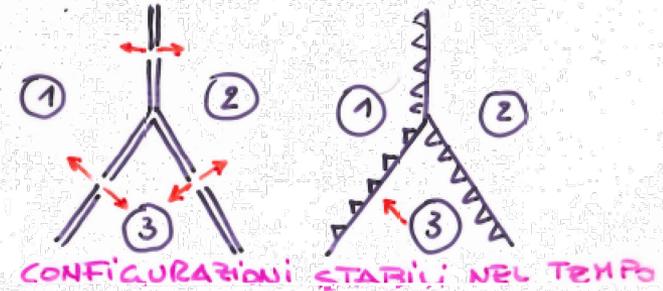
Se la terra non è in espansione le dorsali si devono allontanare tra loro per compensare la formazione di nuova crosta.

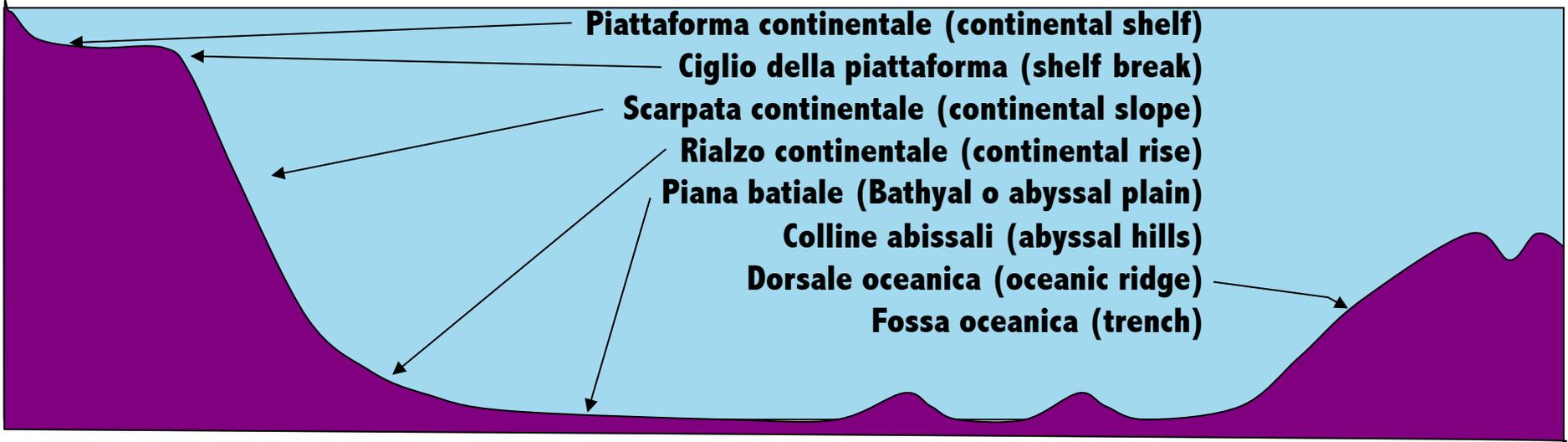
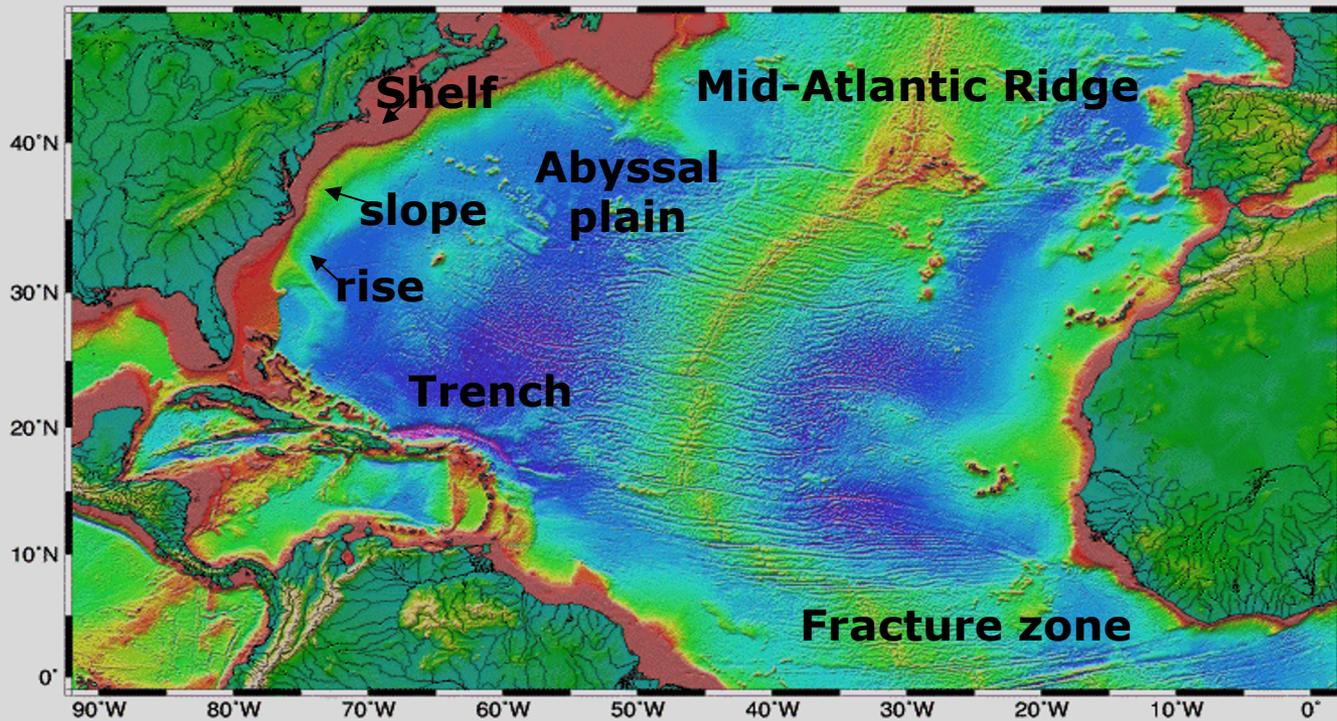


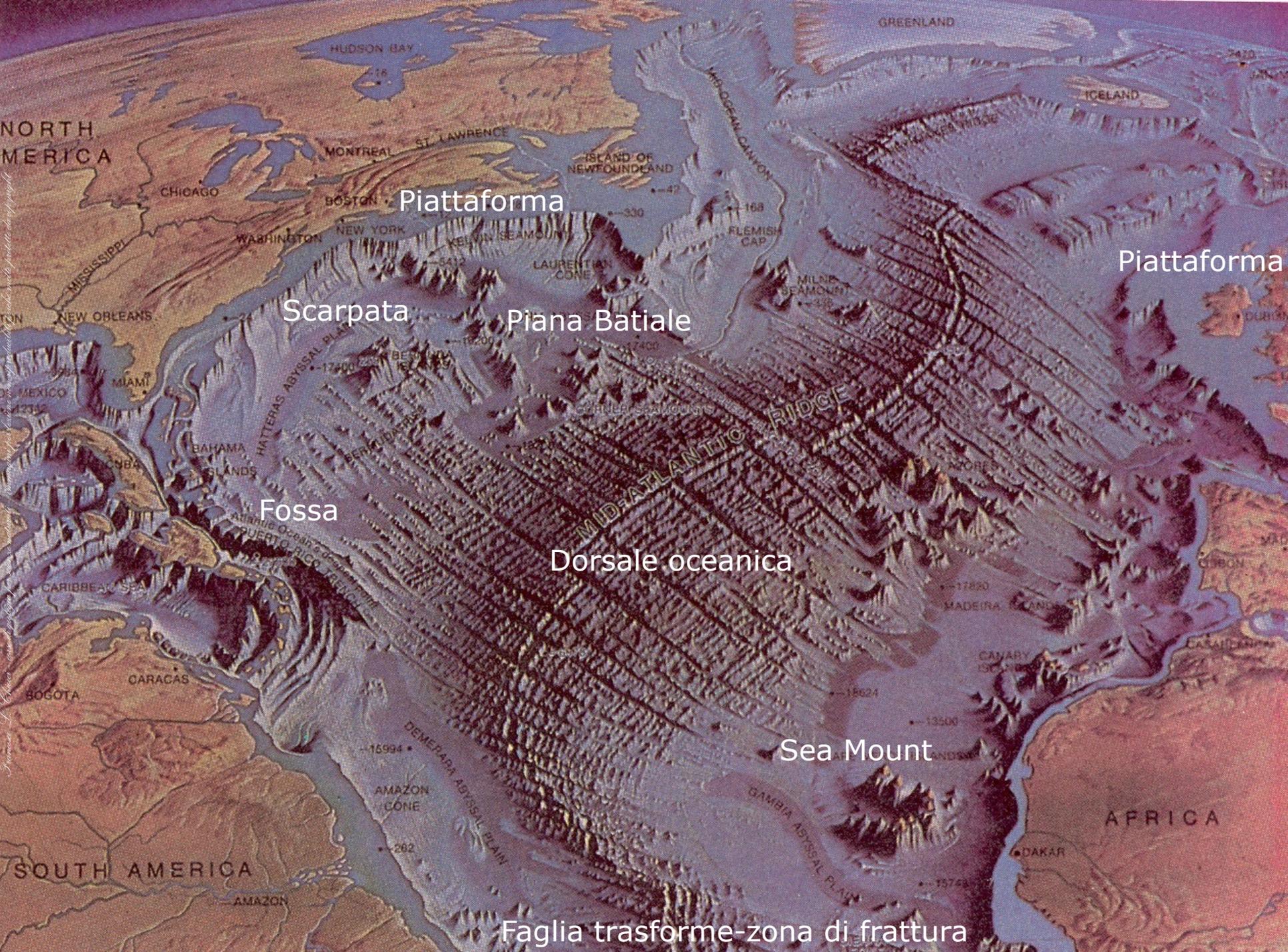
I limiti di placca terminano nei punti tripli



Il movimento della placca può essere obliquo rispetto alla fossa. E' però parallelo alle trasformi







Piattaforma

Piattaforma

Scarpata

Piana Batiale

Fossa

Dorsale oceanica

Sea Mount

Faglia trasforme-zona di frattura

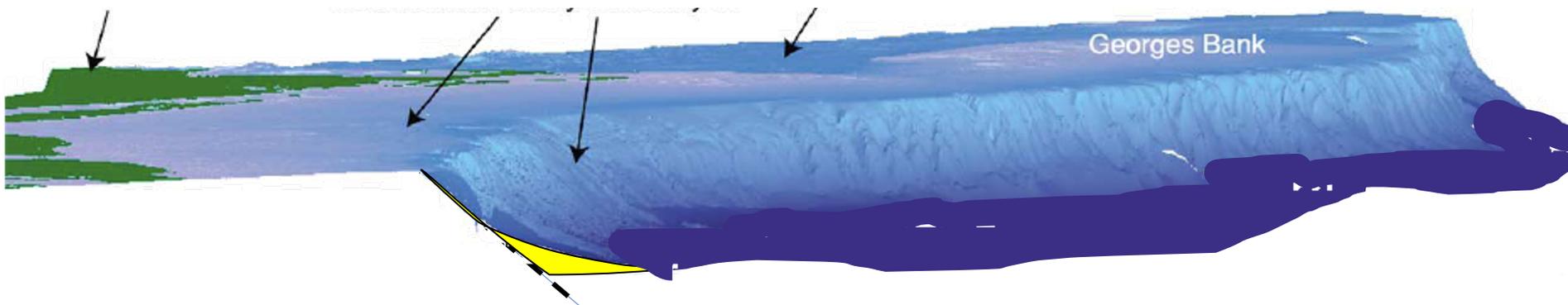
Piattaforma continentale 5% superficie terrestre (come l’Africa) fondamentale per uomo e clima; su crosta continentale assottigliata, pendenza 1:1.000 (Tirreno 1:100), ampia fino a centinaia di km (Tirreno decine)

Ciglio della piattaforma Profondo 100-150m, corrisponde ai minimi eustatici nei glaciali; ai poli anche molto più profondo. A volte erosivo.

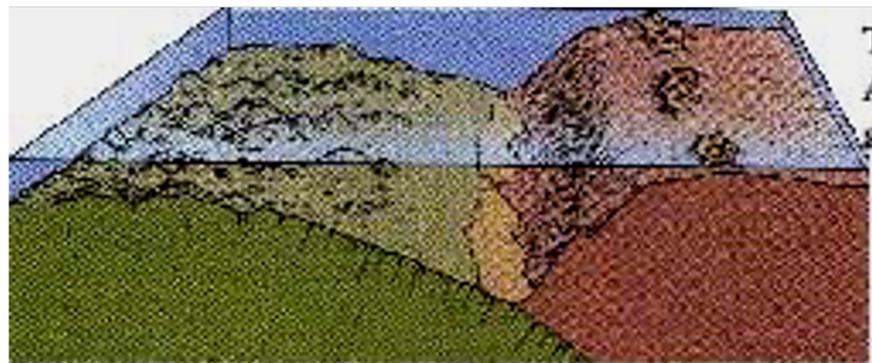
Scarpata continentale Da 100 a 2-3.000m, “forte” pendenza (max.4° =1:40), stretta (<200km), spesso canyon e bacini di intraslope con alti tassi di sedimentazione

Rialzo continentale raccordo tra scarpata e piana formato da accumuli sedimentari (torbiditi), spesso rielaborati da correnti di fondo. pendenze 1:100-1:700

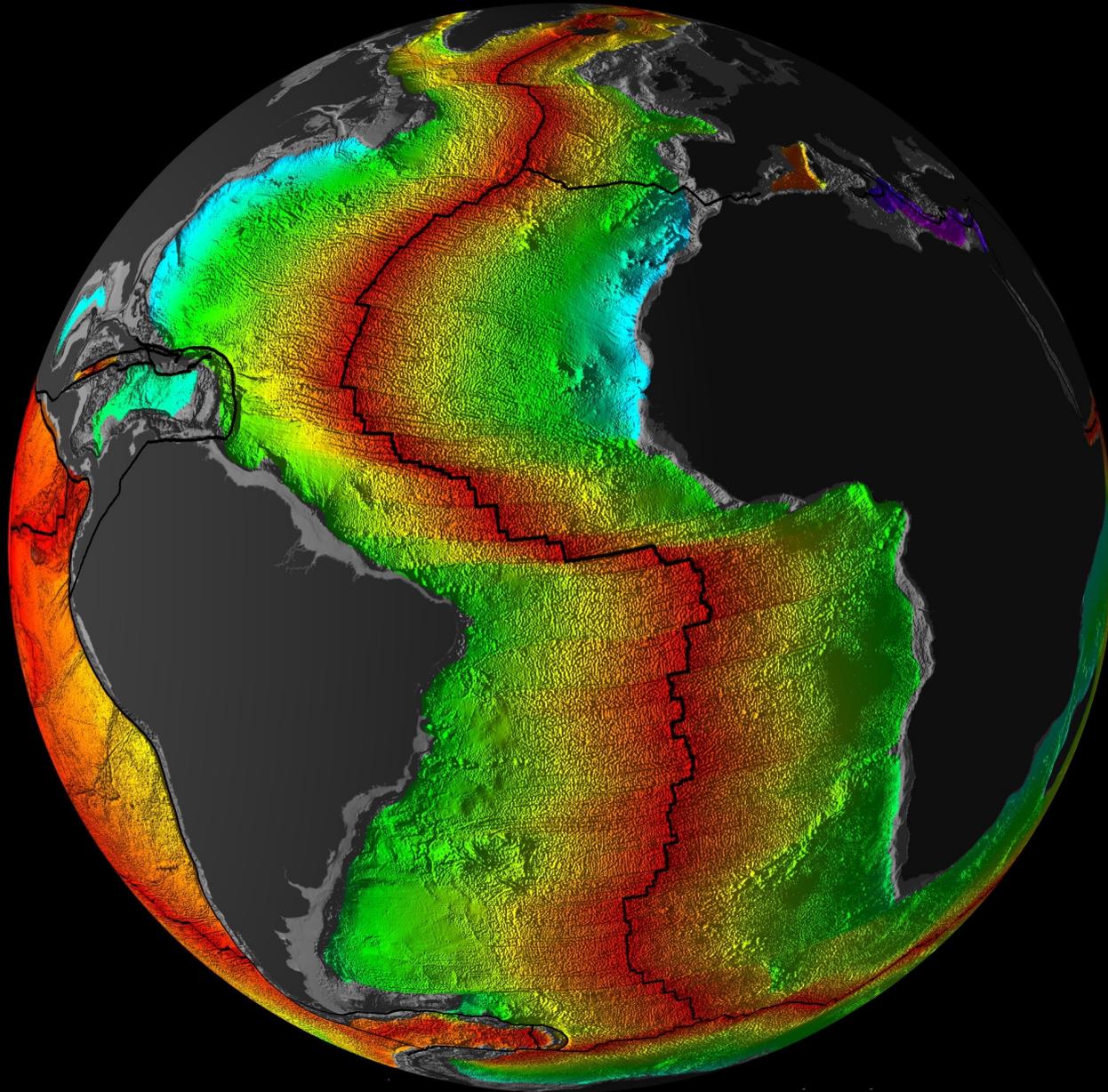
Piana Batiale zona assolutamente piatta, a causa dell’accumulo di sedimenti pelagici che obliterano gli elementi strutturali del substrato



Fossa oceanica quasi tutte in Pacifico, profonde 2-4 km rispetto alla piana (sino a 11 rispetto alla superficie). Lunghe centinaia di km, sezione a “V”, fondo piatto e indisturbato. Le più profonde margine W Pacifico sottoalimentate, anche doppie.



Limiti di placca **costruttivi** (dorsali oceaniche)





Dorsali oceaniche 80.000km, 1/3
 fondi oceanici, prof. media 2.500m
 (rialzate di 1.000-3.000 rispetto alla
 piana). Fianchi simmetrici, valle (riff)
 sommitale profonda 1-2km, larga 10-
 20km. Eruzioni fissurali con fenditure
 di 5m↑ 10m↔, 500m lunghe

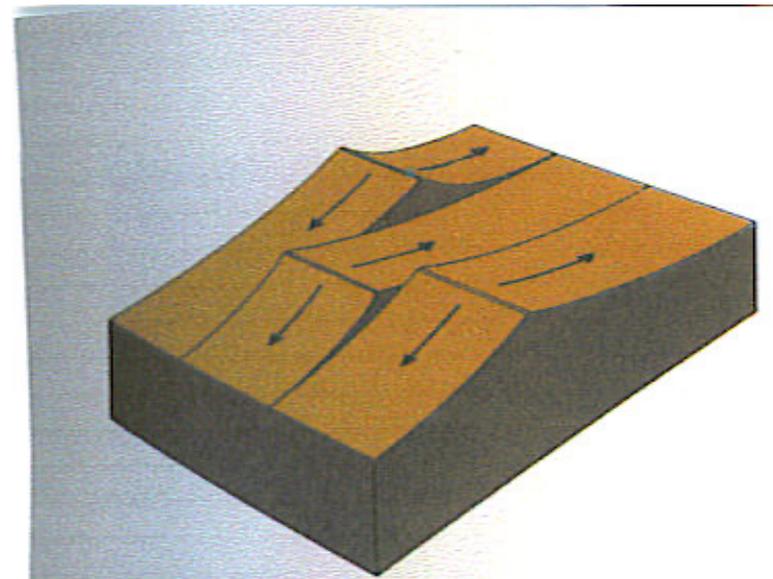


Figure 2.16 The elevation of the sea-floor is different on opposite sides of transform faults and fracture zones, so that escarpments are formed.

Francesco L. Chiocci - corso di geologia per scienze naturali - immagini per lezione non riproducibili perché nella proprietà della copyright

La zona assiale è sede di intenso vulcanismo e idrotermalismo (in pochi milioni di anni tutta l'acqua degli oceani viene riciclata)

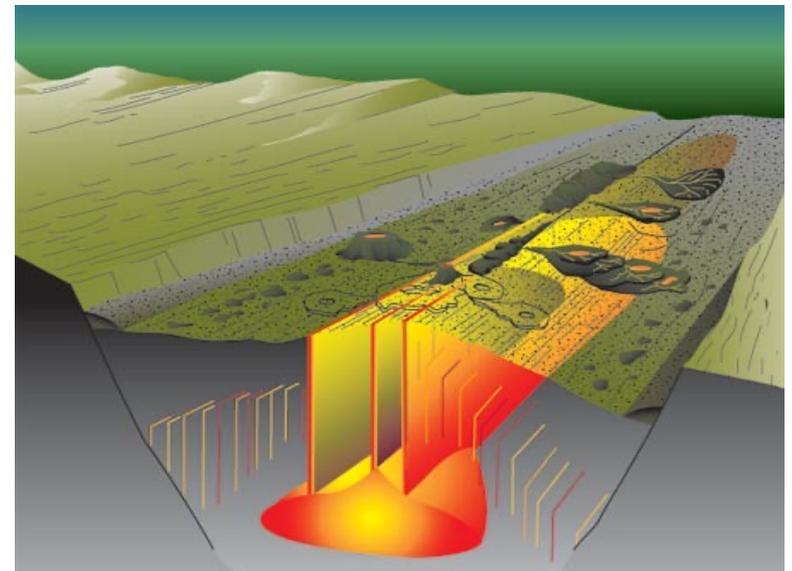
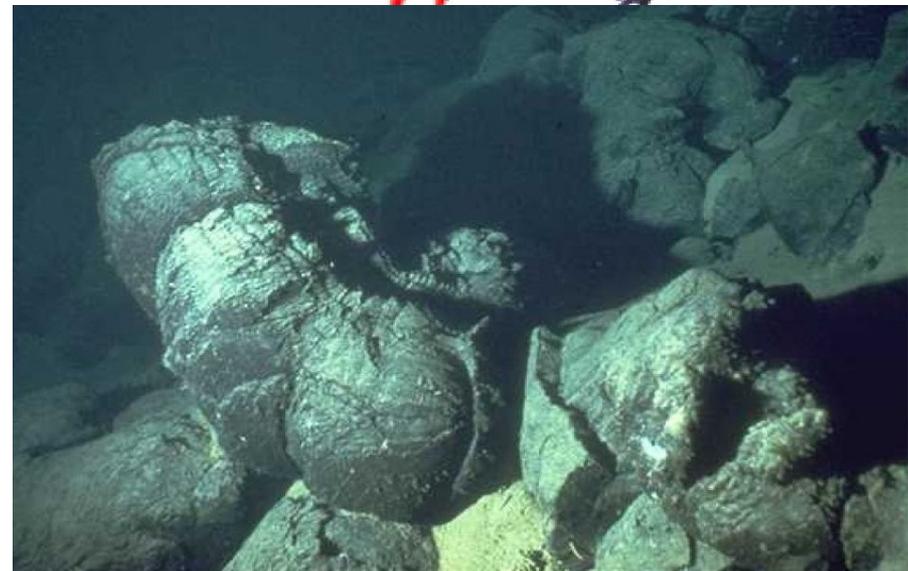
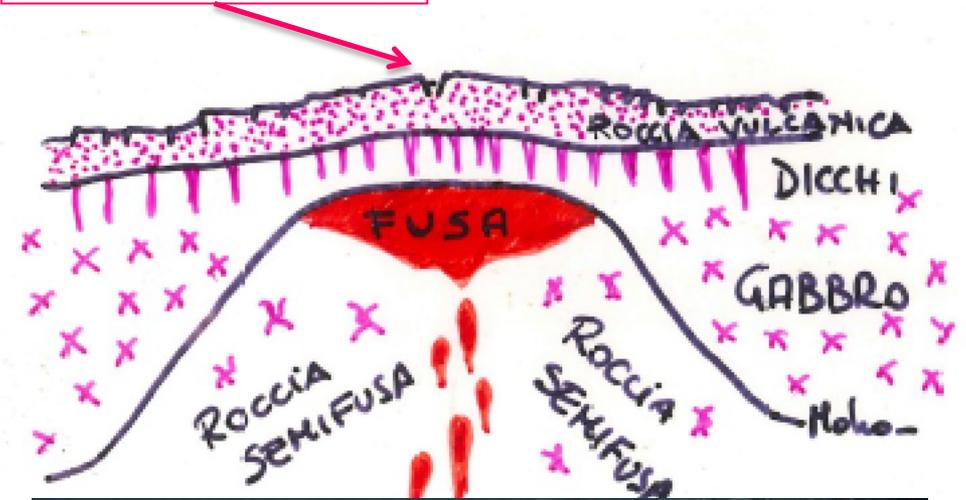
Se la dorsale è a espansione lenta si sviluppa una rift valley assiale

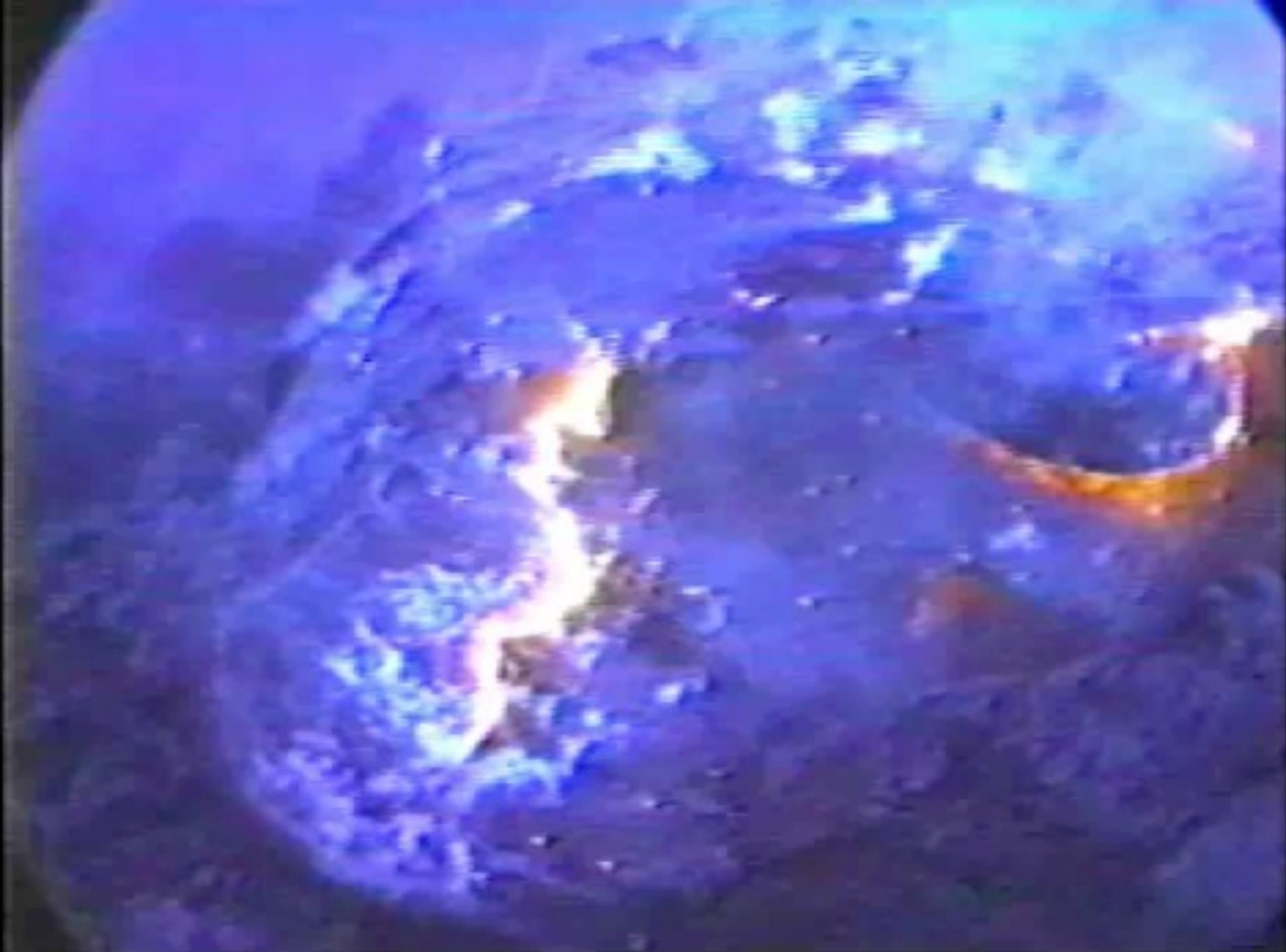
Il magma è un basalto tholeitico tipo MORB.

Il prodotto tipico è la lava a pillow (cuscini), basalti molto fluidi che raffreddano la crosta esterna mentre l'interno continua a deformarsi

Le eruzioni sono effusive perché la pressione idrostatica impedisce l'esplosione dei gas

Le eruzioni avvengono da singoli centri allineati lungo fessure alimentate da dicchi



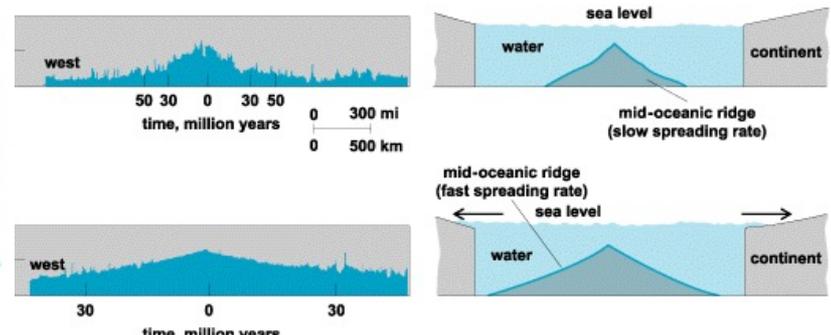
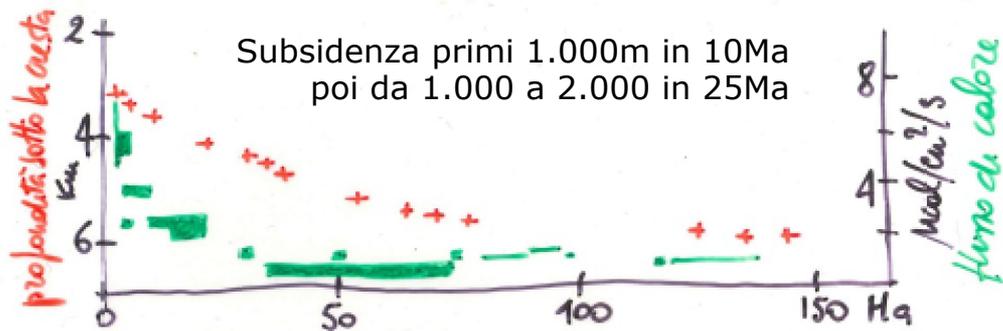




In Atlantico e Indiano la dorsale è medio-oceanica, nel pacifico è spostata verso est e parte è anche stata subdotta.
 In Atlantico arriva ad emergere formando isole e arcipelaghi



La velocità di espansione (da 1,5 a 15cm/anno) controlla la morfologia delle dorsali



Ecosistemi chemiosintetici



Inizio della vita sulla Terra

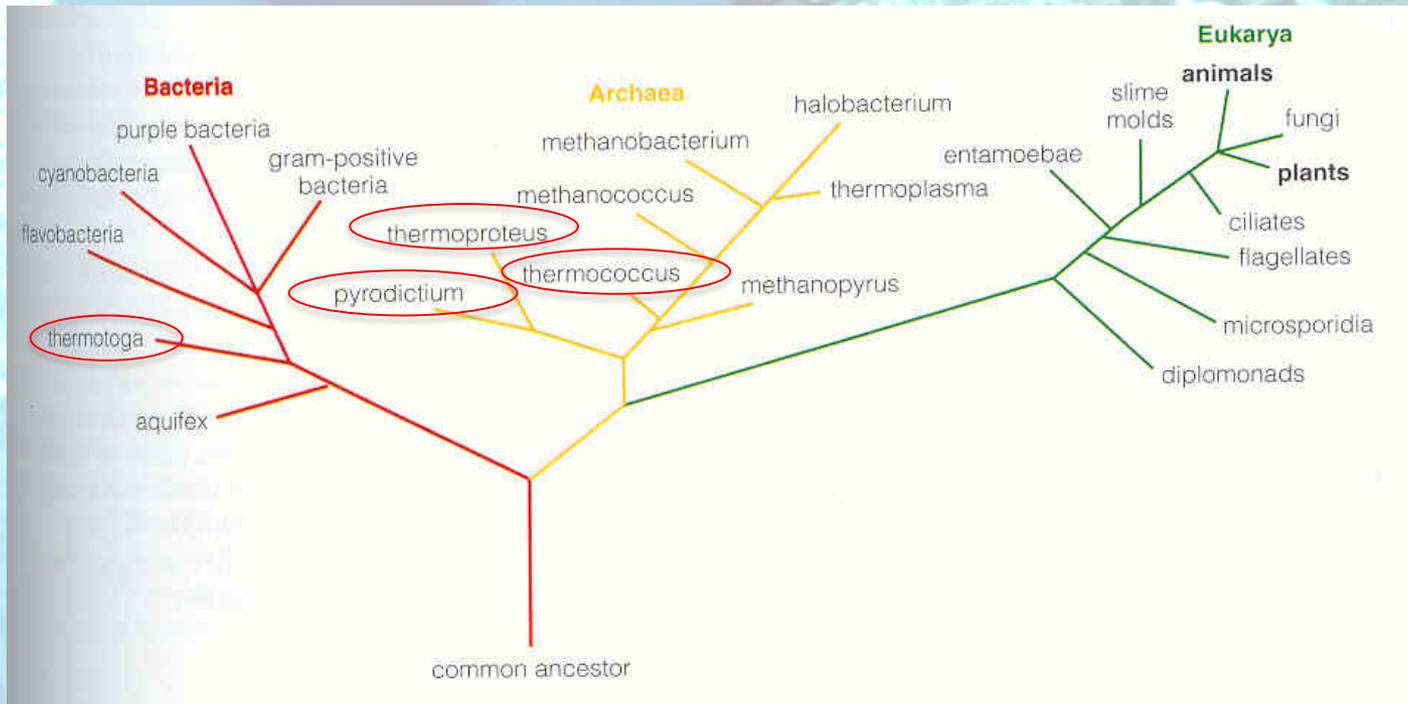
- Rocce più antiche di 4 miliardi di anni (fine bombardamento meteoritico) sono rare
- Evidenze possibili di vita 3,85 miliardi di anni fa e sicure 3,5 miliardi di anni fa

Dove?

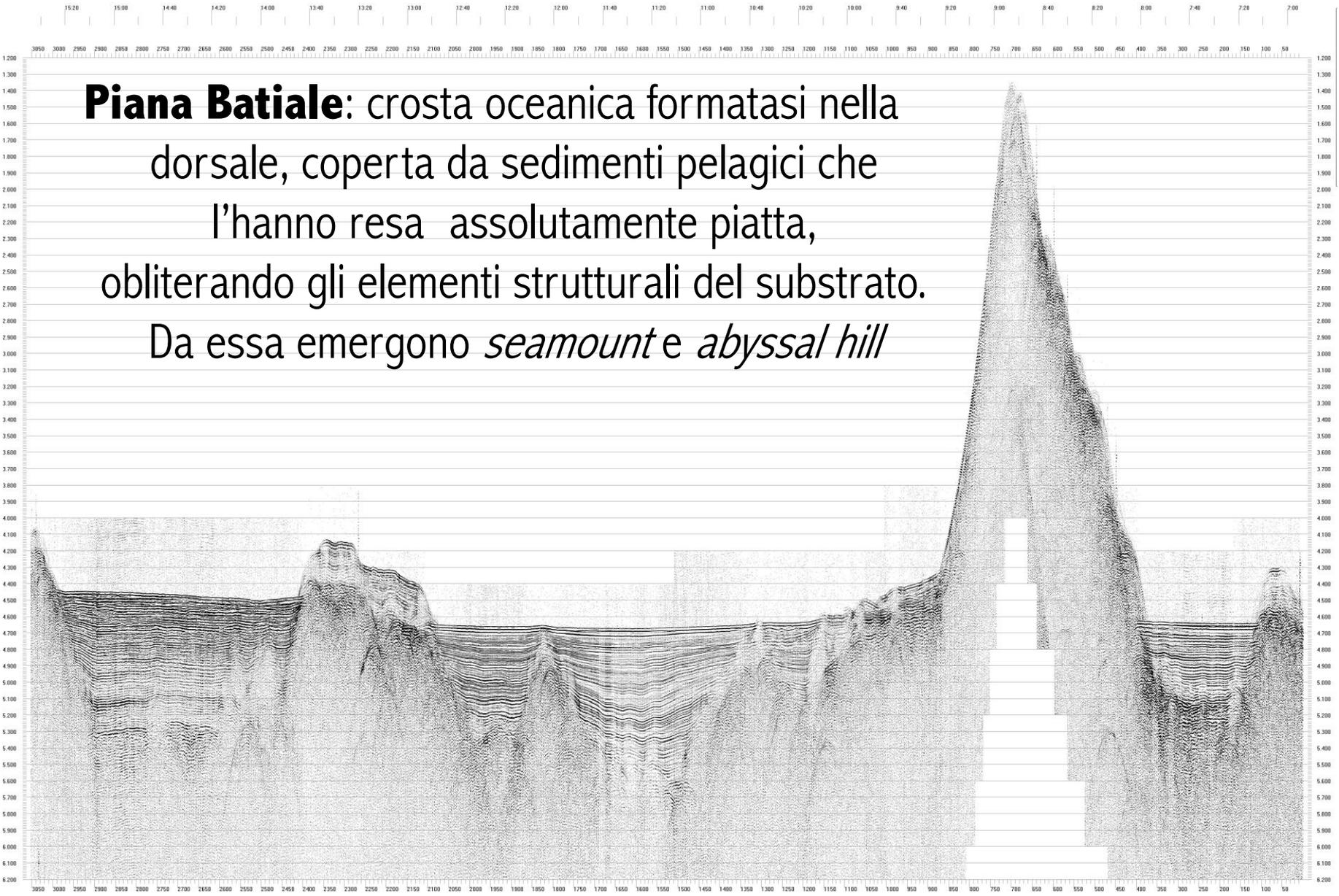
- Terre emerse difficilmente
 - Non O₂, non ozono: UV distruggerebbero legami cellulari
- PALUDI
 - Ipotesi iniziale, molta materia organica disponibile
 - L'evaporazione causa concentrazione chimica necessaria per combinare molecole complesse come quelle organiche
 - Esperimenti indicano energia (fulmini) scarsa per iniziare la vita
- SORGENTI IDROTERMALI
 - Evidenze di biologia molecolare suggeriscono che i primi organismi sopravvissero in condizioni simili alle sorgenti idrotermali
 - Molta energia chimica disponibile
 - Protezione da UV

BIOLOGIA MOLECOLARE

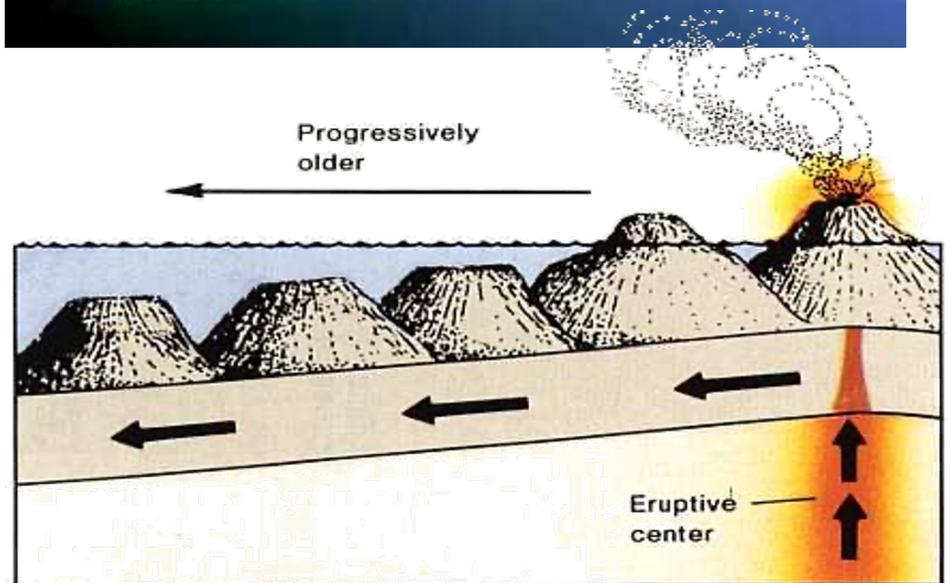
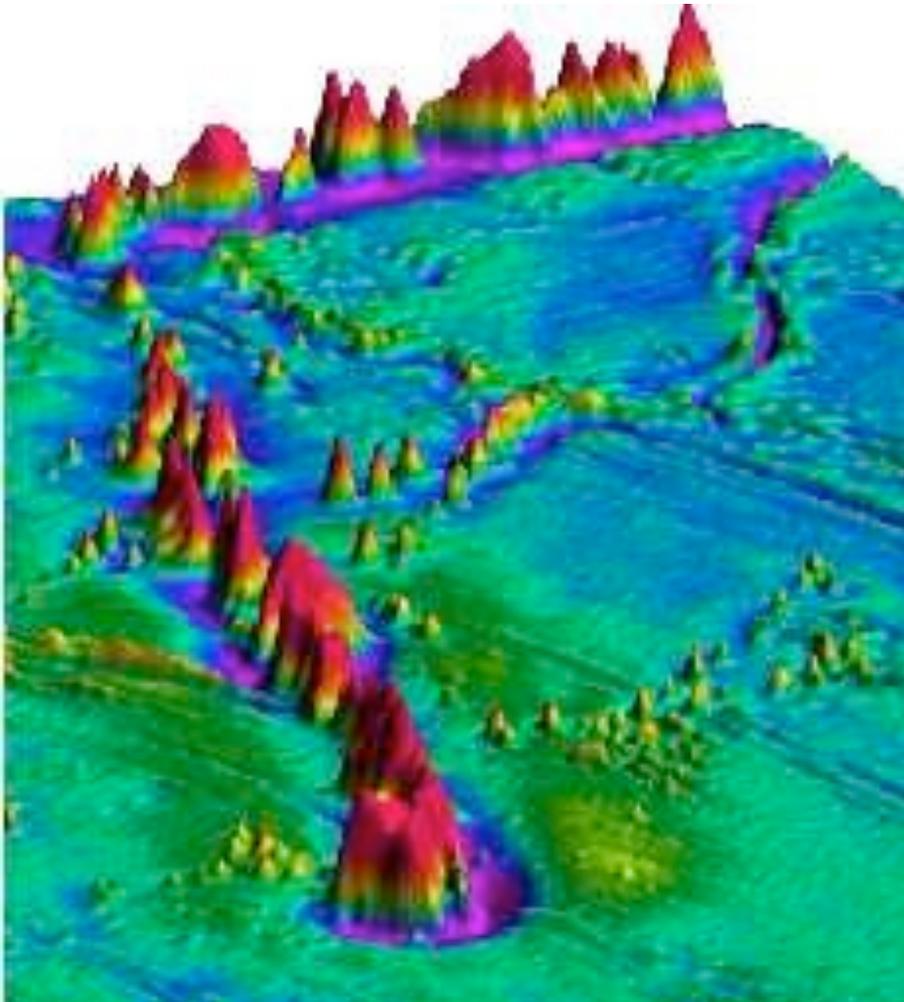
- DNA si può usare come un fossile vivente
- Più è simile la sequenza DNA tra le specie, più è recente la loro divergenza e l'estinzione dell'antenato comune.
- Batteri e Archaea: materiale genetico NON separato dal resto della cellula
- Eucarioti: DNA separato dal resto della cellula da una membrana
- Extremofili (vicino a sorgenti calde o black smokers) sono più vicini alle radici dell'albero della vita

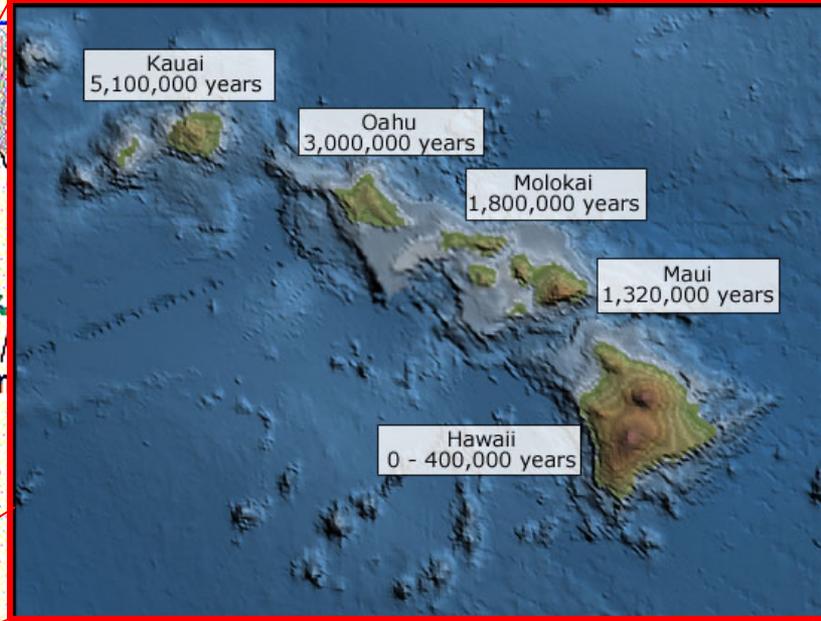
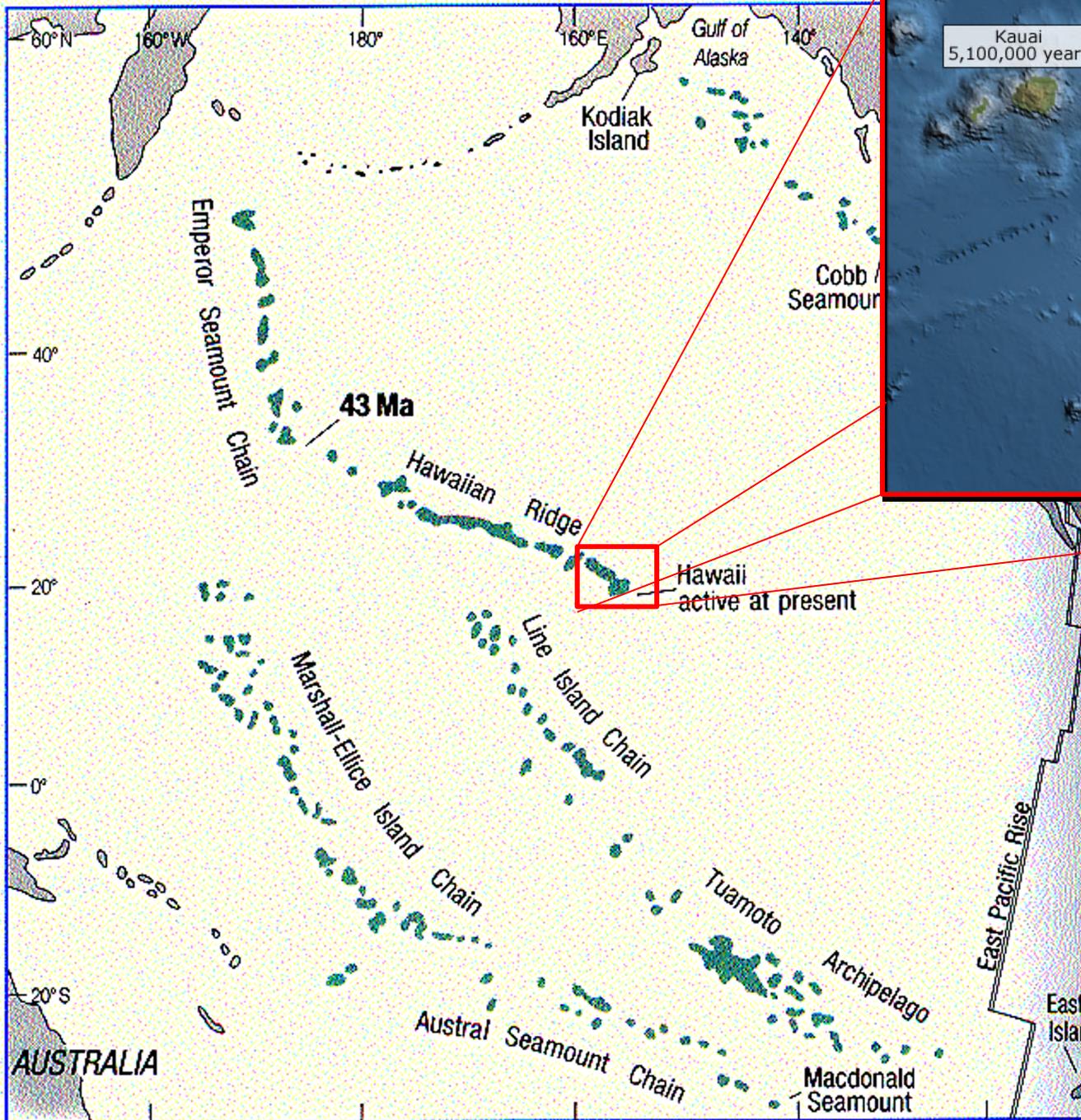


Piana Batiale: crosta oceanica formata nella dorsale, coperta da sedimenti pelagici che l'hanno resa assolutamente piatta, obliterando gli elementi strutturali del substrato. Da essa emergono *seamount* e *abyssal hill*

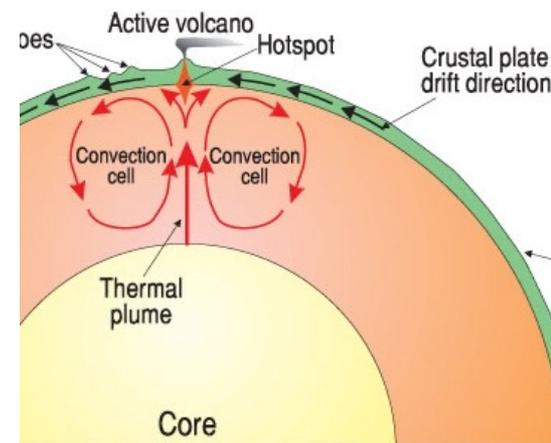


Seamount rilievi isolati, sialici o vulcanici, in genere in catene di apparati conici che indica verso migrazione placca sopra un punto caldo. Se la vetta arriva in superficie viene erosa e spianata e diventa **Guyot**, spesso colonizzato da fotosintetici

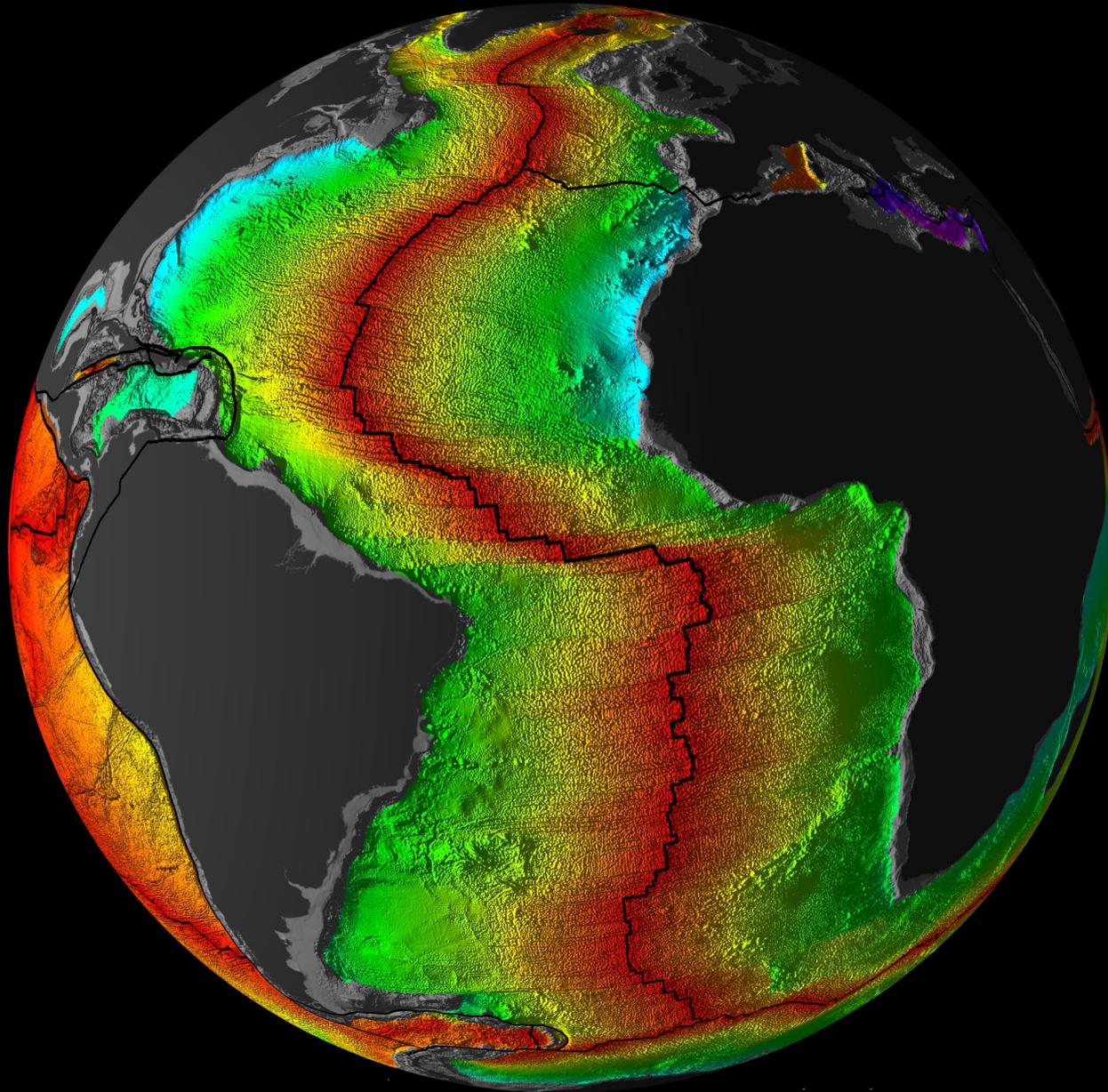




I seamount vulcanici prodotto da hotspot sono ottimi traccianti geodinamici del movimento della placca

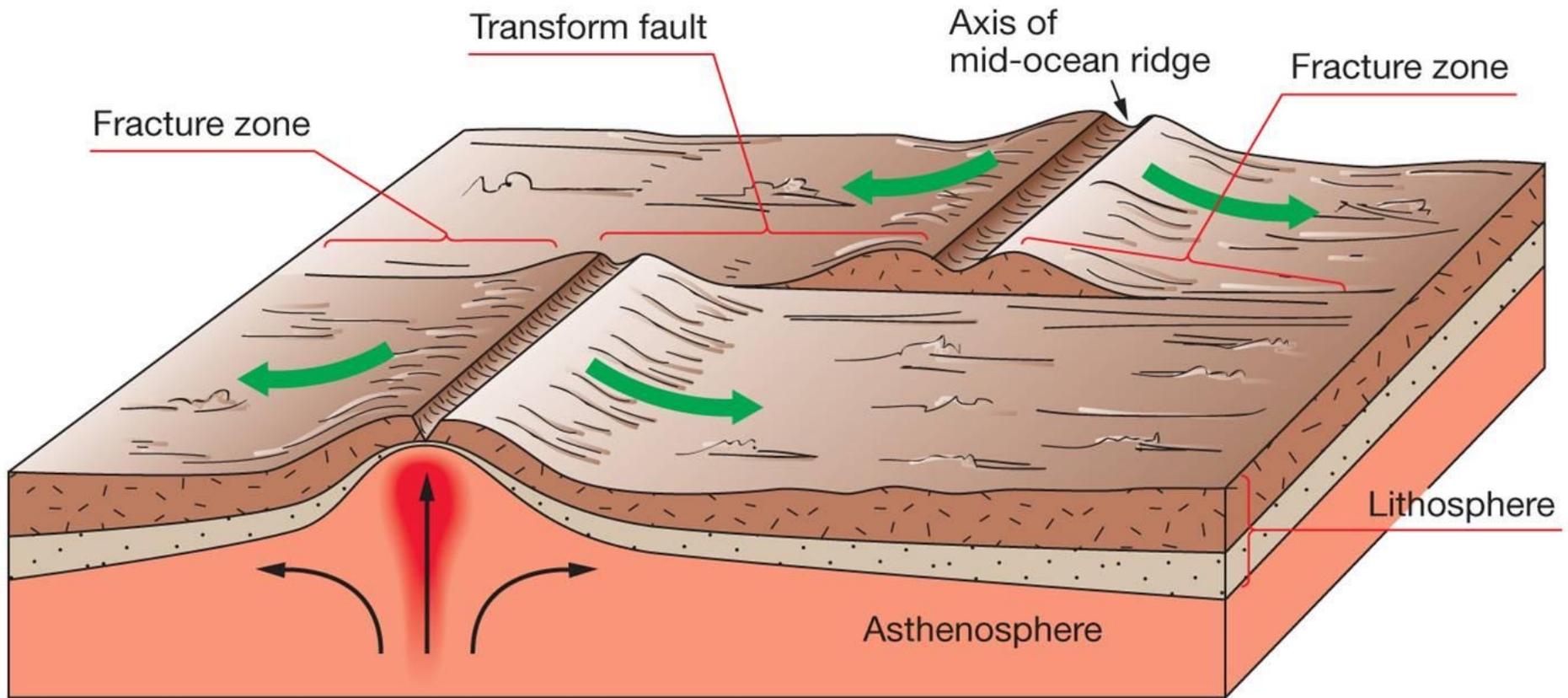


Limiti di placca **conservativi** (faglie trasformi)



Zone di frattura dislocano asse dorsali di centinaia di km (trasformi). Lunghe fino 3.500km, a volte proseguono anche a terra. Archi di cerchio per migrazione placche attorno poli euleriani

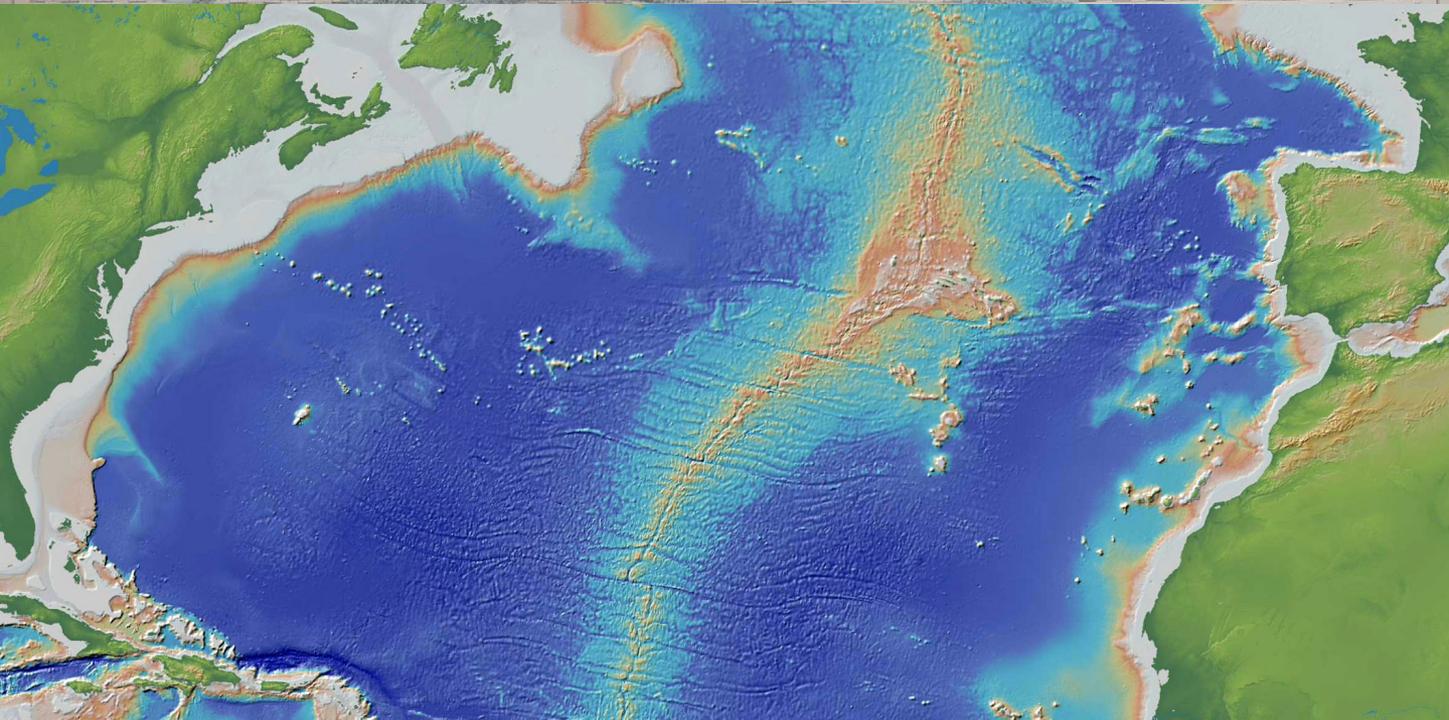


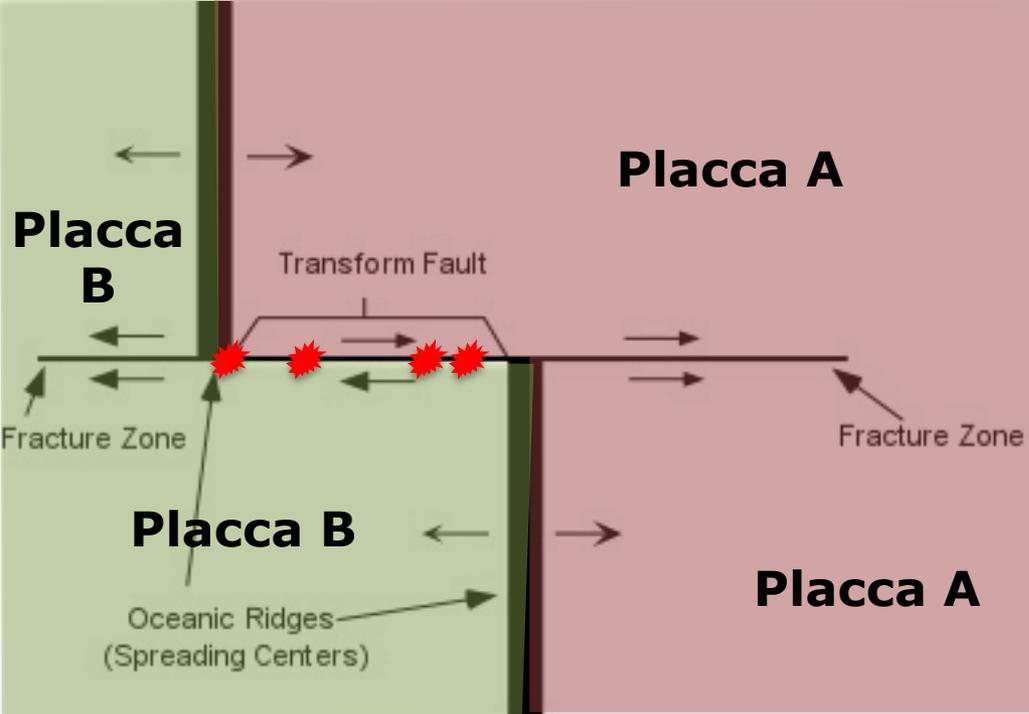


© 2011 Pearson Education, Inc.

Essendo affiancate croste di età diversa avranno un'altezza diversa e si formano scarpate molto ripide in cui affiora la stratigrafia della crosta oceanica (basalti a pillow, dicchi di gabbro, gabbri stratificati, peridotiti)

Le faglie trasformati (parte attiva) e le zone di frattura non sono accidenti casuali ma elementi primari nella geometria delle dorsali presenti fin dall'inizio della loro storia (e quindi si trovano in tutto l'oceano).

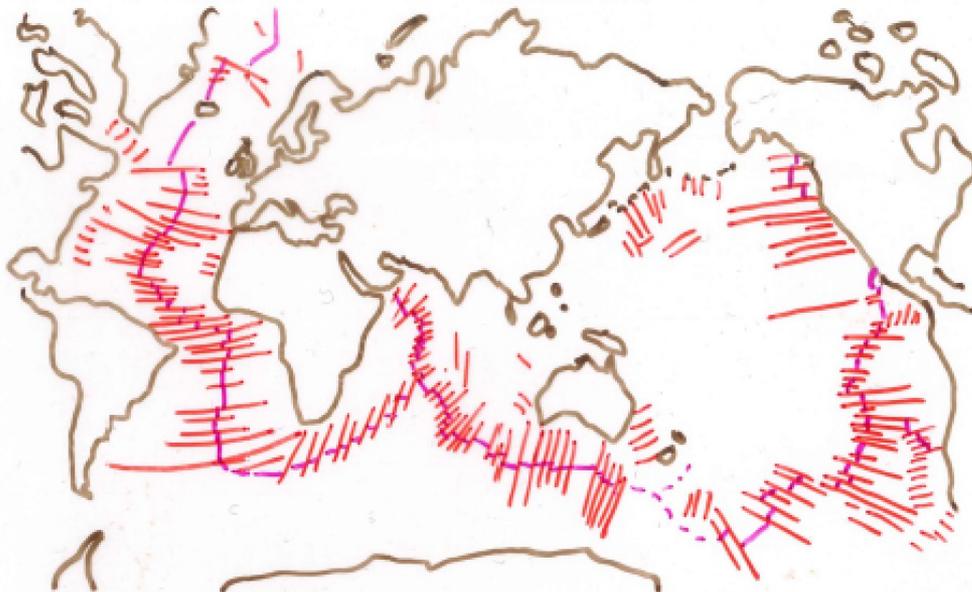




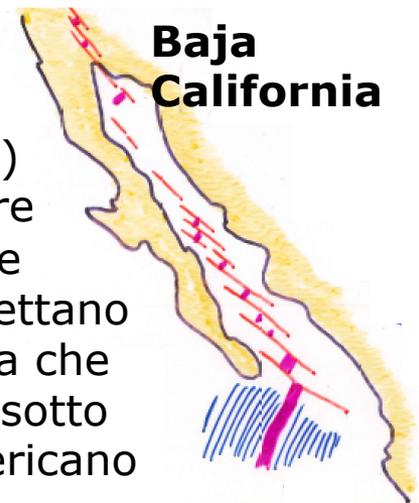
La faglia trasforme NON E' UNA FAGLIA TRASCORRENTE. Il movimento opposto (con sismi e vulcanismo) avviene solo tra i due segmenti di dorsale

La faglia trasforme è un limite di placca

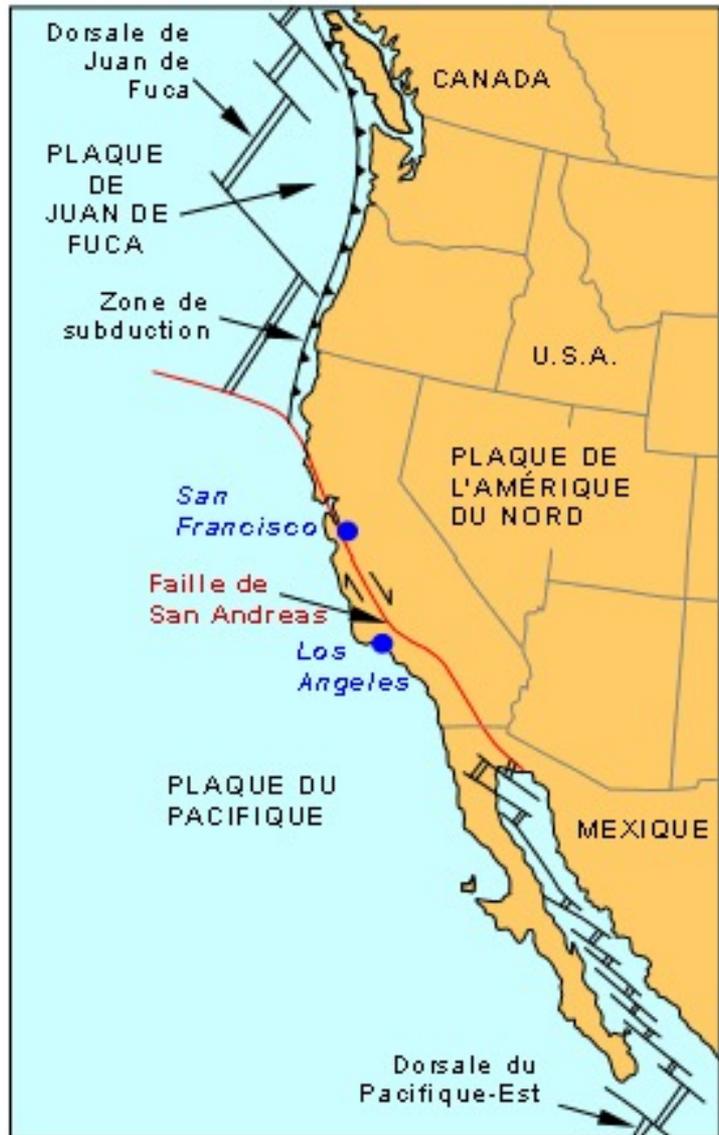
Faglia trasforme e Zone di Frattura sono parallele al movimento delle placche



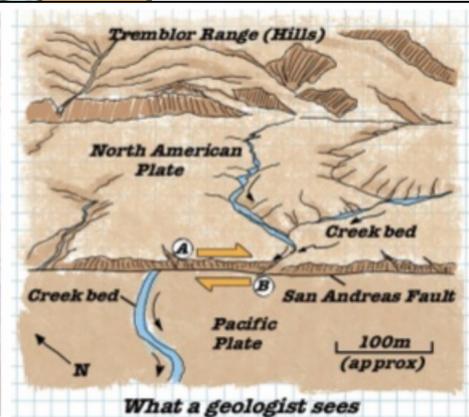
Il sistema di faglie S. Andreas (trascorrente dxt) si può interpretare come effetto delle trasforme che rigettano la dorsale pacifica che è stata subdotta sotto il continente americano



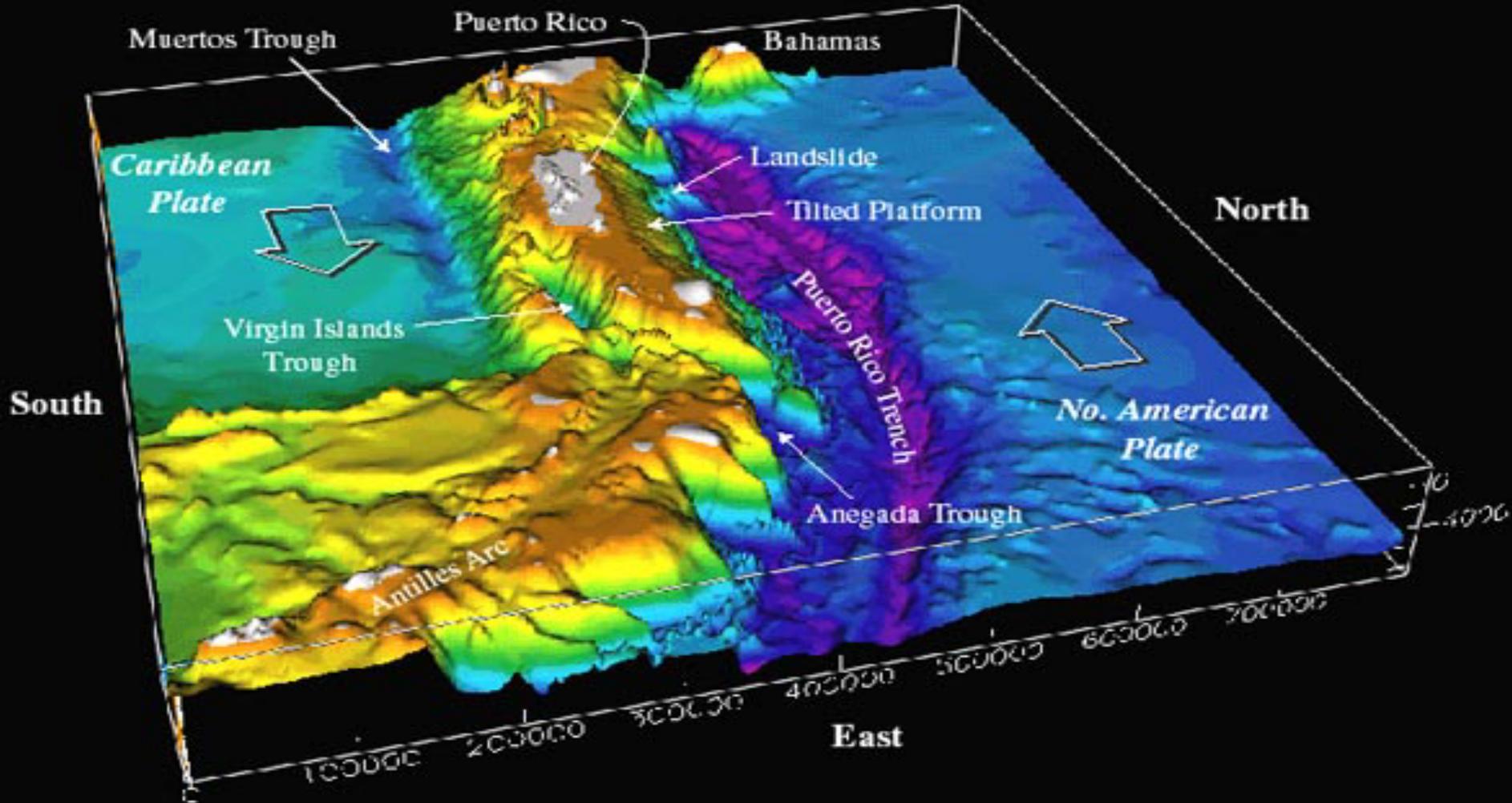
Aujourd'hui



Dans 10 millions d'années

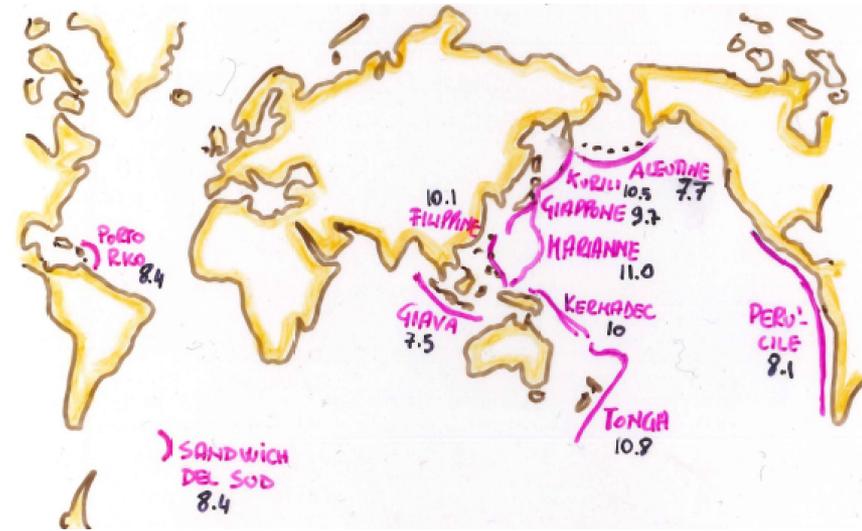


Limiti di placca **distruttivi** (fosse oceaniche)

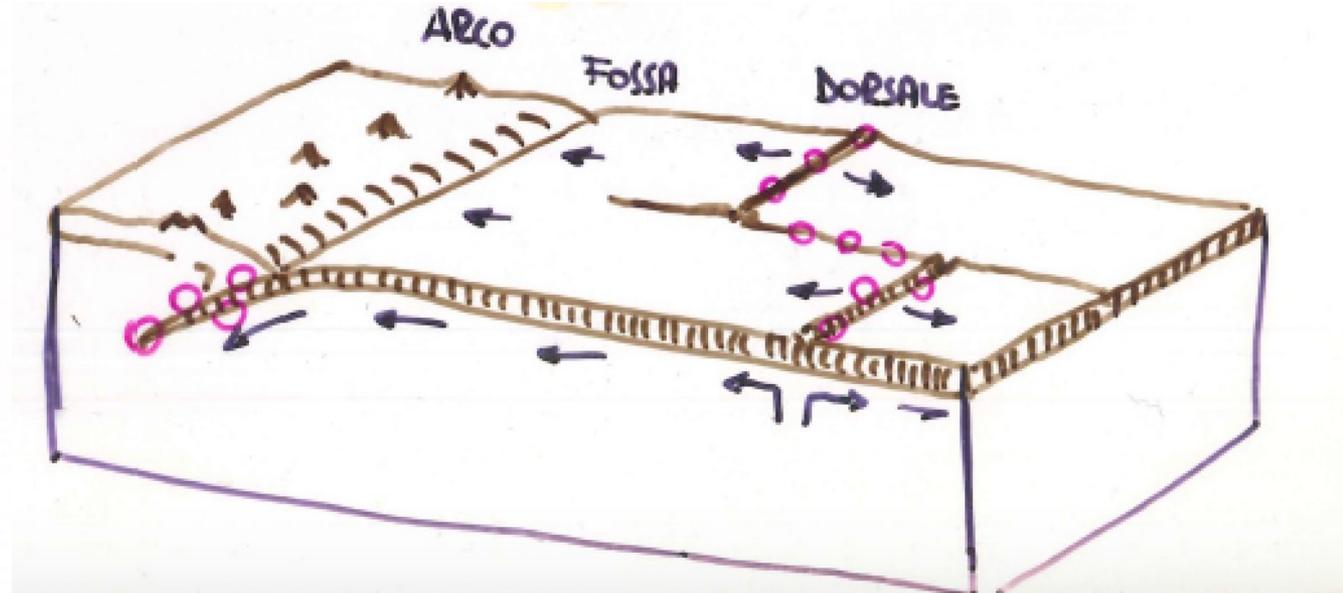
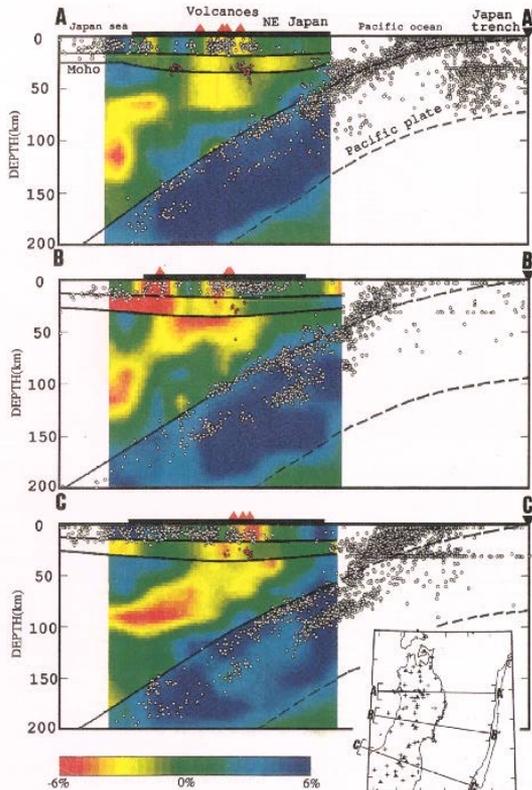


Fossa oceanica quasi tutte in Pacifico, profonde 2-4 km rispetto alla piana (sino a 11 rispetto alla superficie). Lunghe centinaia di km, sezione a "V". Le più profonde margine W Pacifico sottoalimentate, anche donnie.

Il lato verso mare è meno ripido rispetto a quello verso il continente, il fondo è indisturbato (batiscafo Trieste, Picard 1960). Le velocità di convergenza sono simili a quelle di espansione



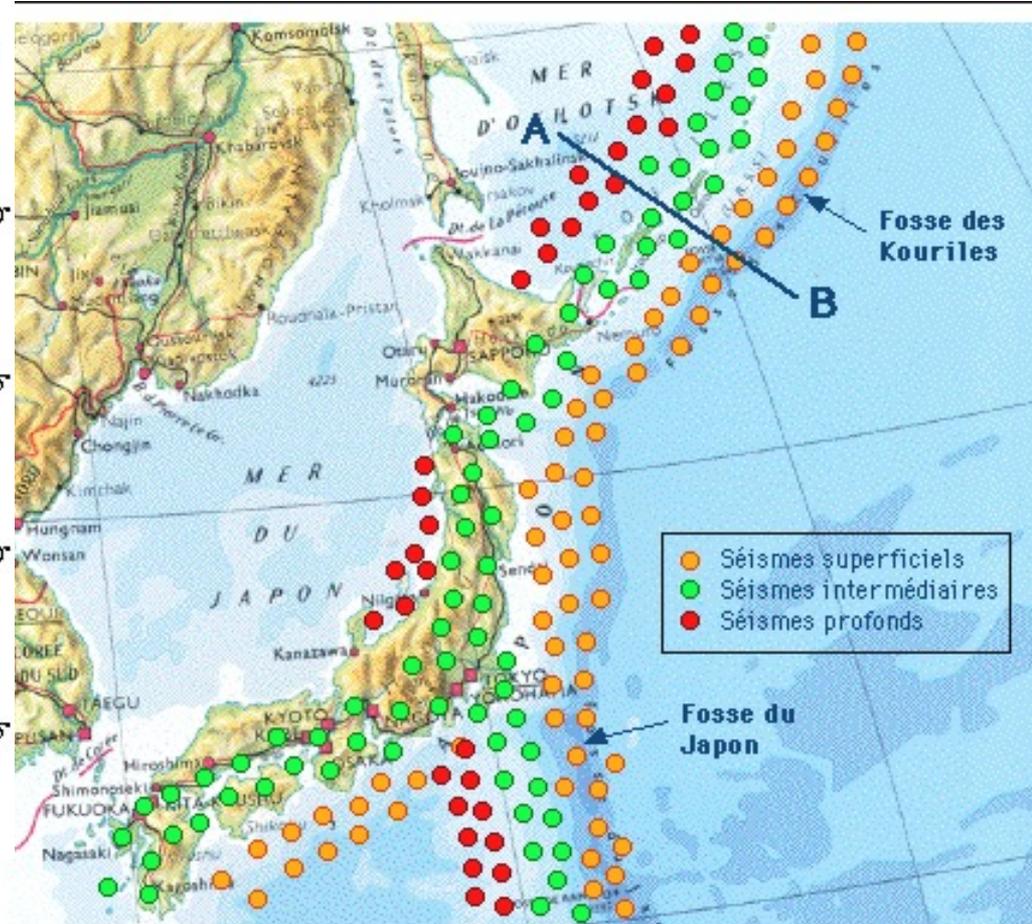
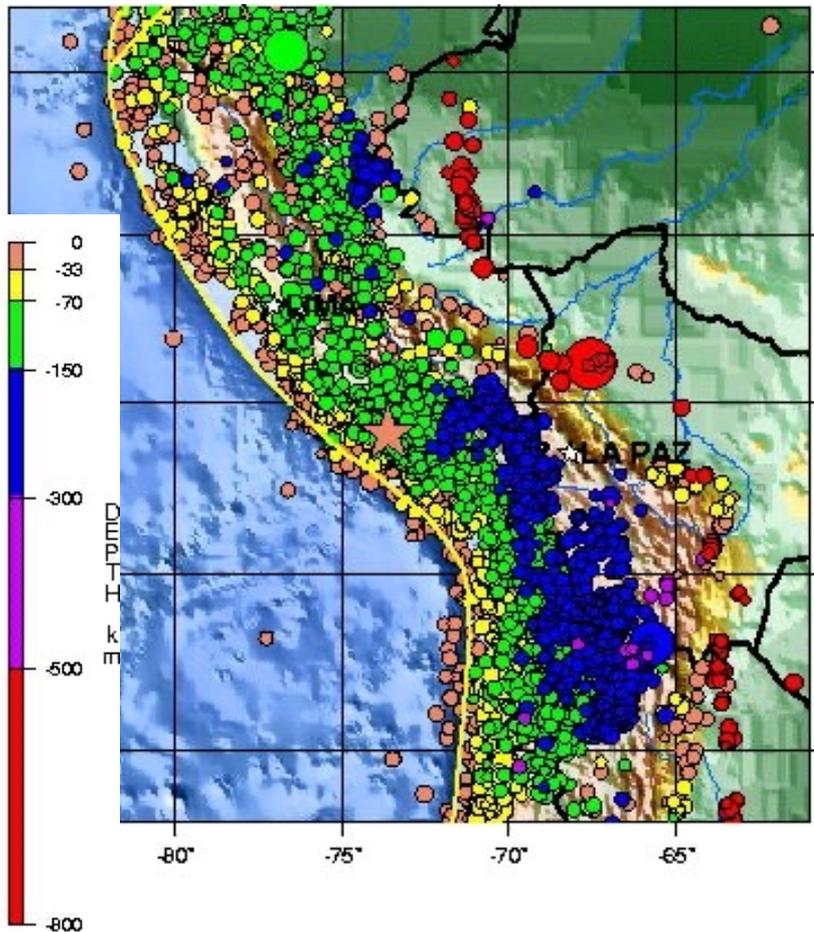
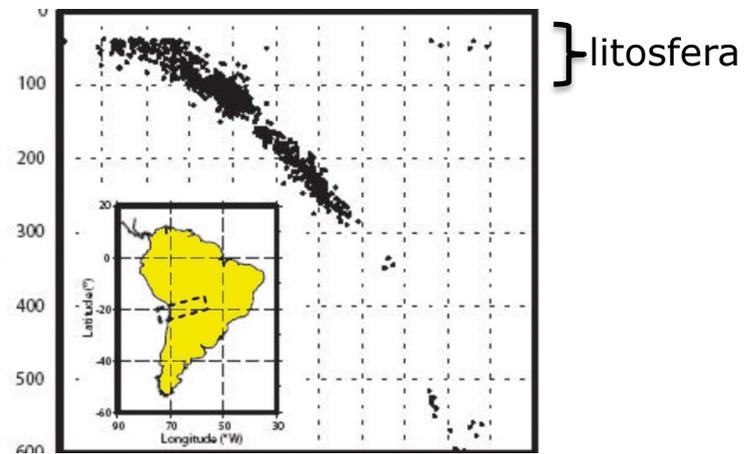
Se si plottano gli ipocentri dei terremoti, si allineano secondo un piano che immerge verso il continente. Il cuneo d astenosfera al di sopra della placca in subduzione è la sorgente di vulcanismo andesitico

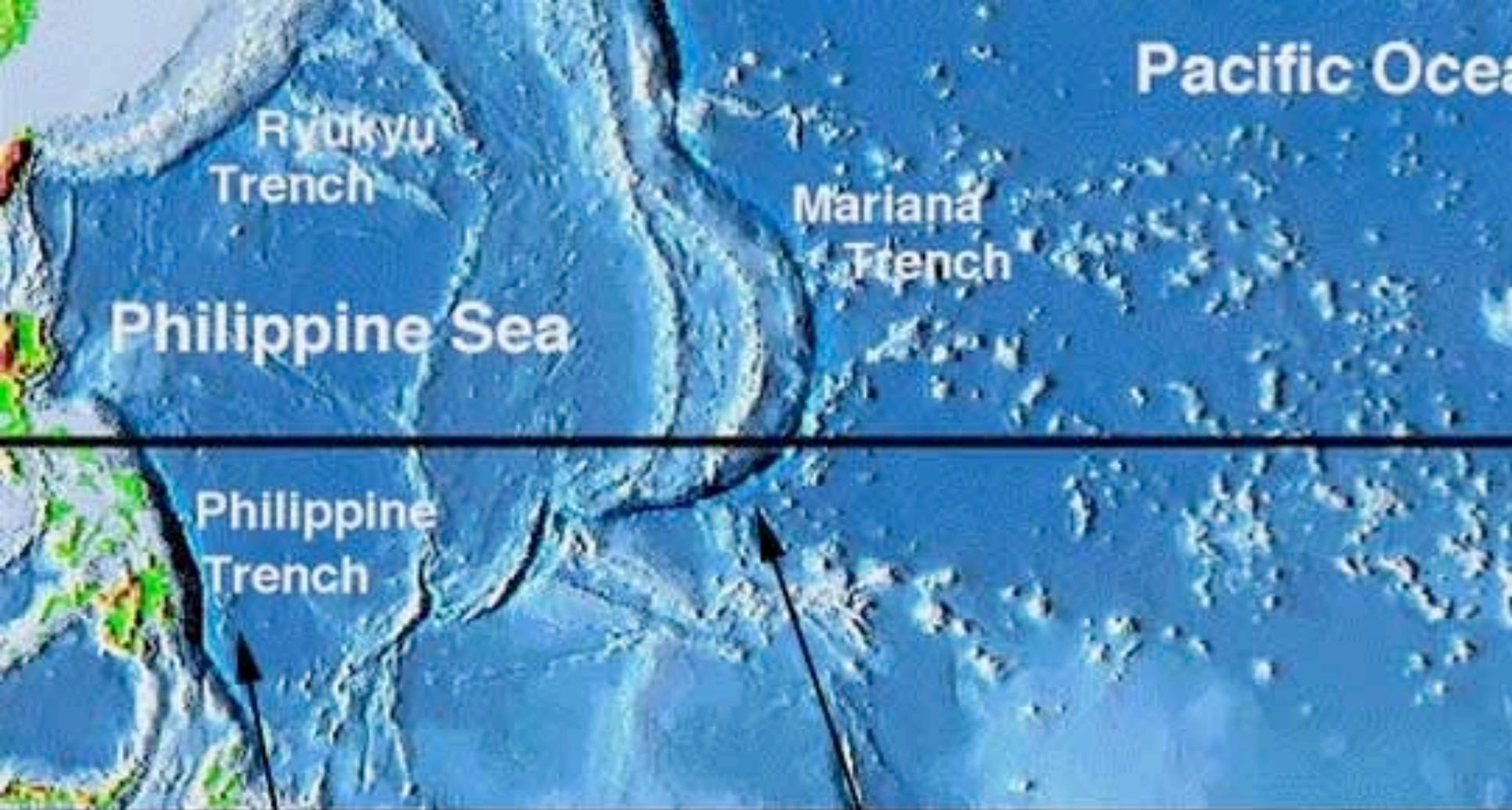


Terremoti sub-crostiali e sub-litosferici

Il 90% dei terremoti intermedi (60-300km) e il 100% dei terremoti profondi (300-700km) sono associati ai limiti di placca convergenti

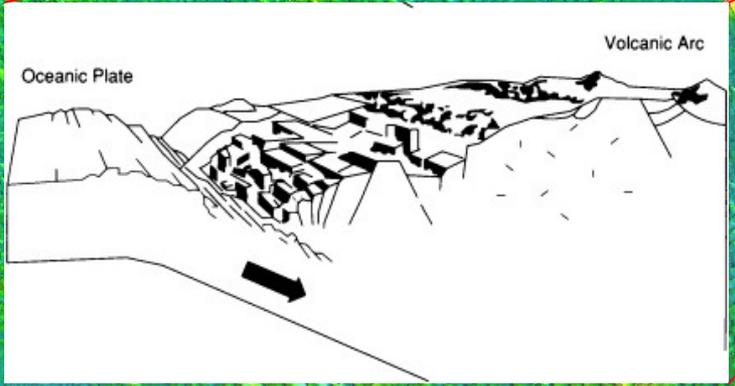
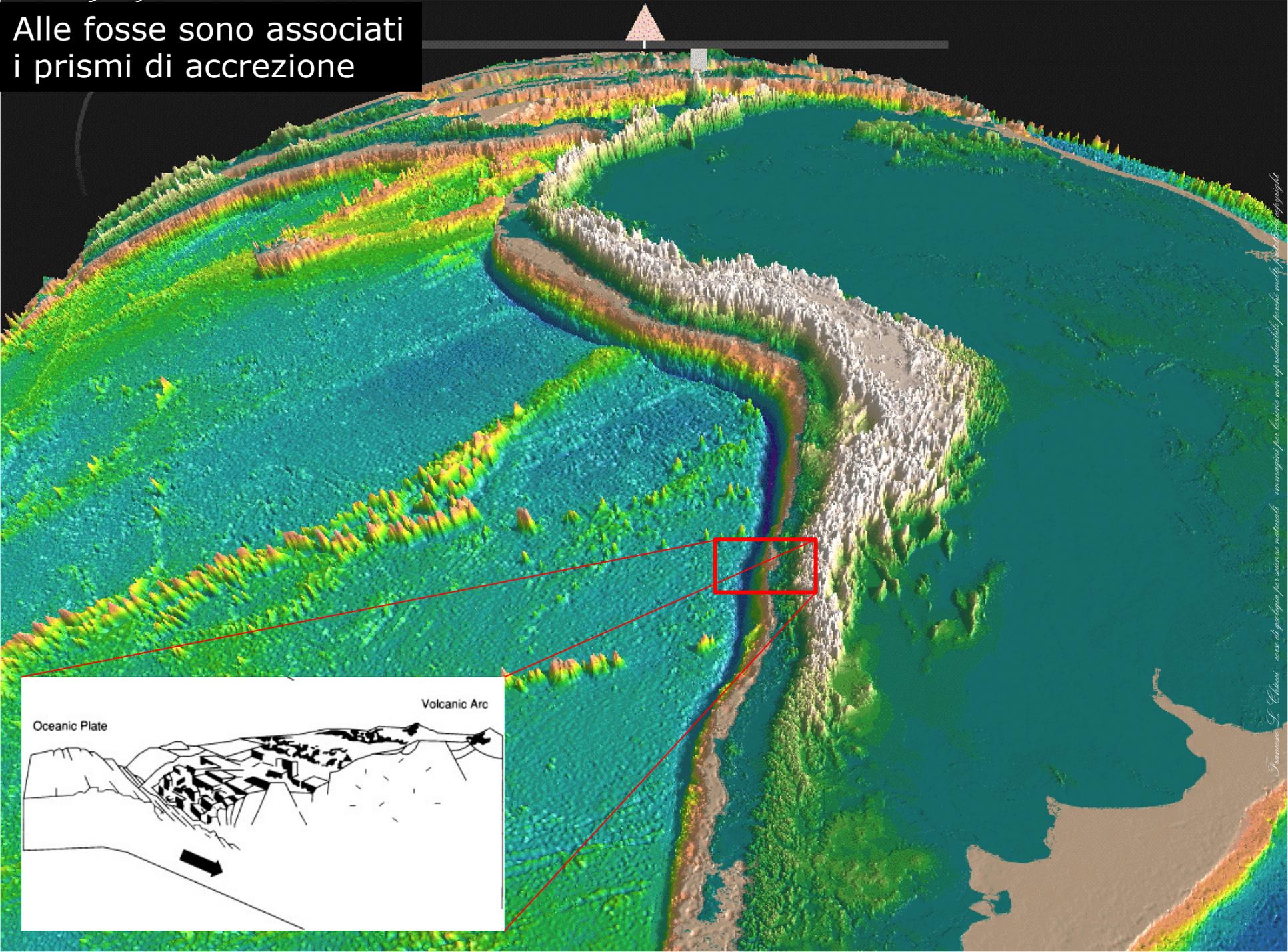
Essi si allineano su piani immergenti da 15 a 75° che intercettano la superficie terrestre sulle fosse chiamate **piani di Benjoff**





ocean trenches - these are subduction zones

Alle fosse sono associati
i prismi di accrezione



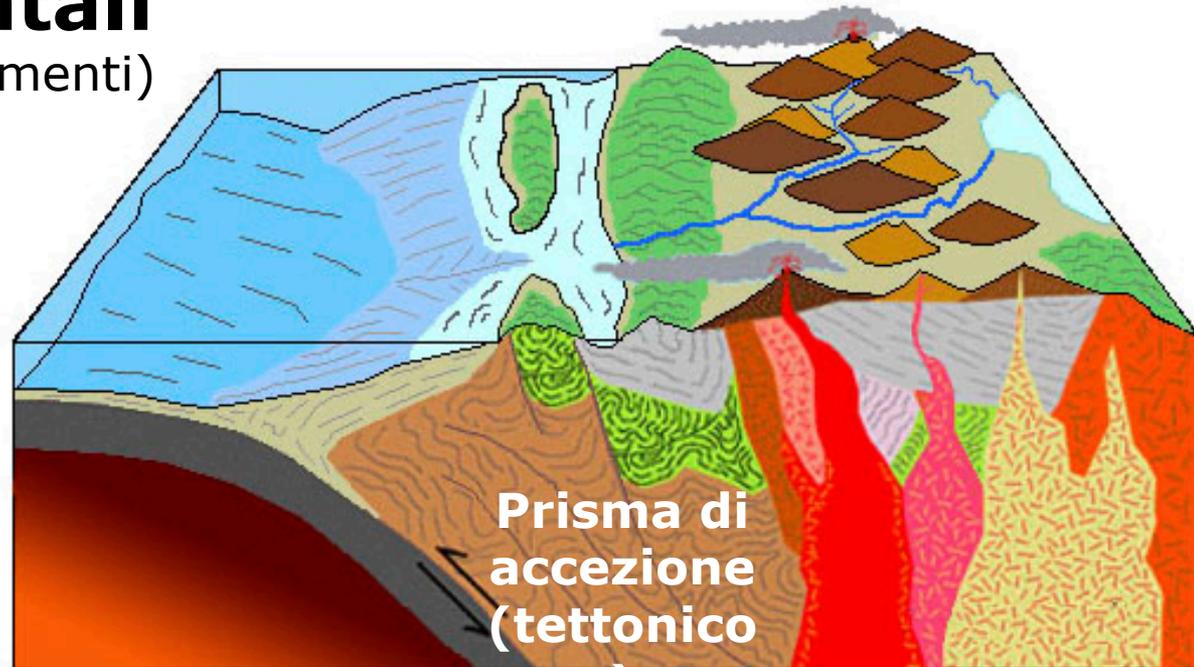
Francesco L. Chiari - corso di geologia per scienze naturali - immagini per licenze non riproducibili per uso didattico

Margini continentali

(lì dove si accumulano i sedimenti)

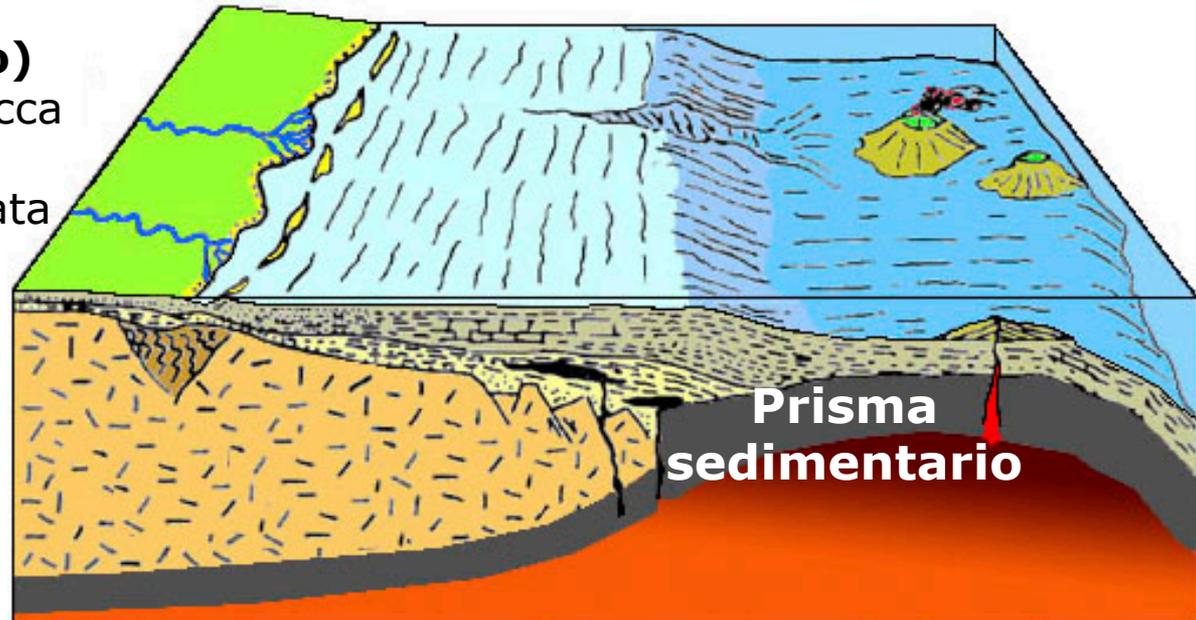
Margine attivo (Pacífico)

coincide con limite di placca
Tettonica, vulcanismo insabilità



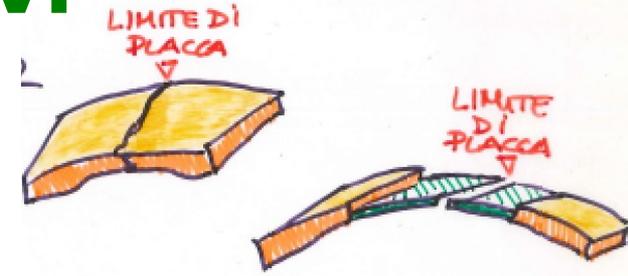
Margine passivo (Atlantico)

non coincide con limite di placca
Accumulo di sedimenti sopra
crosta continentale assottigliata

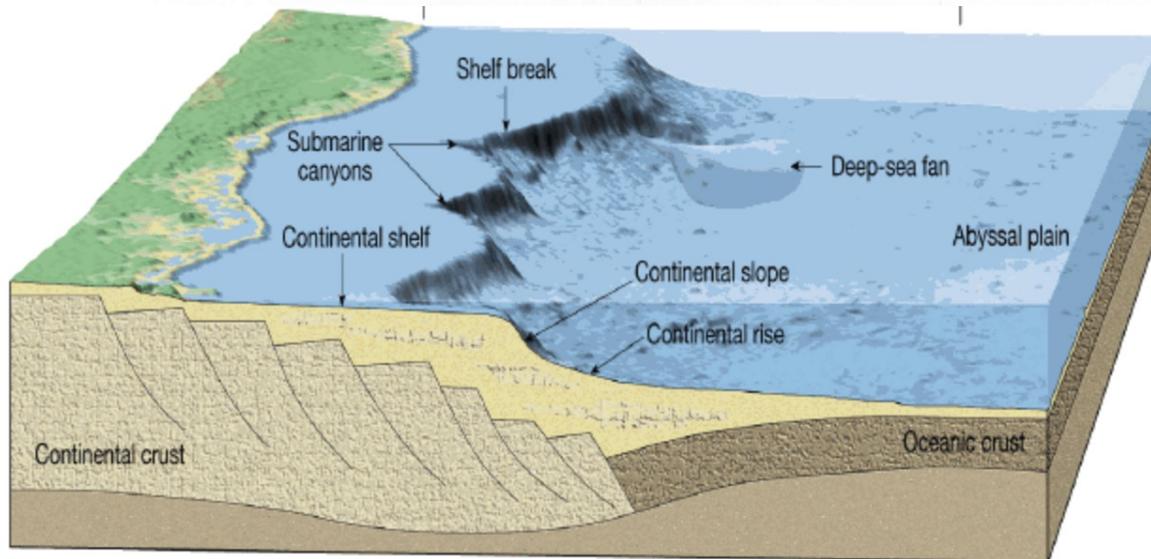


**I margini continentali
non sono limiti di
placca**

margini continentali passivi

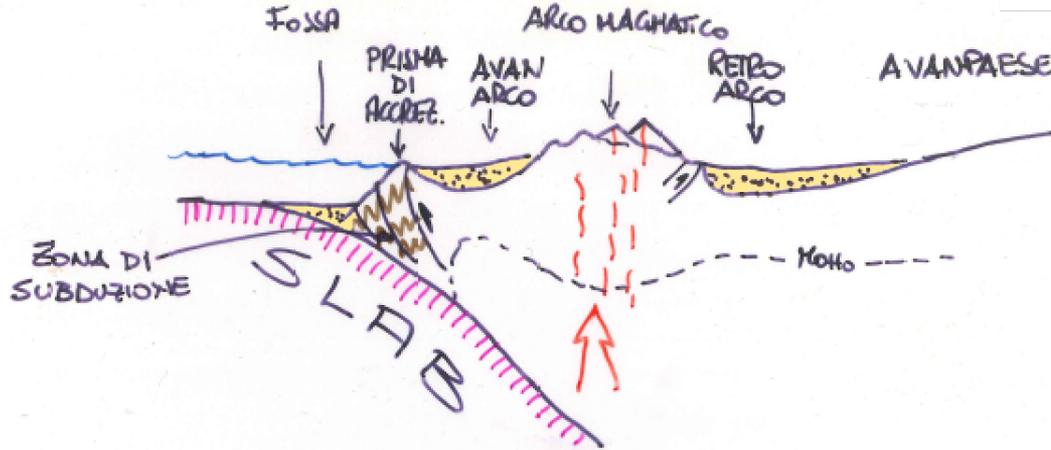


I margini passivi si formano a coppie per la frammentazione di un cratone, con apertura di nuovi bacini oceanici. Vanno passivamente alla deriva finché non si "attivano"



La subsidenza (prima termica e poi di carico) permette l'accumulo di potenti serie sedimentarie (fino a $<10\text{km}$ nell'oceano indiano). Saranno questi prismi sedimentari che formeranno le catene montuose durante le collisioni continentali

margini continentali attivi (sistemi arco-fossa)



5 domini fisiografici

- Fossa
- Prisma di accrezione
- Bacino di avancarco
- Arco vulcanico
- Bacino di retroarco

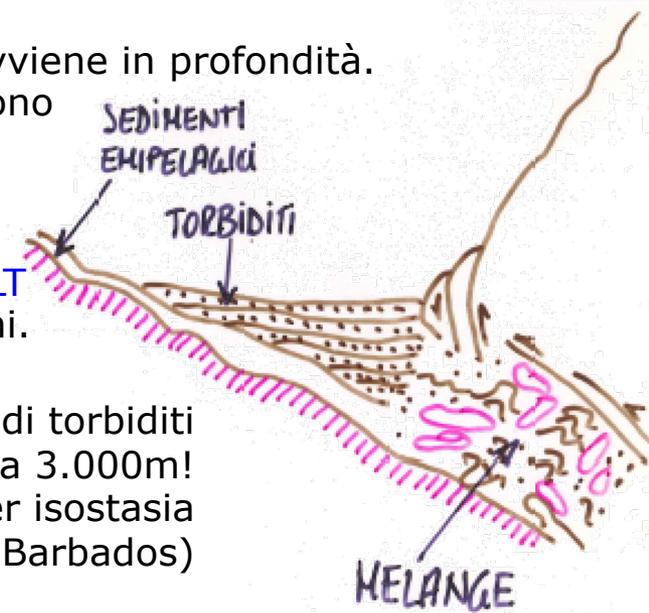
La **fossa oceanica** contiene al fondo sedimenti indisturbati.

La "raschiatura tettonica" con formazione di **mélange ofiolitici** avviene in profondità.

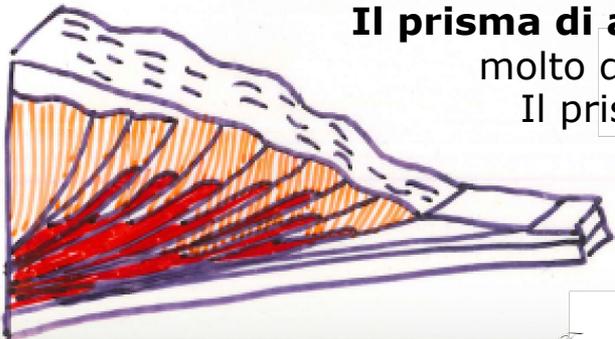
I **Mélange ofiolitici** sono strati molto deformati che comprendono Frammenti di crosta oceanica (ofioliti) e sedimenti marini.

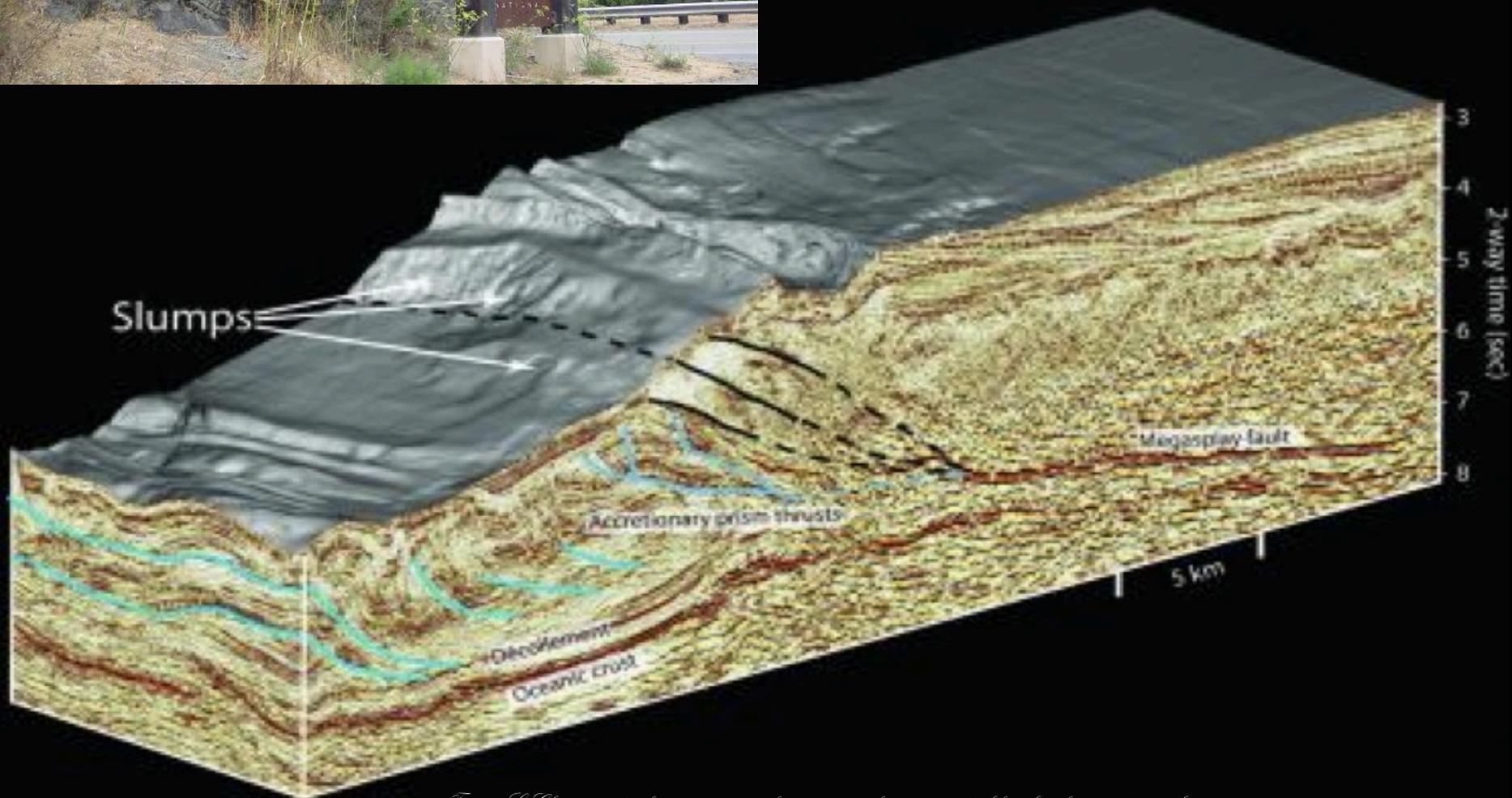
Formano delle scaglie tettoniche che si accrescono sul fianco interno della fossa. Il **mélange** forma il **prisma di accrezione**.

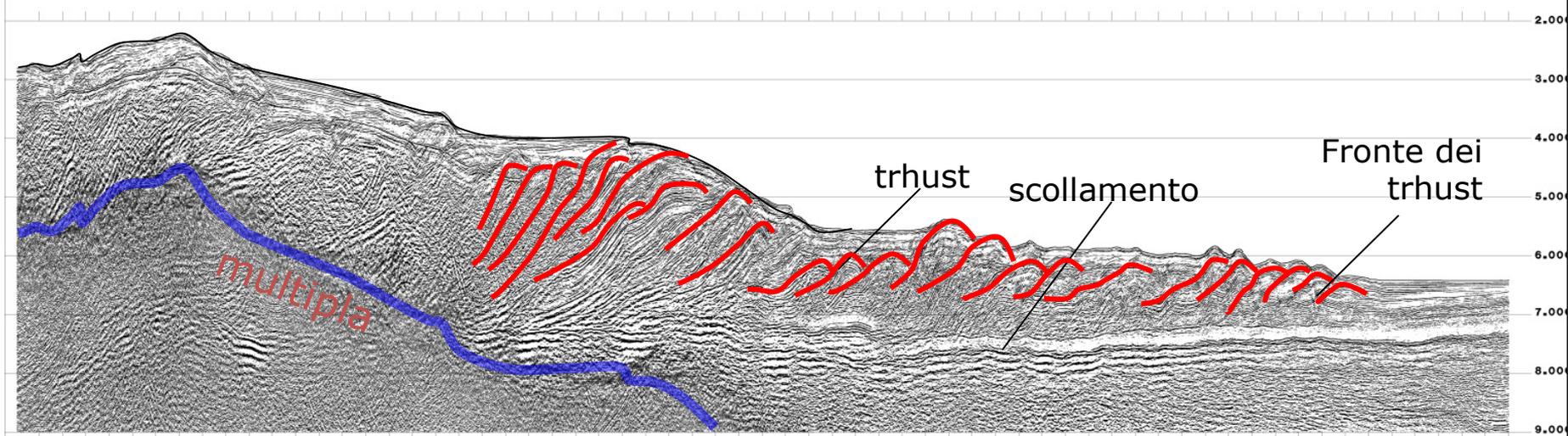
L'associazione **pietre verdi (ofioliti)** e **scisti blu (metamorfiti HP LT con glaucofane)** nelle catene montuose indica antiche subduzioni.



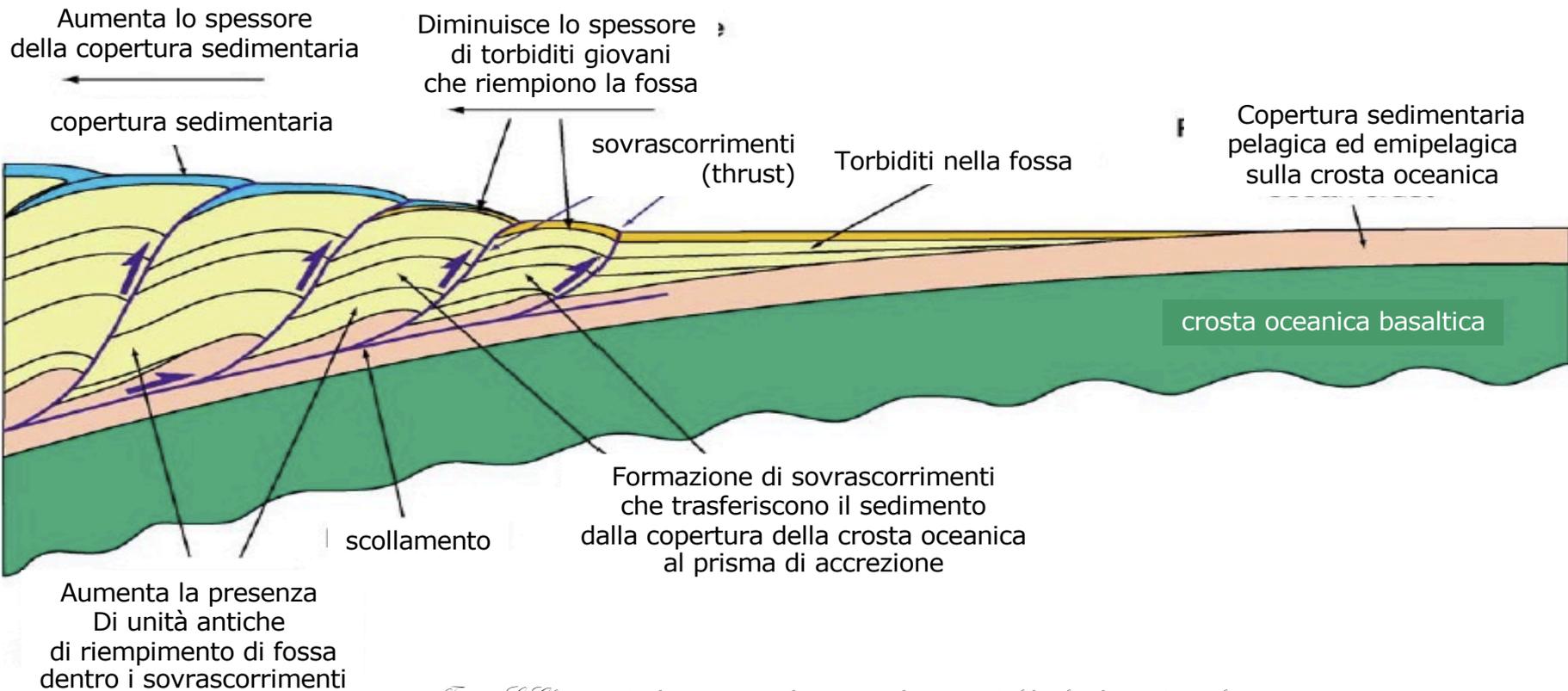
Il prisma di accrezione è formato da scaglie di torbiditi molto deformate e ofioliti. Spessori fino a 3.000m!
Il prisma può arrivare ad emergere per isostasia (Barbados)





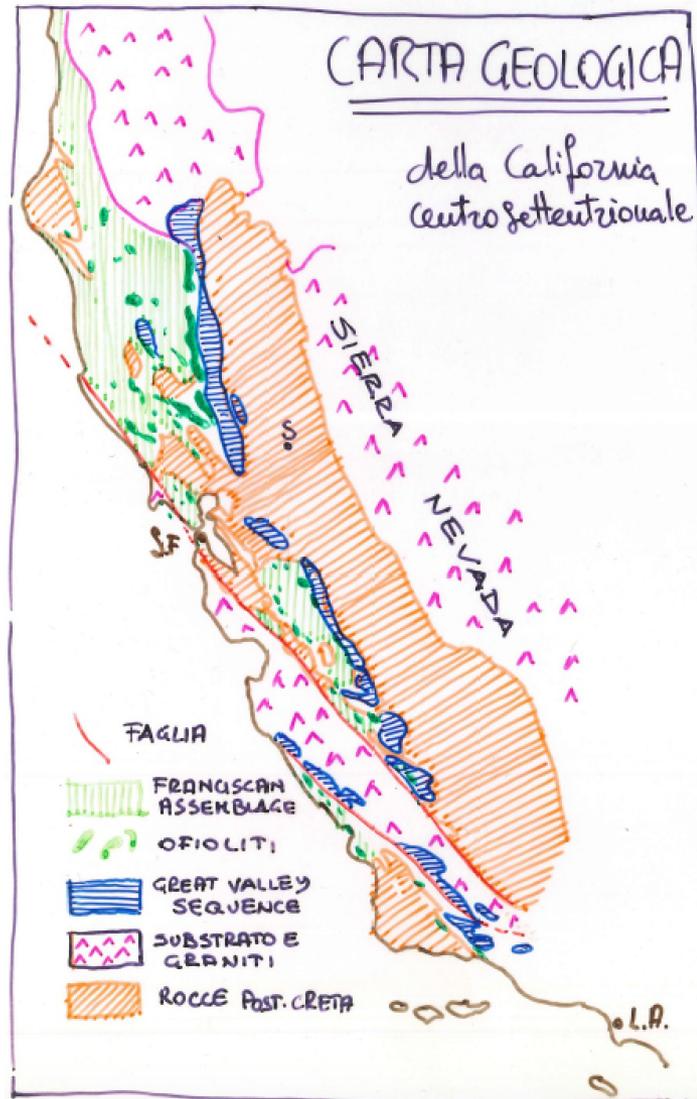
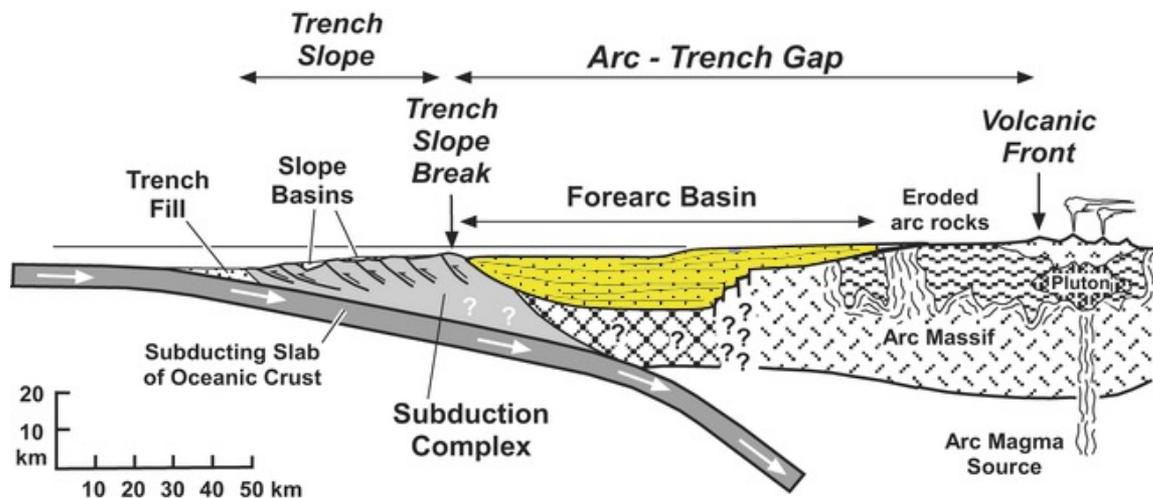
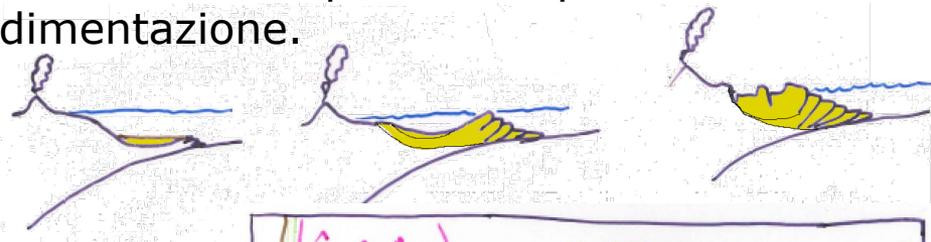


Prisma di accrezione nel Nankai trough (zona di subduzione al largo del Giappone sudorientale)



Bacino di avanarco

- Ampio 30-300 km ha una morfologia molto variabile da piatta a depressa a rilevata.
- La morfologia è controllata dai tassi di sedimentazione.
- Si individua un bacino di avanarco con sedimenti immaturi poco deformati e poco metamorfosati.
- La morfologia dipende dai tassi di sedimentazione
- Contatti tettonici con depositi di fossa contatti graduali con vulcaniti di arco spesso in discordanza
- Nelle catene montuose i sedimenti di avanarco si trovano tra i melange di fossa e i batoliti/vulcaniti di arco

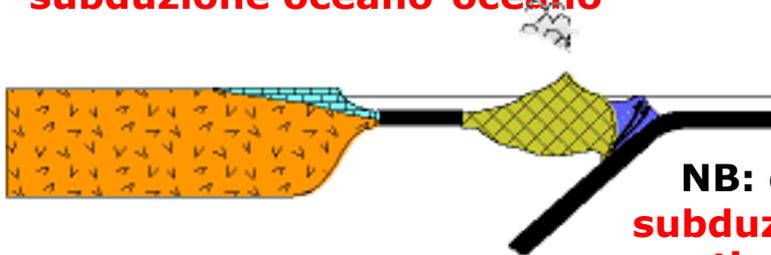


Arco magmatico

- vulcanismo in genere esplosivo lungo una fascia parallela alla fossa; potenti serie di lave e piroclastiti prevalentemente andesitiche (anche basalti e rioliti)
- in profondità plutoni granitici ma anche termini gabbroidi
- sorgente nel cuneo di astenosfera alterato (fluidi) da litosfera in subduzione

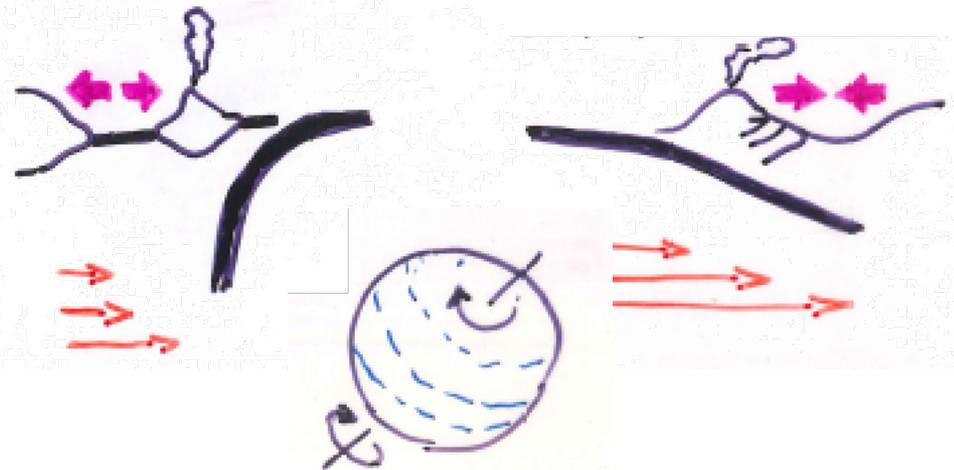
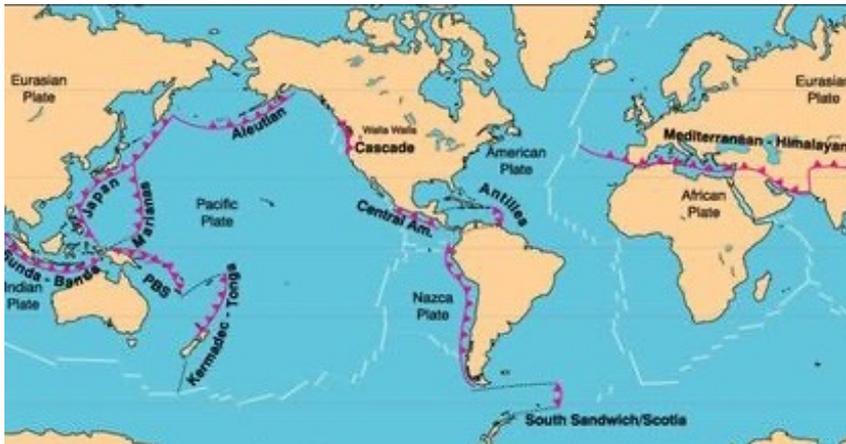
archi intra oceanici su crosta sottile neoformata (arco insulare, pacifico W)
subduzione oceano-oceano

archi su continente su crosta spessa continentale o su prisma di accrezione (cordigliera, Pacifico E)
subduzione oceano-continente



NB: esiste anche la subduzione continente-continente (orogenesi)

Si ipotizza un flusso astenosferico diretto verso est a che giustifichi archi insulari ad ovest e cordigliere a est. La litosfera sarebbe in ritardo rispetto alla astenosfera.



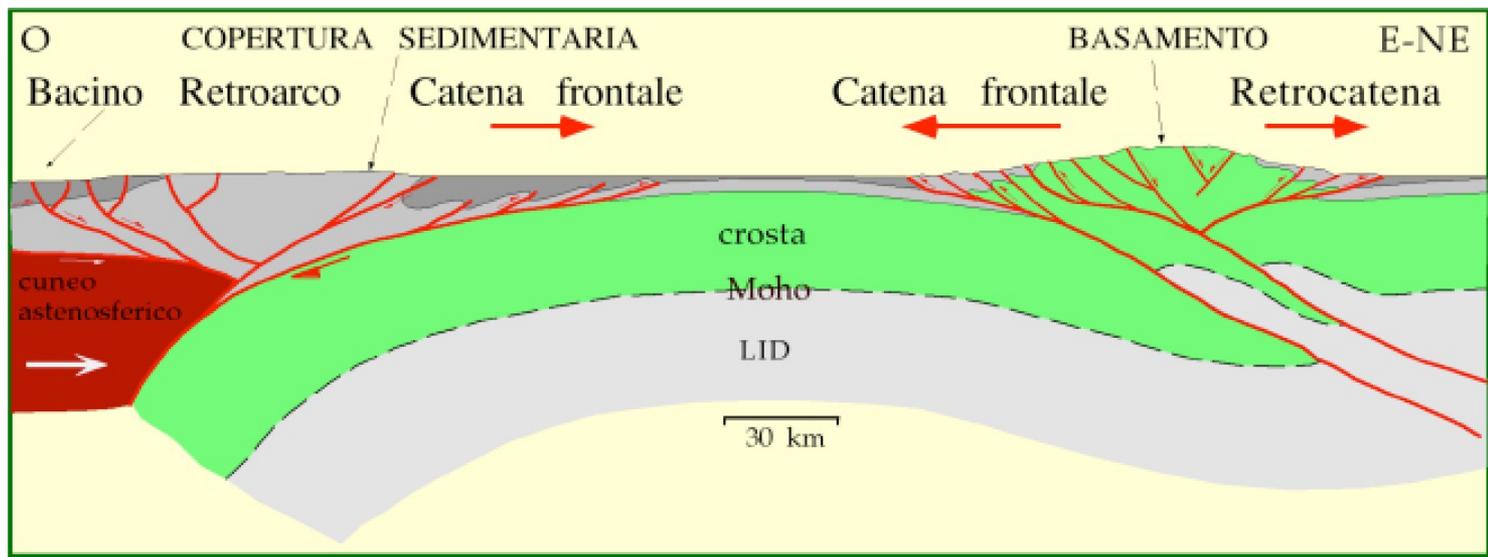
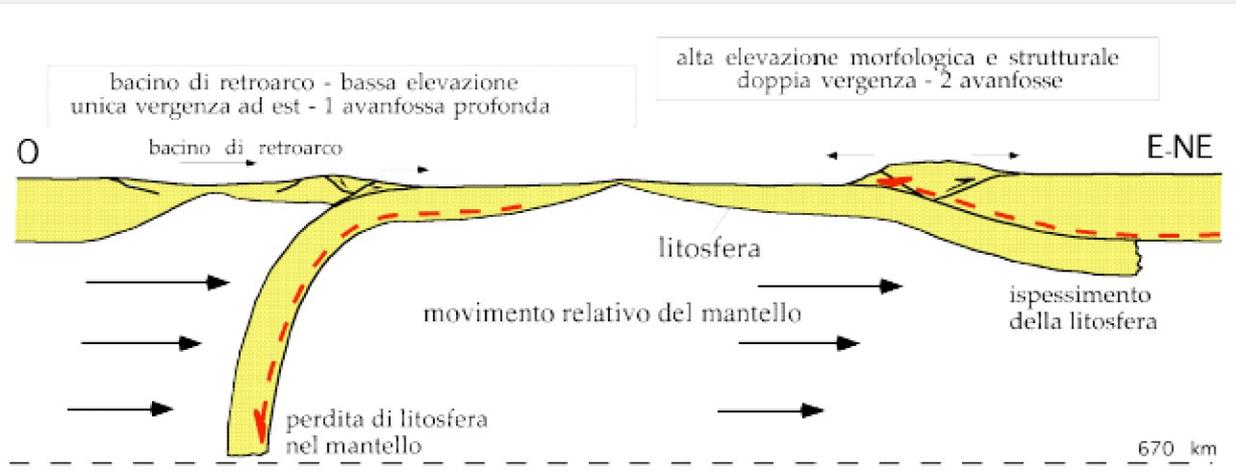


Fig. 13 Le catene che si formano al di sopra delle subduzioni verso ovest sono costituite primariamente da copertura sedimentaria; l'area emersa della catena è sempre inferiore all'area dell'avanfossa; la monoclinale regionale è inclinata con angoli di $4\sqrt{10}^\circ$; l'astenosfera ed una Moho di neoformazione si trovano a bassa profondità sotto la parte occidentale della catena; esempio sono gli Appennini. Le catene legate a subduzioni opposte hanno sempre il basamento cristallino estesamente coinvolto; l'area della catena emersa è sempre maggiore dell'area delle due avanfosse; le monoclinali regionali hanno valori minori ($2\sqrt{5}^\circ$); la crosta è ispessita dalla sovrapposizione di due Moho pre-subduzione; esempio sono le Alpi.

plate tectonics

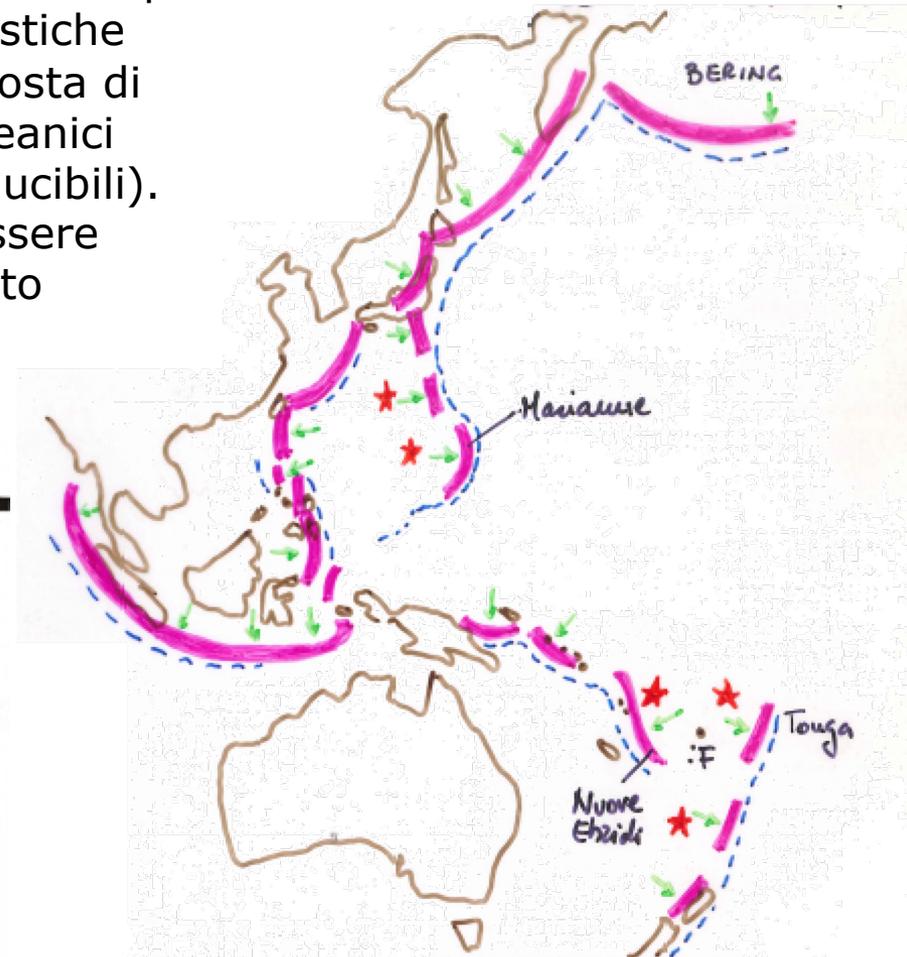
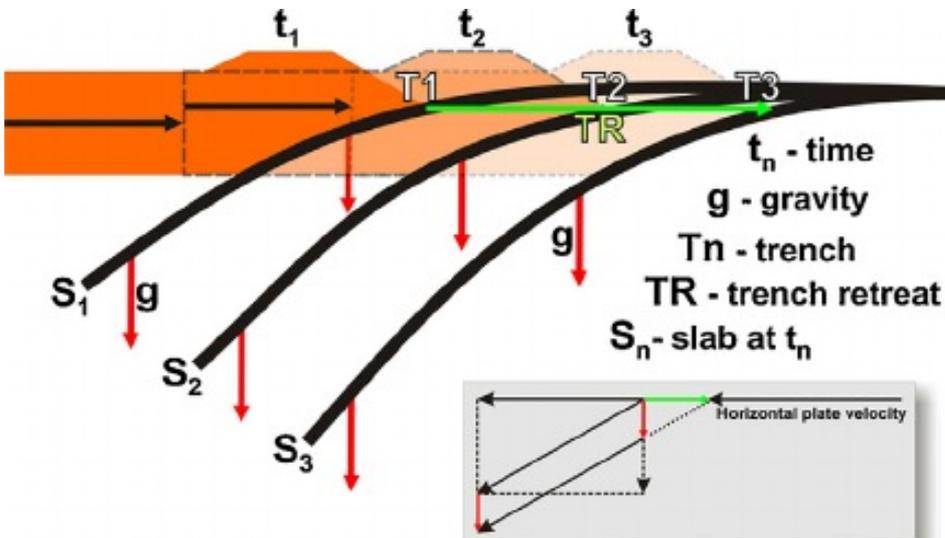


0:00 / 1:13



Bacino di retroarco (o bacino marginale)

- si sviluppano alle spalle degli archi insulari per estensione crostale con formazione di nuova crosta oceanica tholeitica.
- tutti i bacini del Pacifico occidentale sono interpretati come bacini di retroarco la cui espansione ha allontanato i vulcani dal continente.
- alcuni bacini sono attivi in altri la distensione è terminata e resta solo un alto flusso di calore.
- i bacini marginali sono trappole per i sedimenti prodotti del continente e si riempiono di serie torbiditiche vulcanoclastiche
- è possibile che le ofioliti rappresentino crosta di bacini marginali piuttosto che di fondi oceanici (isostaticamente sono più facilmente obducibili).
- il meccanismo di formazione dovrebbe essere l'arretramento flessurale (roll back) dovuto a isostasia



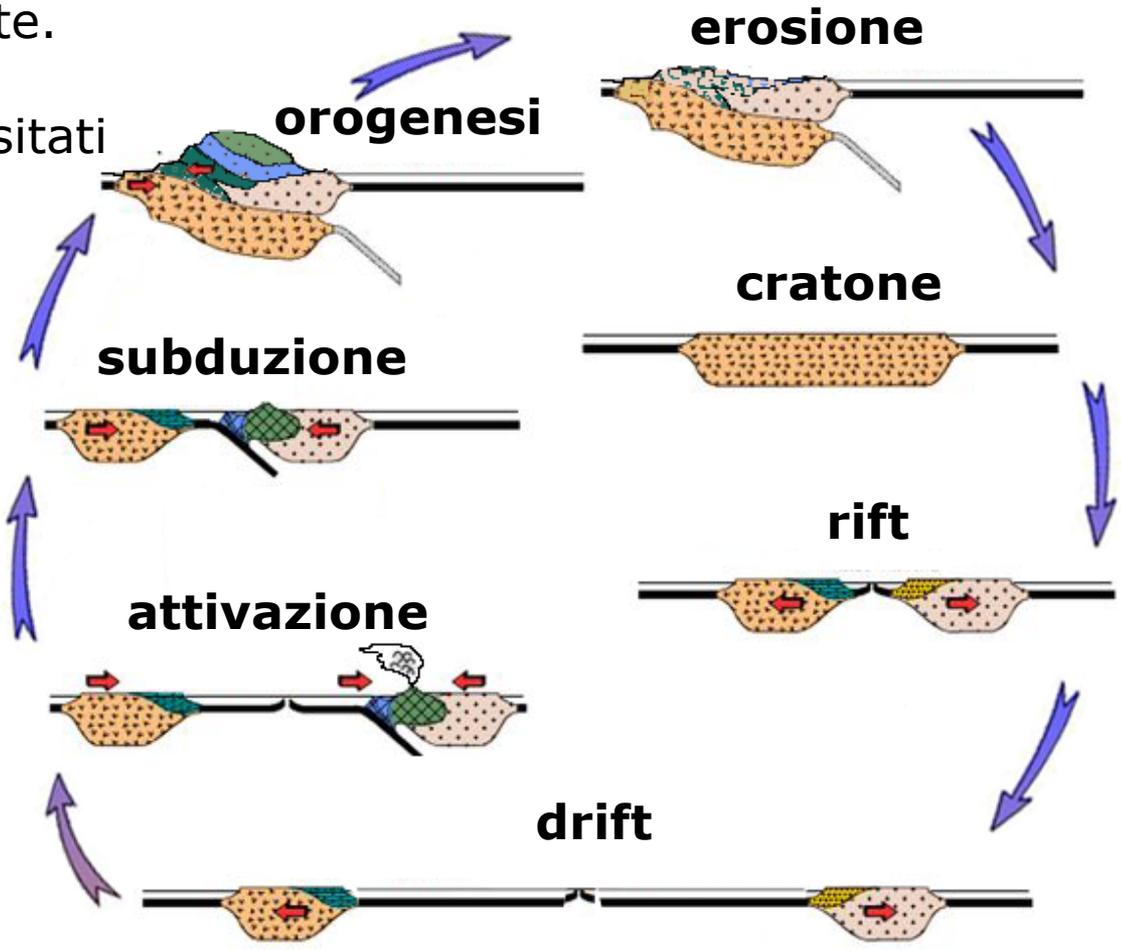
I limiti di placca nascono all'interno delle masse continentali con processi di rift che creano nuovi bacini oceanici.

Successivamente la crosta oceanica può rompersi e i limiti divergenti diventano convergenti facendo collidere le masse continentali (che non possono essere subdotte) che si erano separate.

I sedimenti che si erano depositati sui margini continentali Diventeranno le nuove catene collisionali.

Questo ciclo tettonico spiega i cicli sedimentari osservabili nelle catene montuose

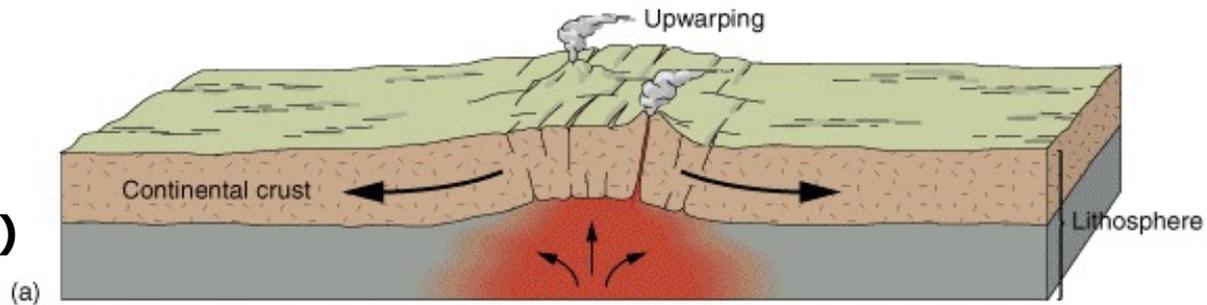
Questo è il **CICLO DI WILSON**



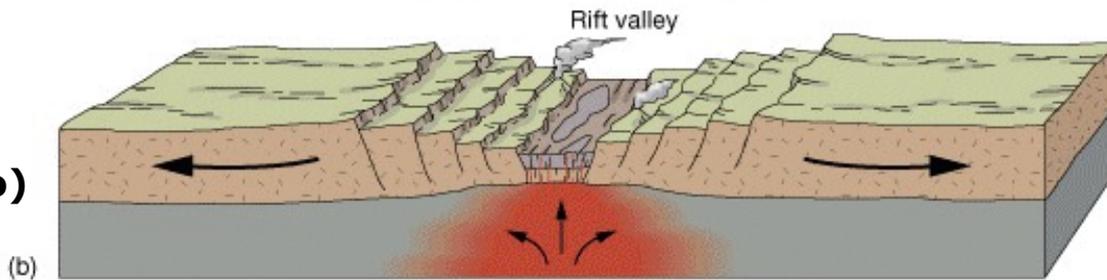
Creazione di un margine passivo

Tre fasi:

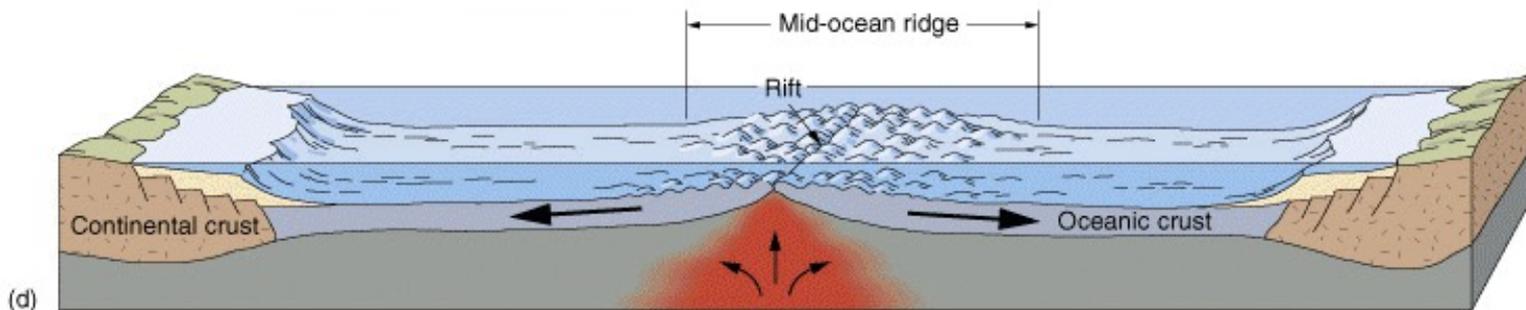
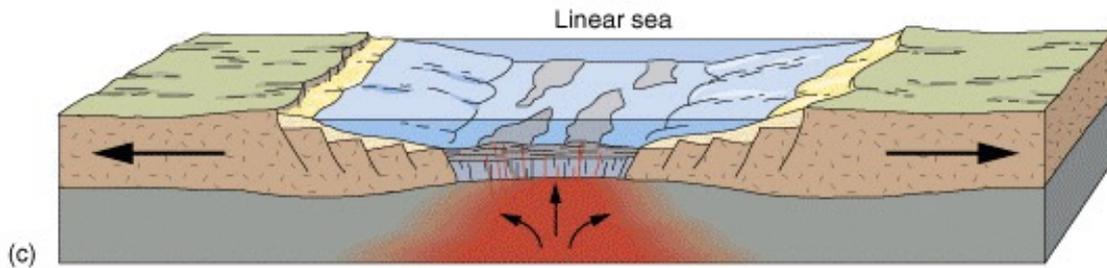
Uplift
(sollevamento)



Rift
(sprofondamento)

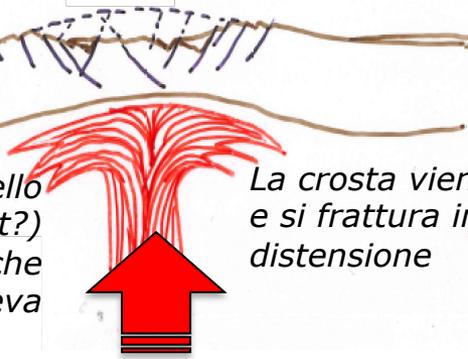


Drift
(deriva)

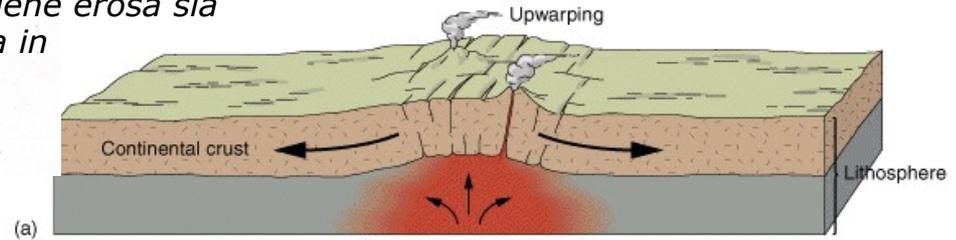


Uplift (sollevamento)

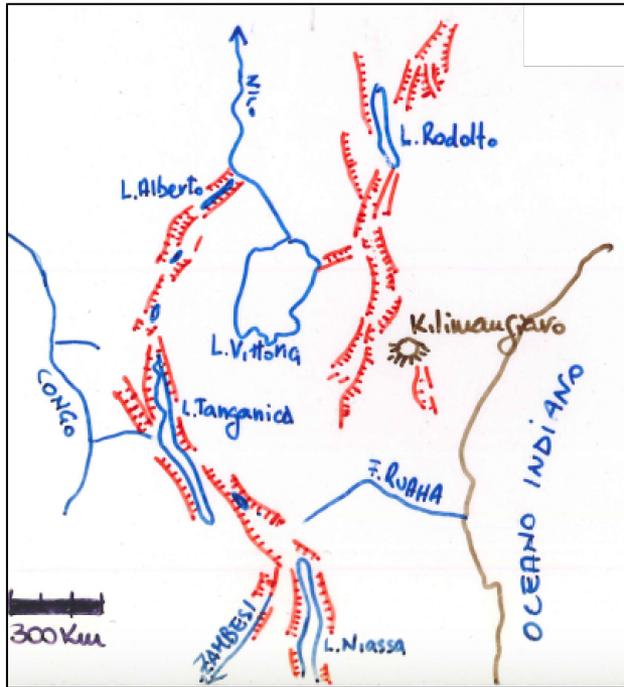
Cicli convettivi nel mantello
(allineamento di hot spot?)
riscaldano la crosta che
isostaticamente si solleva



La crosta viene erosa sia
e si frattura in
distensione



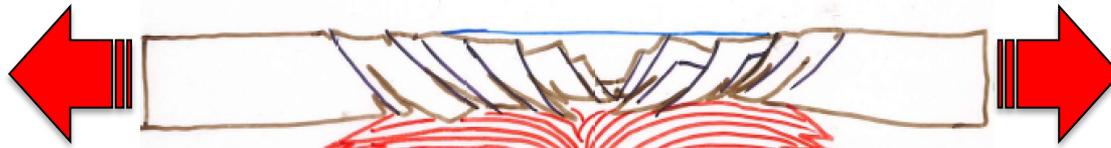
Rift Valley Africa orientale



Sollevamento

- forte erosione con esposizione di basamento
- clima arido per idrografia centrifuga
- fratturazione distensiva con generazione di valli di profondamento (graben)
- sedimentazione continentale con ciottoli cristallini e arenarie arrossate (red bed)
- vulcanismo associato ad assottigliamento crostale ricco in alcali, oncentrato in punti specifici (hotspot?) spazati 1.000-2.000km
- sedimenti evaporitici quando il mare entra nelle valli tettoniche





La crosta ormai assottigliata
si disarticola in blocchi

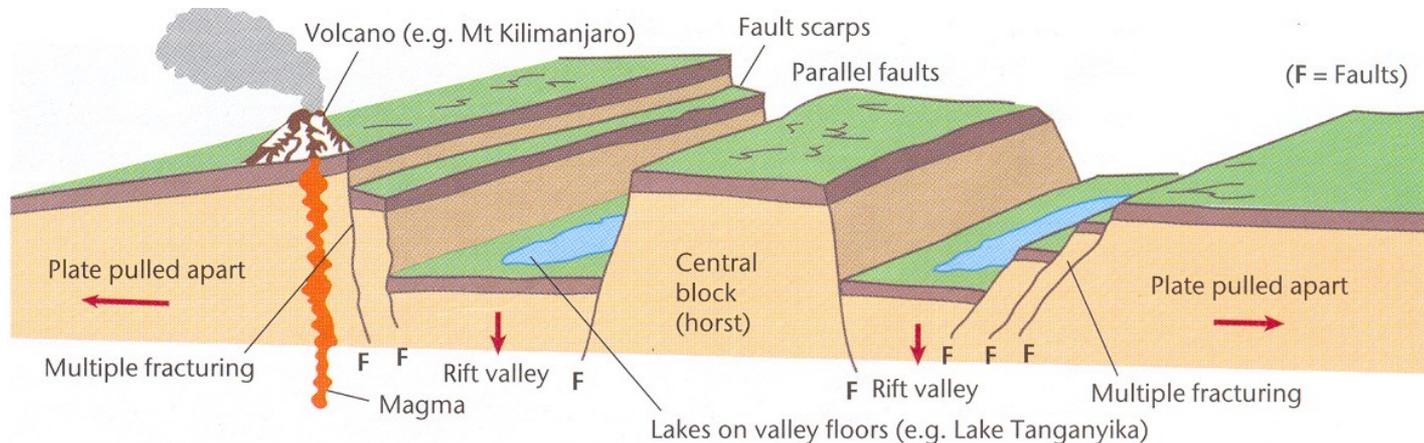
Questa fase può essere o
non essere accompagnata
da intenso vulcanismo

Rift (sprofondamento)



Sprofondamento

- prevale la trazione sul sollevamento
- faglie coniugate arrivano alla base della crosta
blocchi tagliati ruotano, facendo assottigliare
e distendere il continente
- inizia l'ingresso nei Marina, in bacini articolati
tettonicamente attivi con deposizione di
sequenze evaporitiche
- prosegue l'allontanamento e si ha la vera e
propria ingressione marina



EVAPORITI

Nel Mar Rosso fino a 7 km di evaporiti formatesi nella fase iniziale del rift.

Anche in Appennino e in altre catene vi sono evaporiti alla base delle successioni, sovrastati da sedimentazione di acqua bassa (trasgressione).

Queste formazioni, alla base delle successioni sedimentarie dei margini passivi, saranno anche livelli lubrificati sui quali si potranno scollare le unità tettoniche durante l'orogenesi

Rift

(sprofondamento)

ESEMPIO ATTUALE MARROSSO

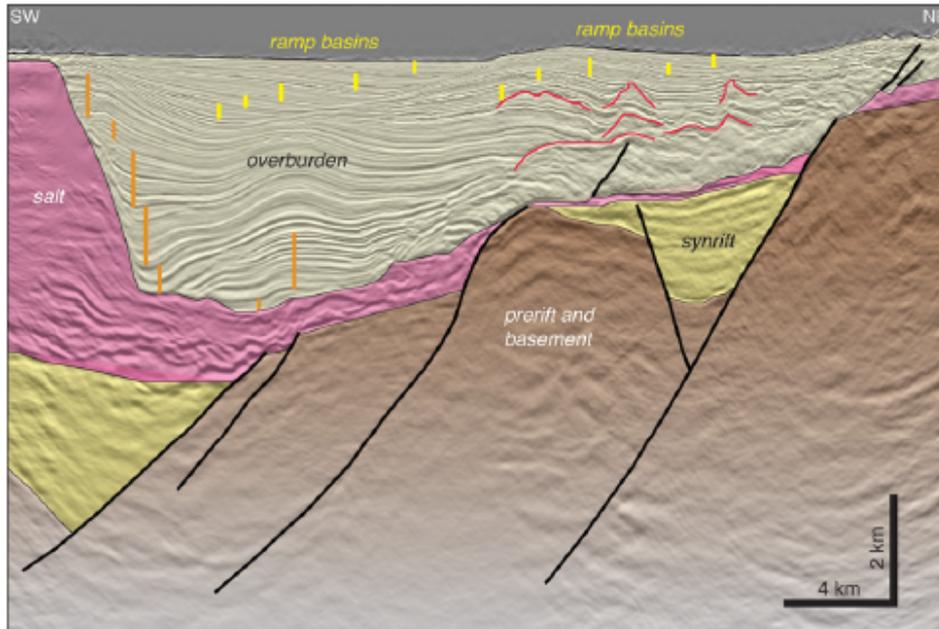
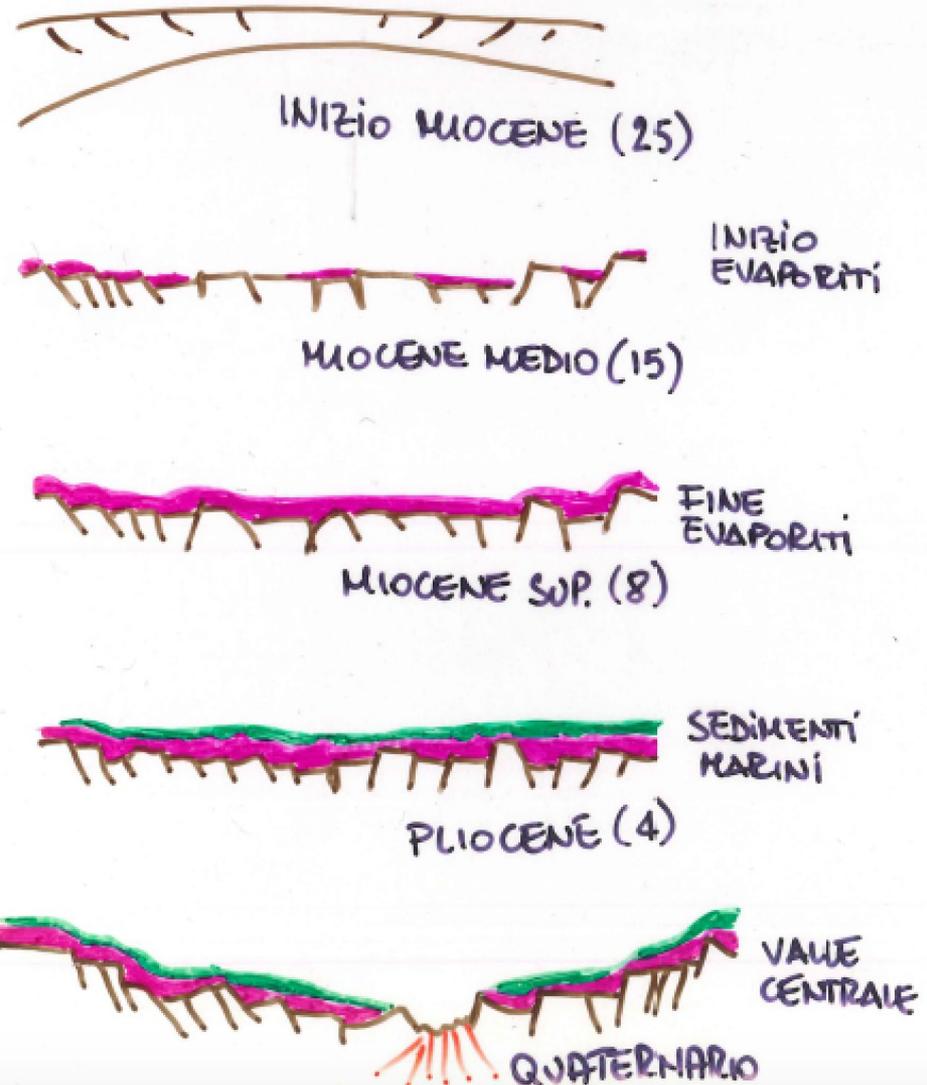


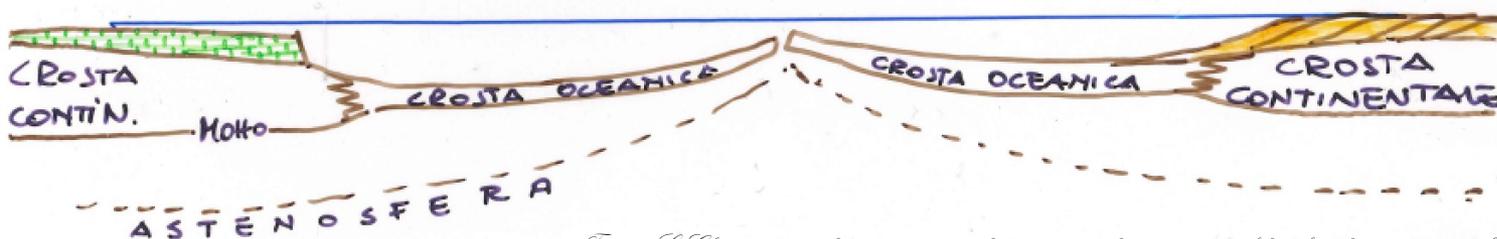
Figure 5. 3-D depth-migrated seismic profile from the Saudi Arabian half of the northern Red Sea. Red lines in overburden show tops of carbonate buildups. Vertical lines indicate depocenter axes: orange pattern shows a half-turtle adjacent to a diapir; yellow lines show two sets of landward-shifting depocenters (ramp basins) in the same stratigraphy that record basinward translation over ramps in the salt décollement formed by the two major basement faults. Vertical exaggeration 2 : 1; data courtesy of Saudi Aramco. (after Rowan, 2014)

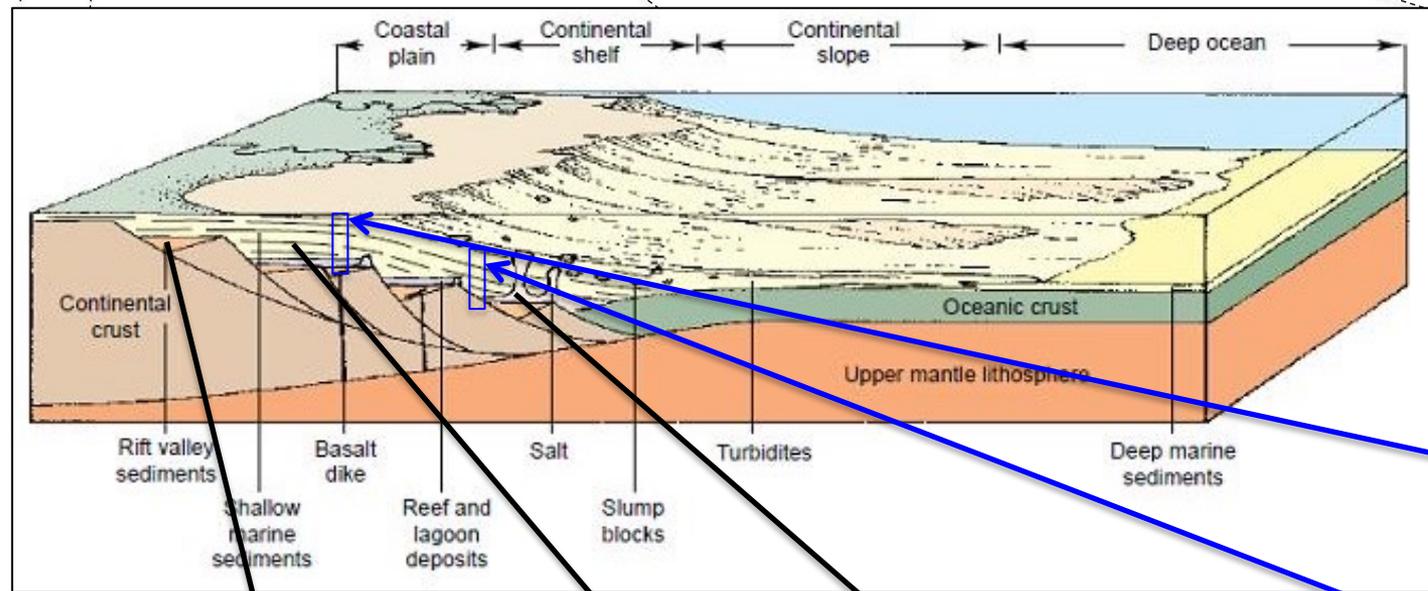
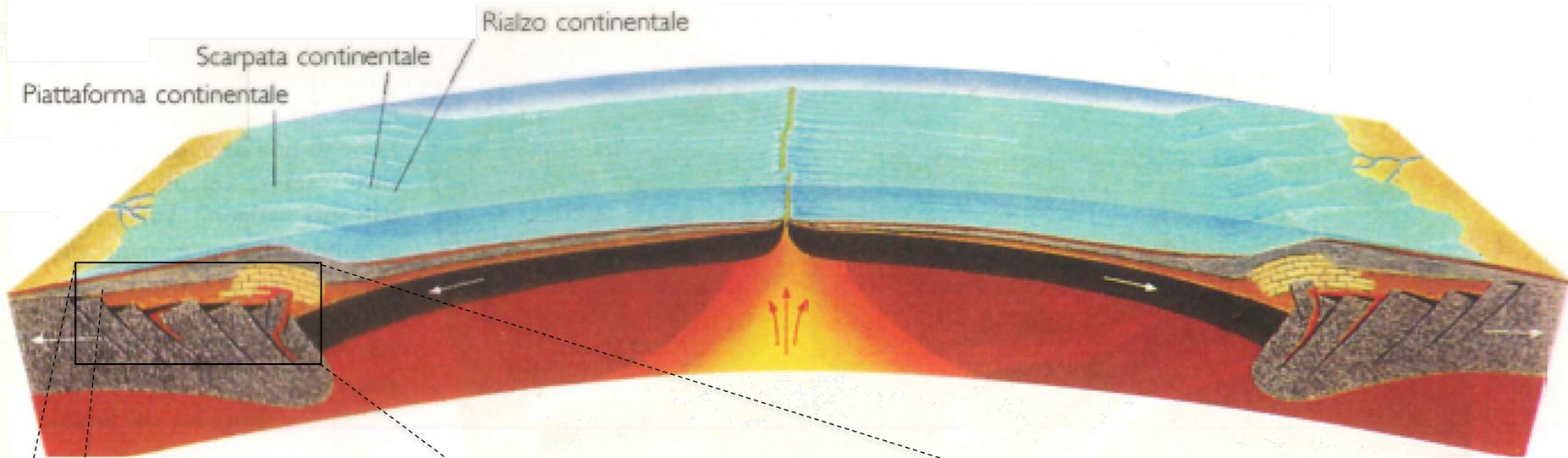
Drift (deriva)



Deriva

- la strutturazione del margine è ormai avvenuta
- il margine continentale non è più il limite di placca ma va alla deriva mentre si forma nuova crosta oceanica sulla dorsale
- Sul margine continentale non è presente attività tettonica e vulcanica
- il raffreddamento termico genera subsidenza e la crosta assottigliata ed erosa scende al di sotto del livello del mare per riequilibrio isostatico
- quando termina il raffreddamento (dopo 50-60 milioni di anni) gli apporti dal continente causano subsidenza da carico
- la sedimentazione marina cancella le strutture del substrato
- se il clima è tropicale serie carbonatiche se il clima è temperato cunei silicoclastici





Nella stratigrafia del margine continentale resta registrata la storia dell'evoluzione iniziale.

A seconda della subsidenza avrò diverse successioni sedimentarie

Successioni sempre di acqua bassa

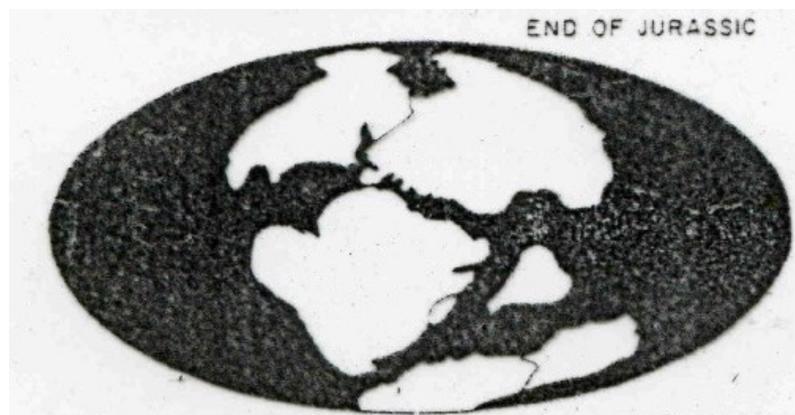
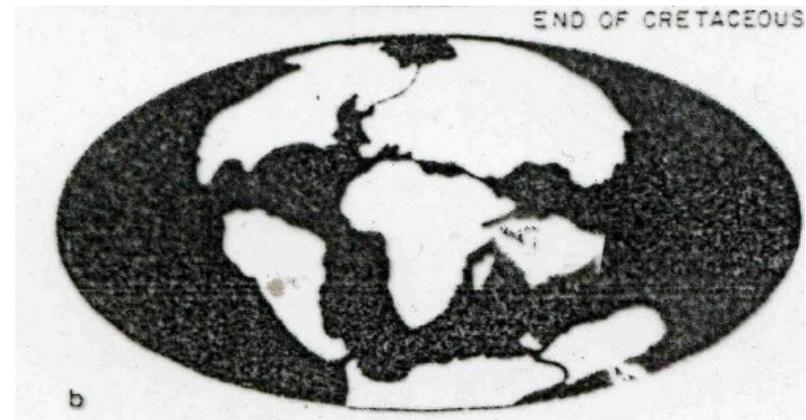
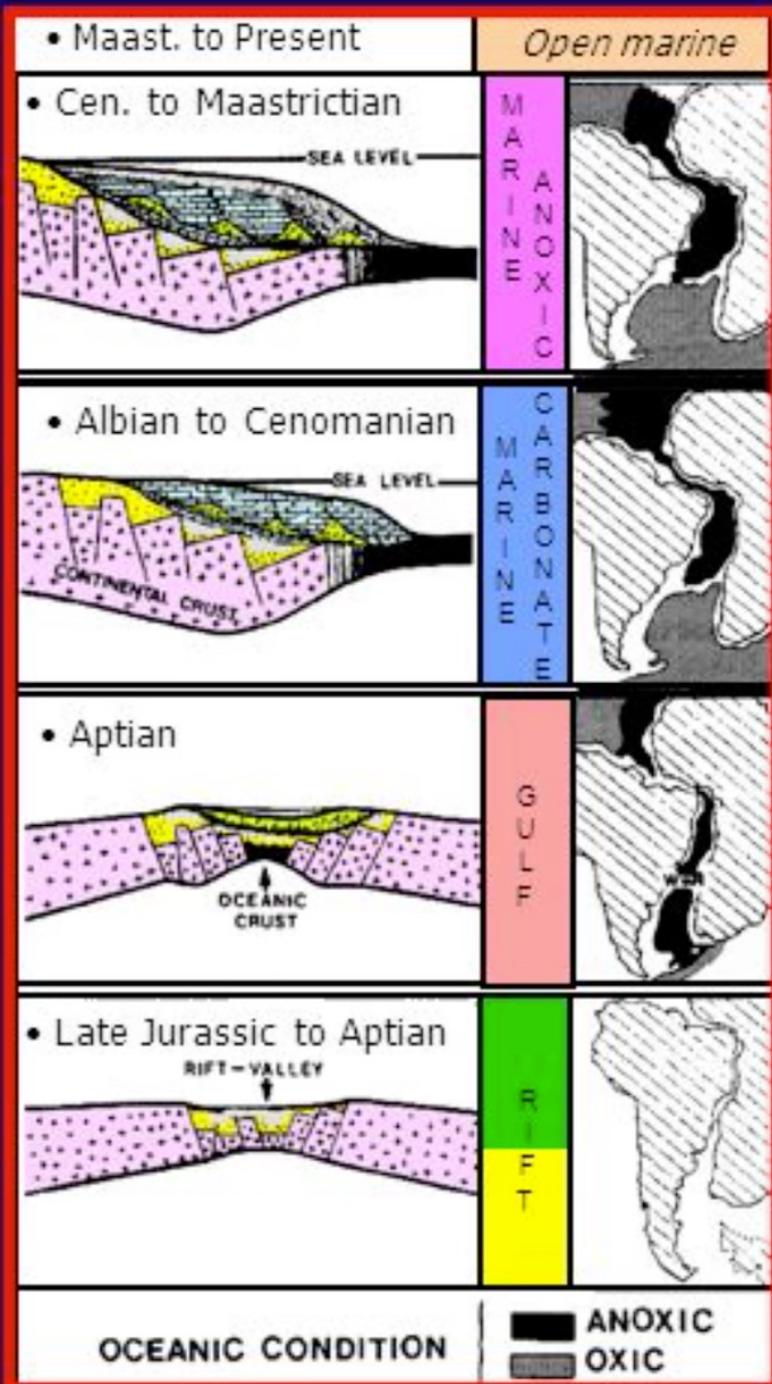
Successioni di acqua bassa e poi profonda

Sequenza sin-rift

Sequenza post-rift

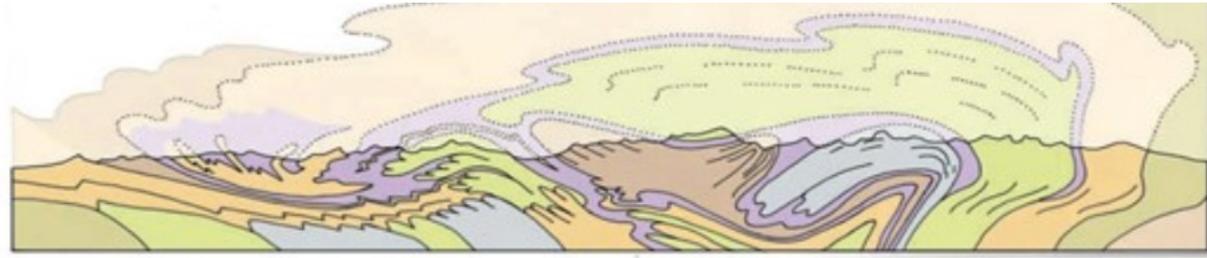
Evaporiti

L'intuizione di Wegner è confermata dalla stratigrafia dei margini passivi dell'Atlantico

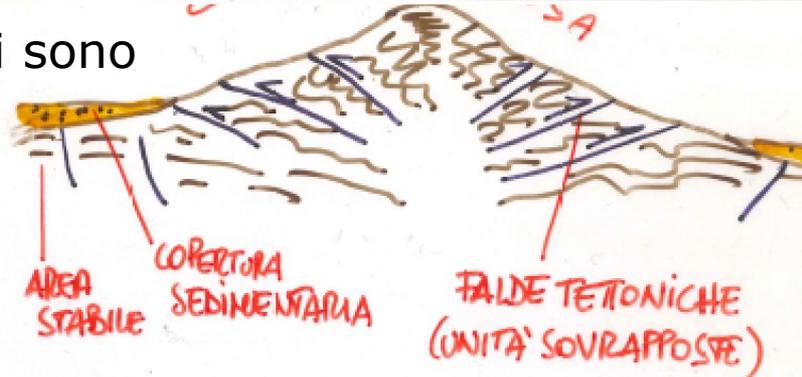


Orogenesi

Le orogenesi non sono processi osservabili ma si possono ricostruire con lo studio delle catene montuose. In esse vi sono evidenze chiare di raccorciamento crostale (da 1:10 a 1:100) con sovrapposizione di falde tettoniche con vergenza verso gli avampaese stabili



Le unità litostratigrafiche che formano le falde tettoniche sono state deposte in domini paleogeografici differenti si riconoscono



Le unità litostratigrafiche che formano le falde tettoniche sono state deposte in domini paleogeografici differenti si riconoscono

avampaese

Nessun deposito o depositi continentali

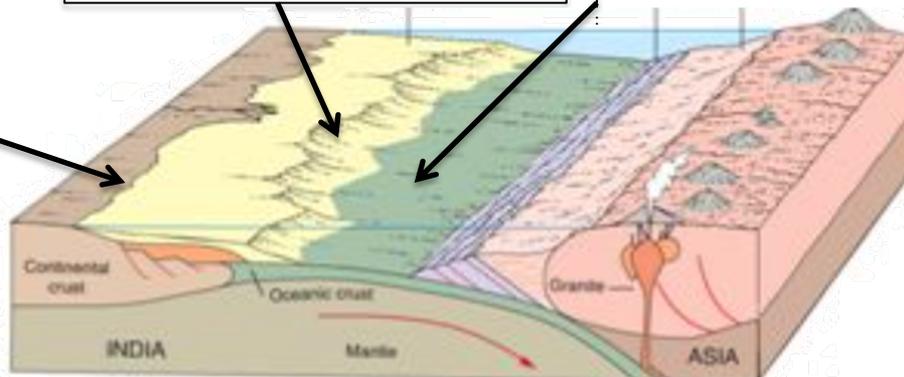
unità esterne

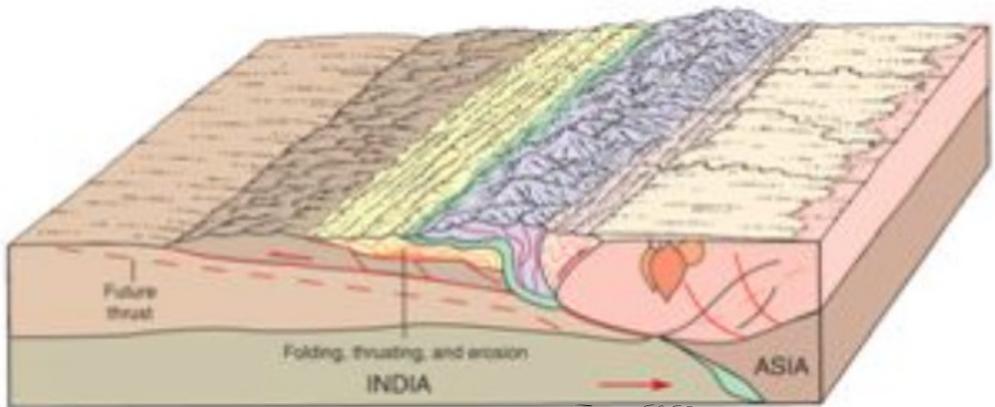
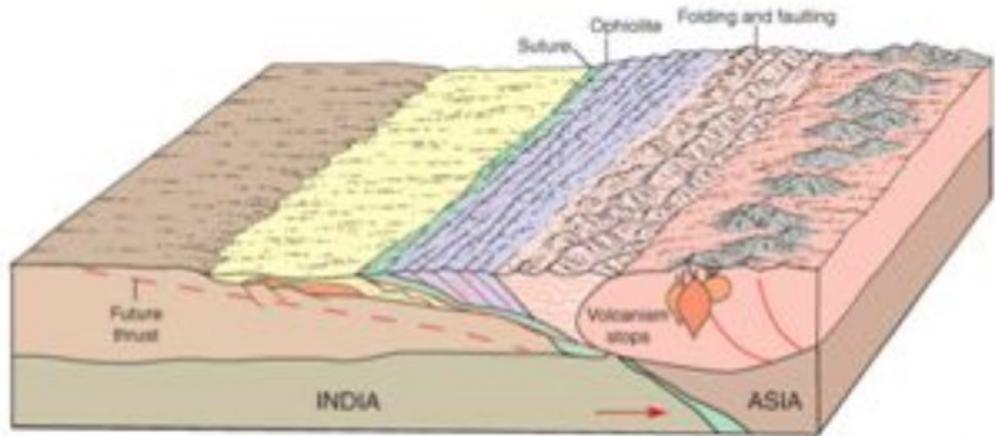
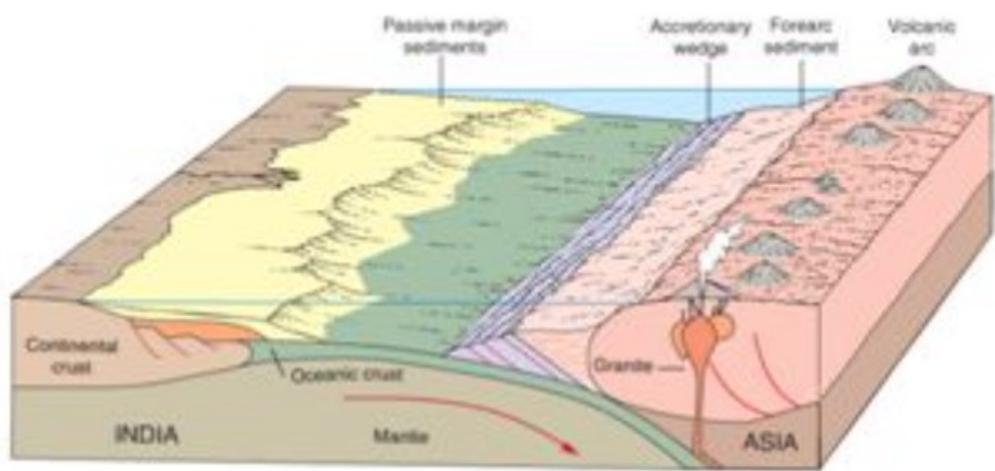
Depositi di margine continentale

unità interne

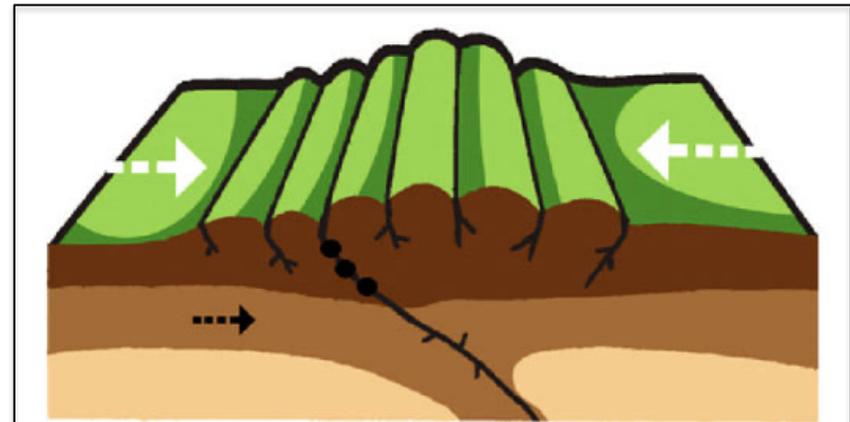
Fanghi emipelagici

Complessi ofiolitici
Fanghi e flysch di mare profondo





L'orogenesi si sviluppa i bordi di placche convergenti coinvolgendo quindi le 5 unità morfotettonica del margine 1) fossa, 2) prisma, 3) avanarco, 4) arco, 5) retroarco ma **anche il cuneo sedimentario** presente al margine il continente. Le unità interne si impilano sopra le unità esterne con vergenza tettonica verso l'avampaese.



la teoria della tettonica delle placche spiega l'orogenesi causata da movimenti orizzontali mentre i movimenti verticali (sollevamento) dovuti a riaggiustamento isostatico.

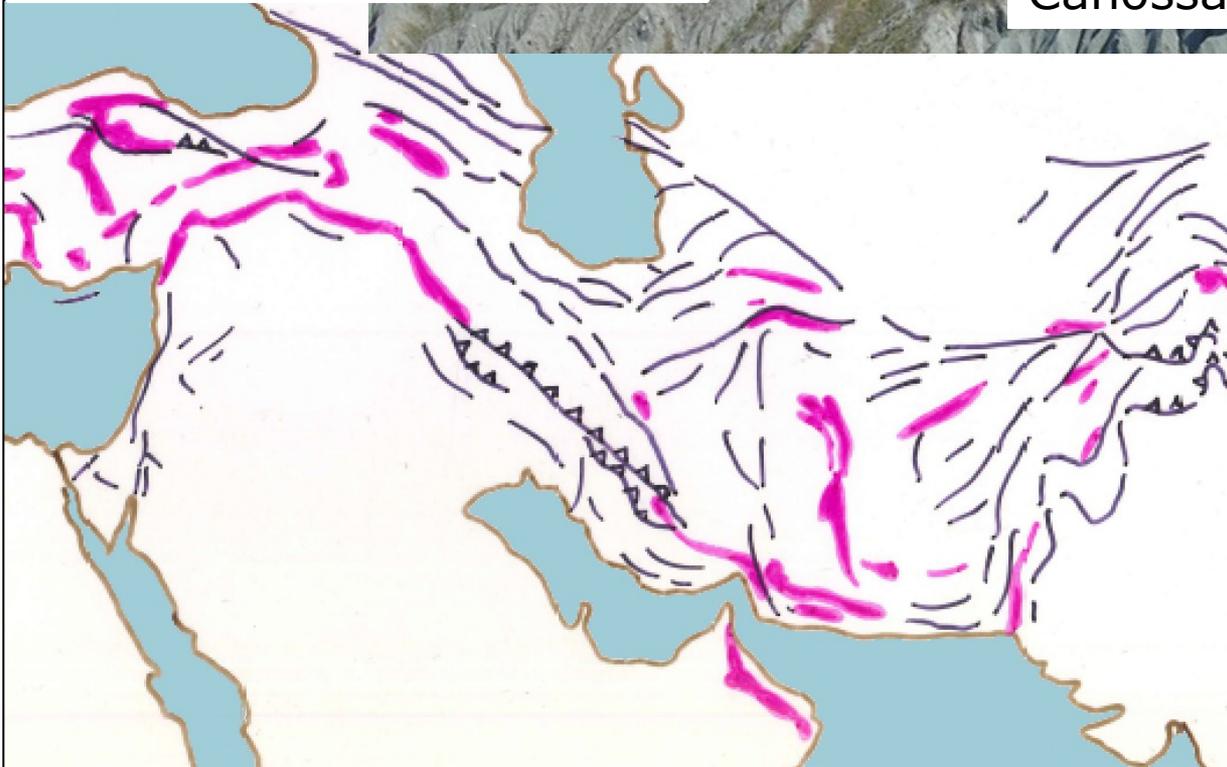


Thus we have heterogeneous material
made up of more resistant layers

Ofolite (pietra verde) crosta oceanica
debolmente metamorfosata
(serpentinizzazione)



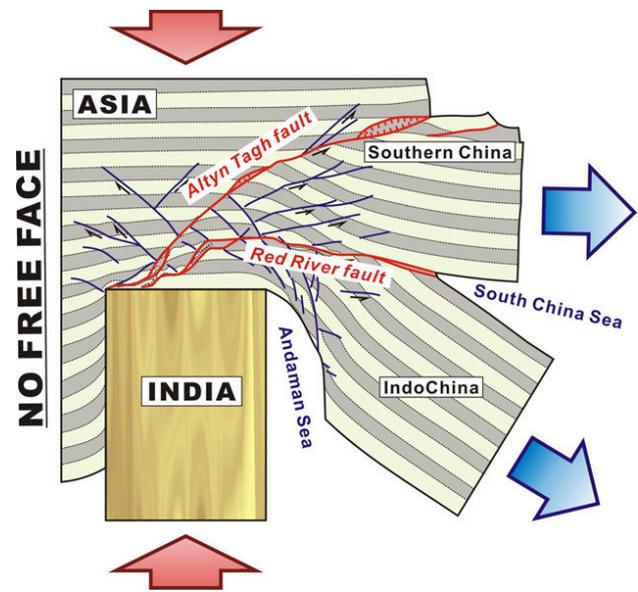
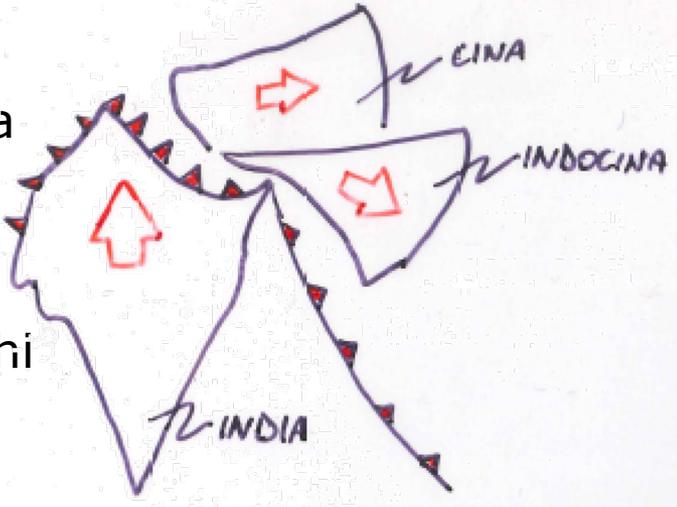
Canossa (RE) olistolite ofiolitico



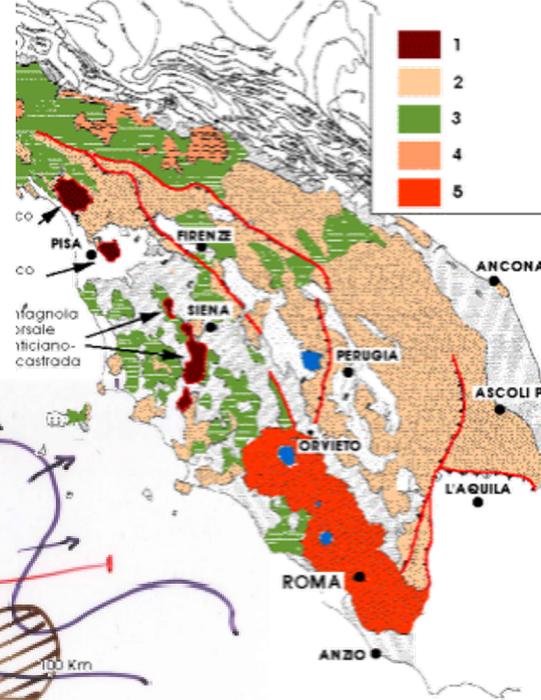
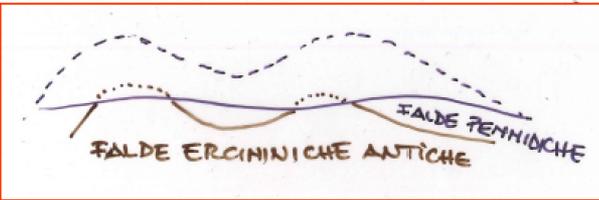
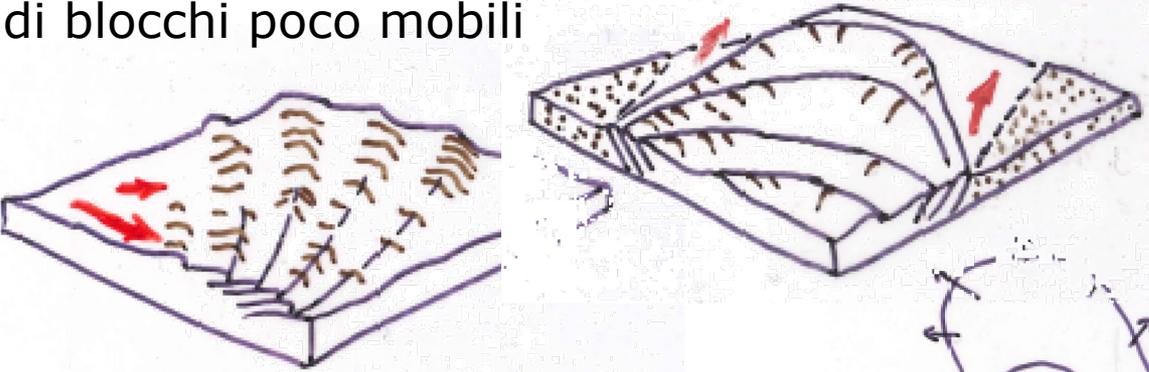
le cinture ofiolitiche
indicano zone di
sutura nelle catene
montuose

Monti Zagros, orogenesi alpino-himalaiana

ESTRUSIONE: nelle collisioni continentali la deformazione non è epidermica ma comporta la strutturazione di blocchi rigidi relativamente indeformati.

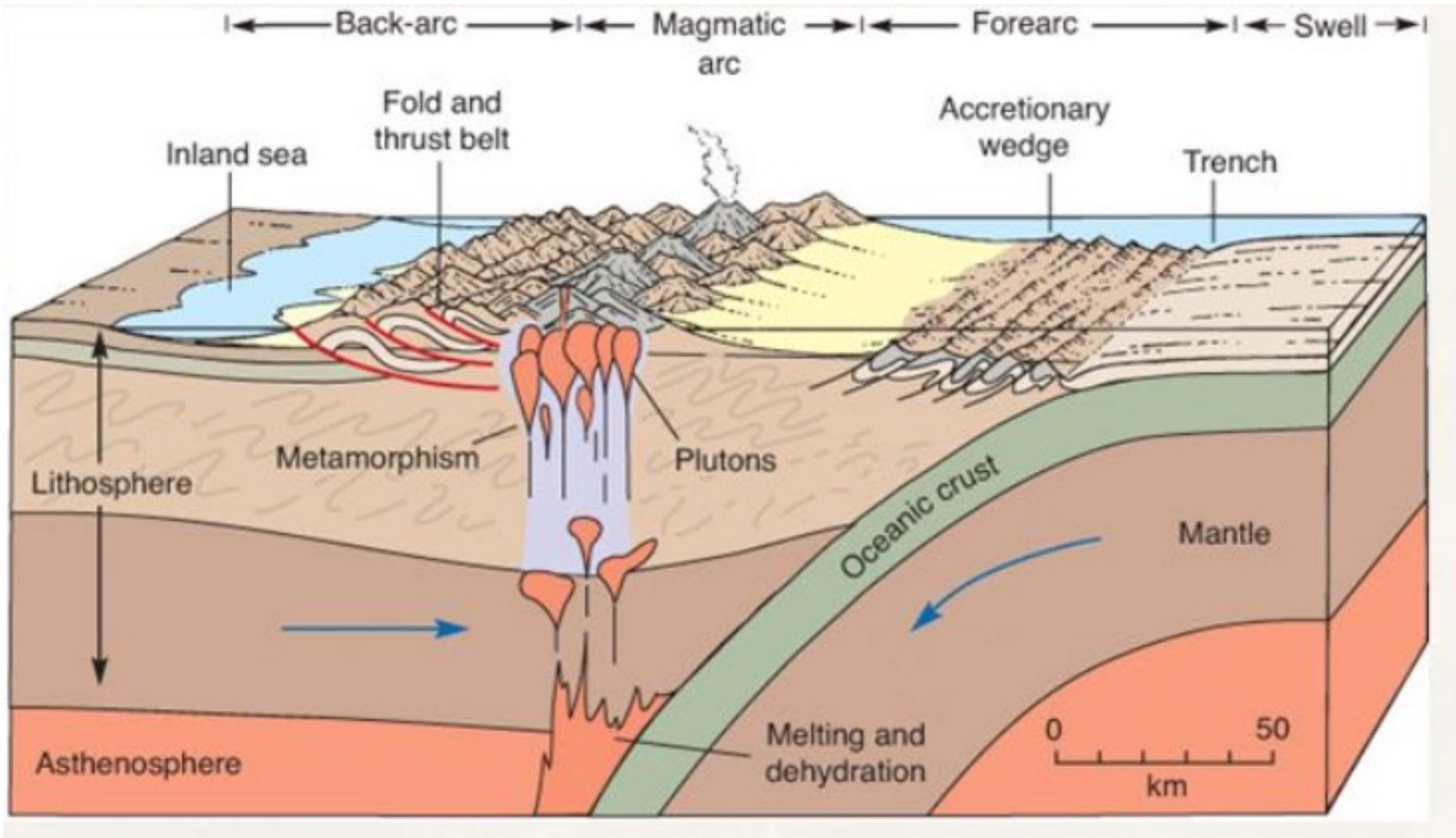


VIRGAZIONE: le falde non sempre si muovono come un fascio parallelo ma a volte le linee di cerniere possono convergere ad esempio in corrispondenza di blocchi poco mobili



OROGENESI 1

Attivazione di un margine passivo (collisione oceano-continente)



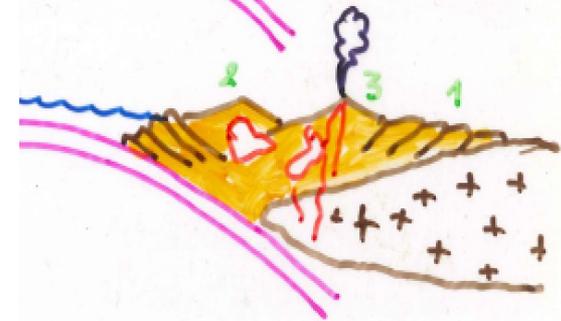
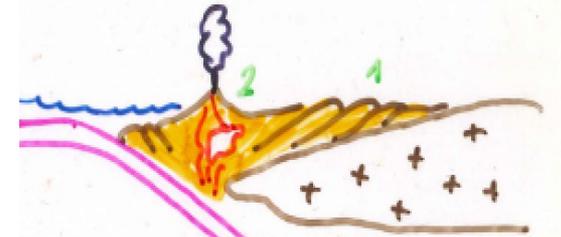
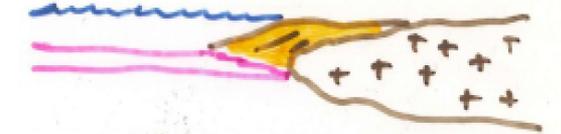
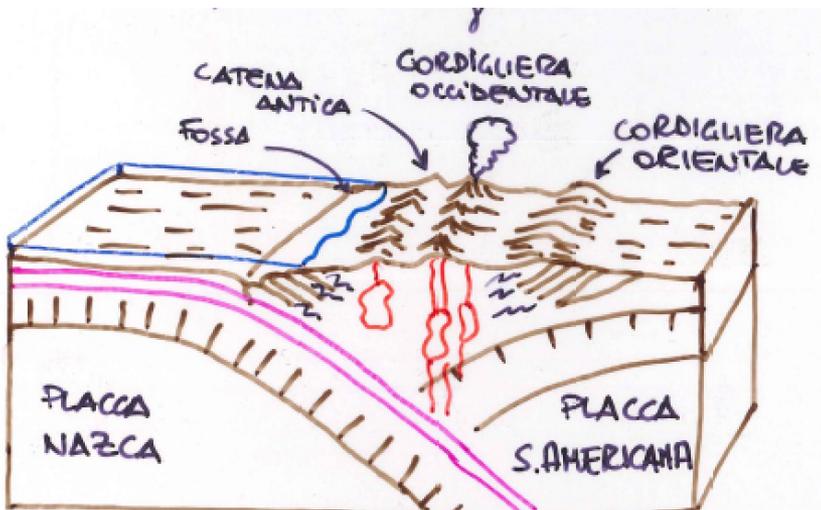
OROGENESI 1: Attivazione di un margine passivo (oceano-continente)

Nella dinamica delle placche un margine passivo diventa una zona di subduzione.

- Il prisma sedimentario si deforma saldandosi al continente (1) insieme a scaglie di crosta oceanica.
- Il vulcanismo e l'intrusione di batoliti contribuiscono alla creazione del margine (2).
- L'arco può migrare mentre il prisma di accrezione cresce sempre di più (3). L'isostasia provoca l'orogenesi.

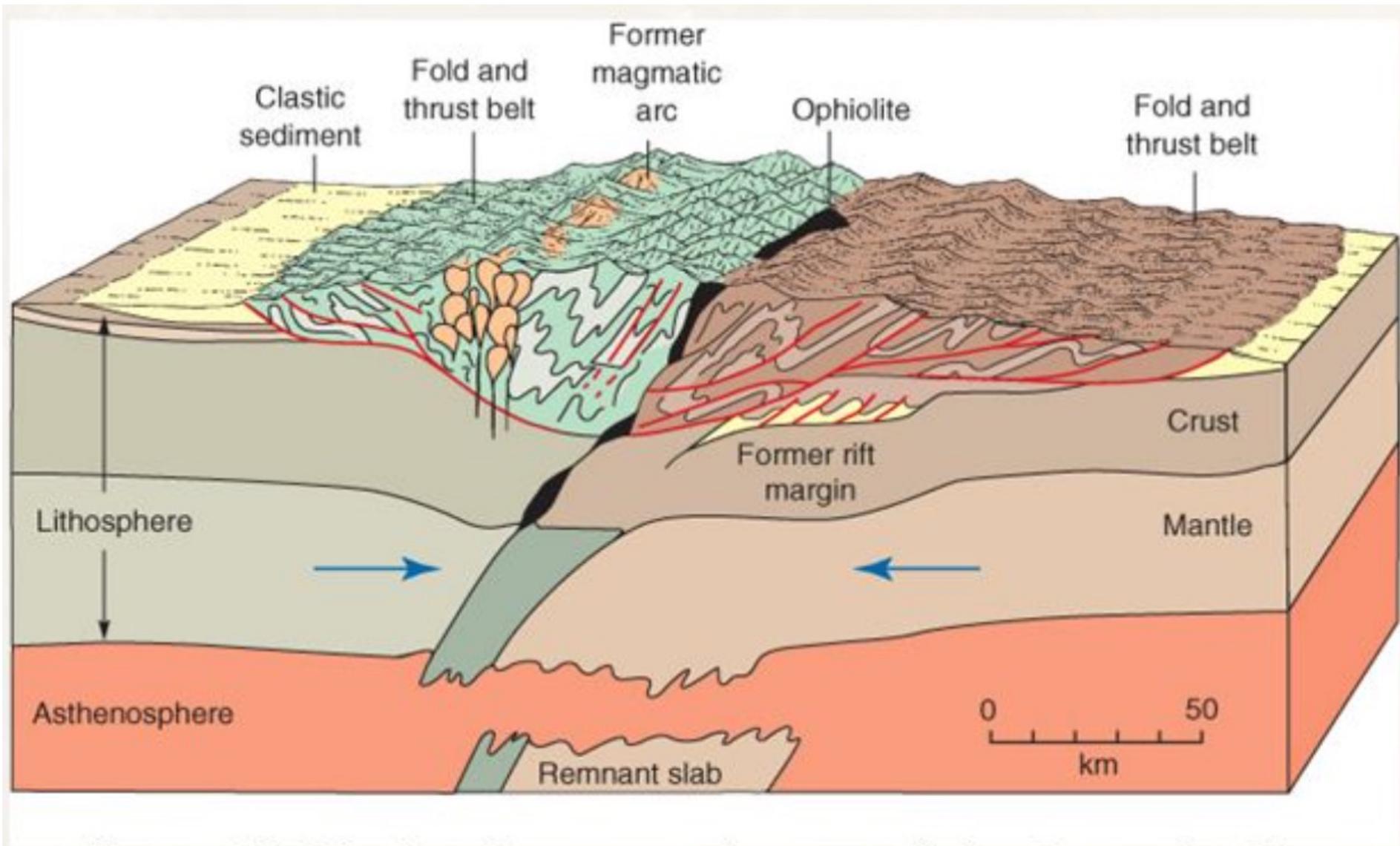
Prima fase: inizia subduzione, si forma una prima catena vulcanica con batoliti → ispessimento crostale → isostasia → orogenesi

Seconda fase: procede subduzione, si forma un secondo arco (Cordigliera attuale). I sedimenti si depositano nella fossa formando melange nel prisma di accrezione. Il processo continua finché la subduzione continua ad accrescere il prisma e ad alimentare le intrusioni



OROGENESI 2

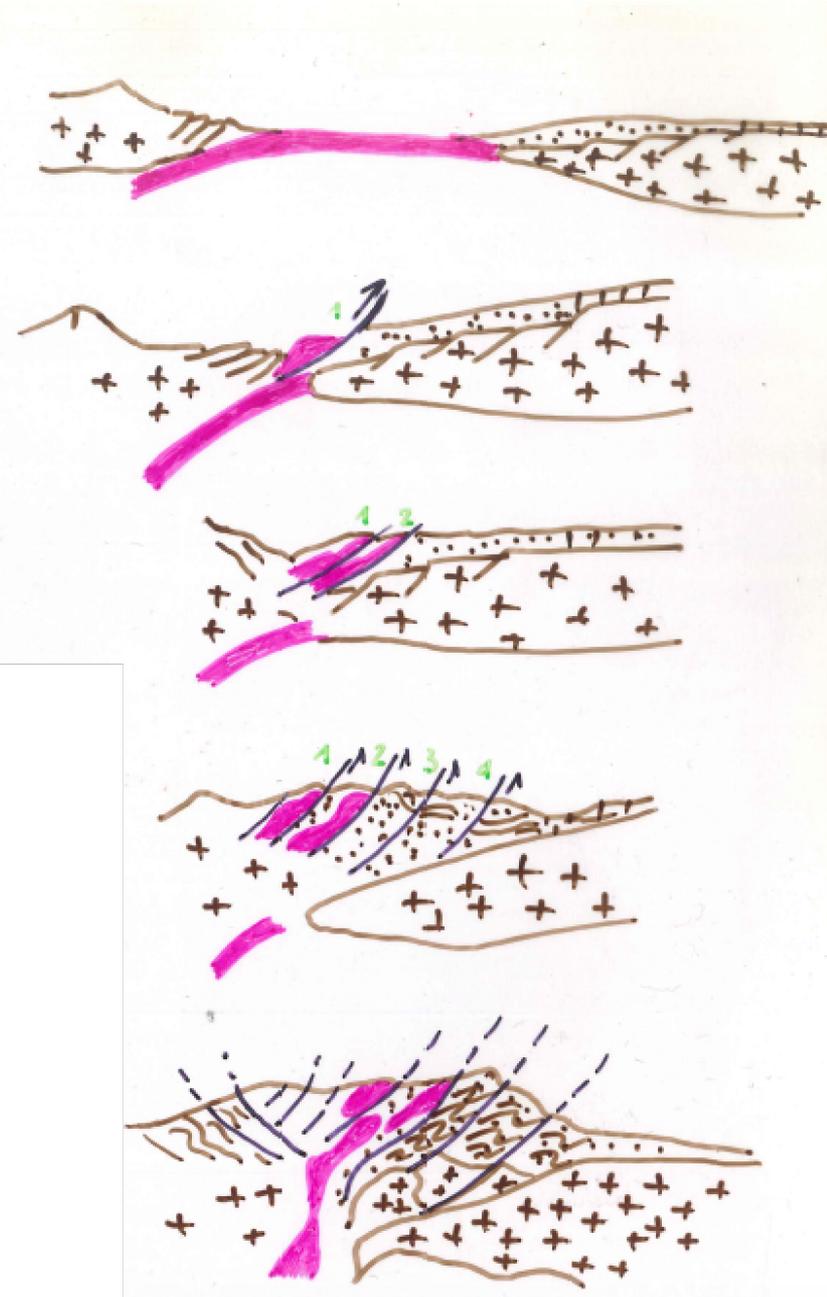
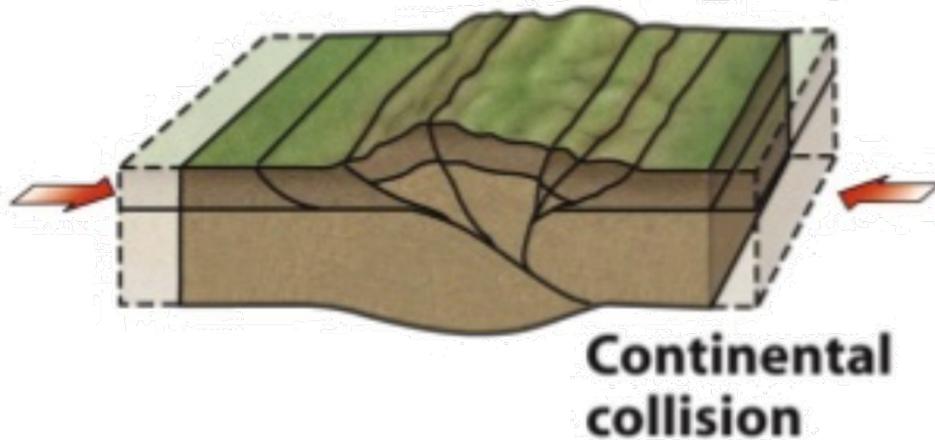
Subduzione di tipo "A" (collisione continente - continente)



OROGENESI 2: collisione continente-continente

Se un continente portato passivamente da una placca litosferica incontra un altro:

- tenta di incunearsi (subduzione di tipo A) ma la bassa densità causa l'interruzione della subduzione e la rottura del piano di Benioff.
- Il raddoppio crostale causa sollevamento isostatico.
- Mentre i prismi di accezione di tipo B (Benioff) sono molto deformati e poco spessi nelle subduzione di tipo A (Ampferer) i prismi sedimentari degli ex margini passivi si strutturano in unità spesse, competenti, poco deformate, impilate, con forti raccorciamenti.

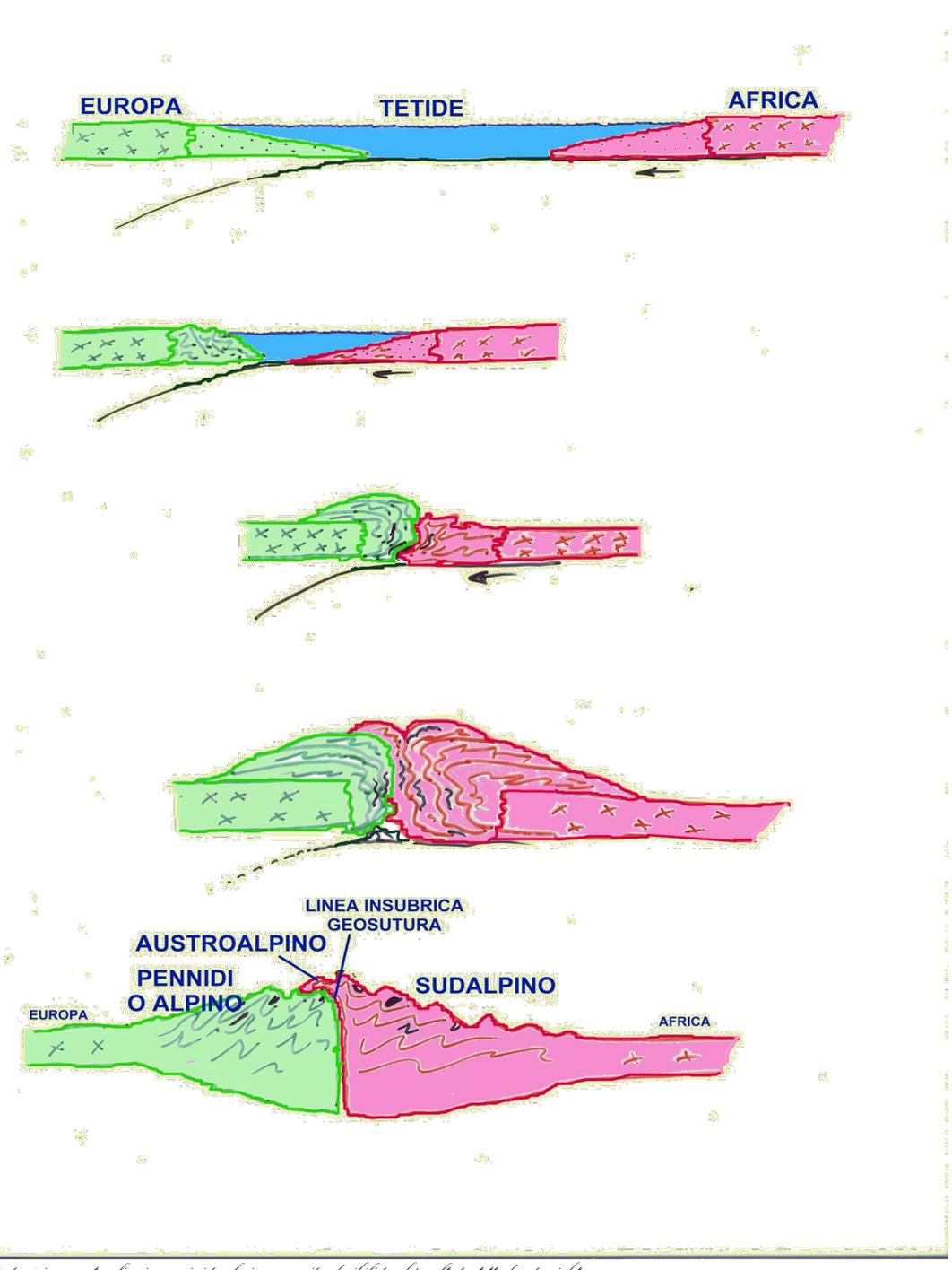
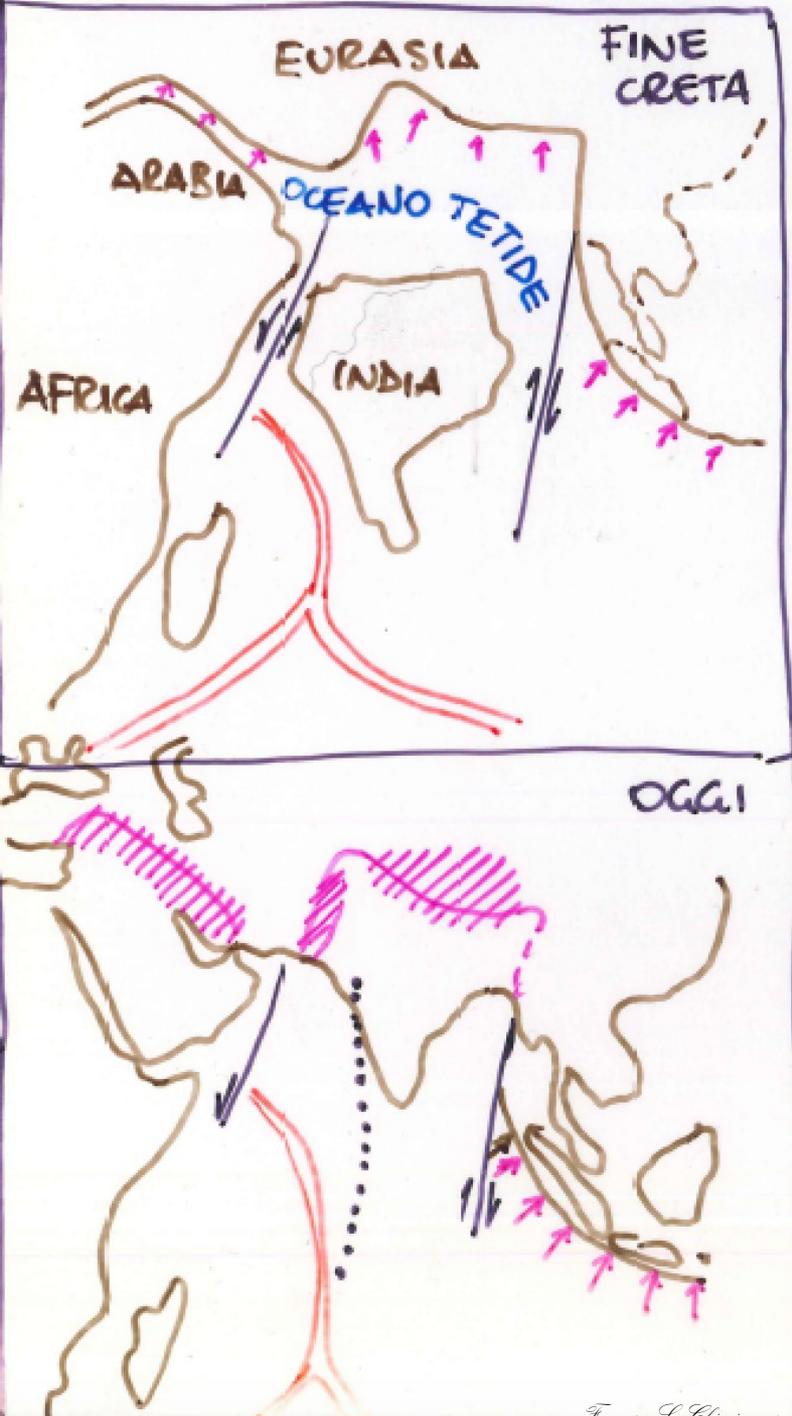


OROGENESI 2: collisione continente-continente

Nella collisione tra Africa e India con il continente euroasiatico, tutto l'oceano Tetide è stato subdotto (subduzione di tipo B) poi anche Africa e India hanno tentato (subduzione di tipo A) con raddoppi crostali e sollevamento della catena Atlante-Maghreb-Appennini-Alpi-Dinaridi-Ellepidi-Carpazi-Zagros-Himalaya-Indonesia. Così facendo si è formata una nuova massa continentale.



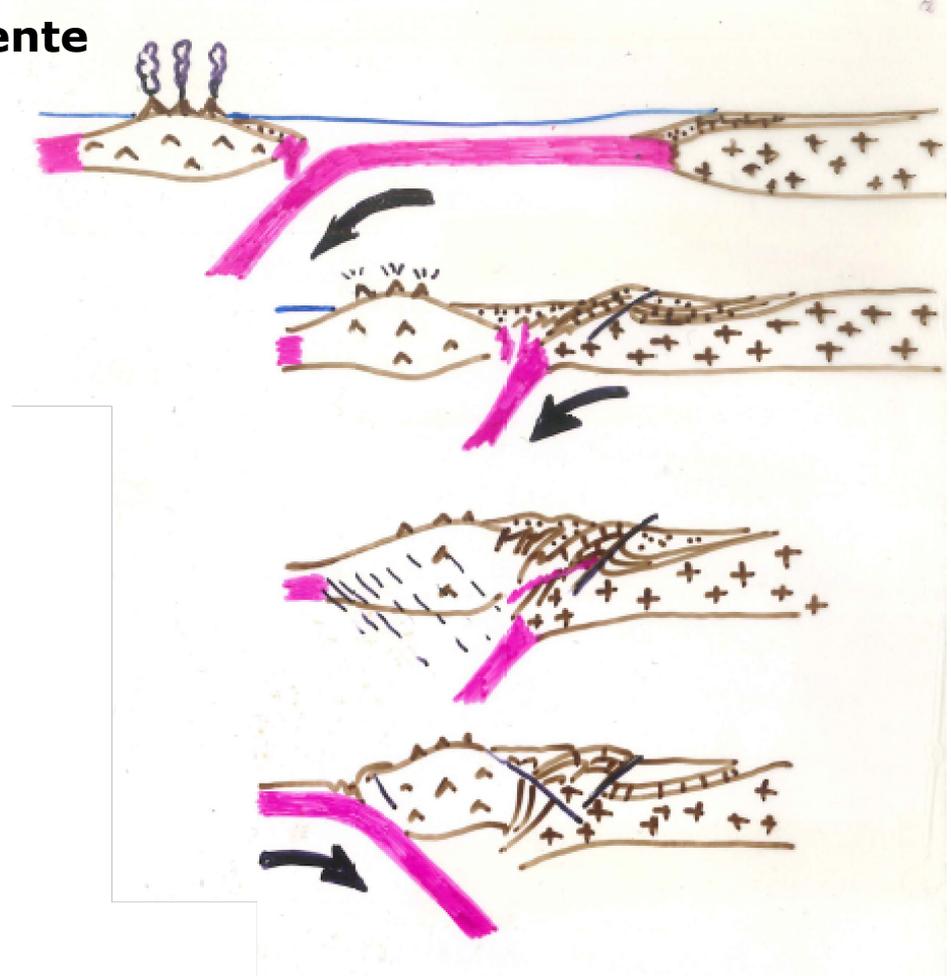
Le orogenesi legate a collisione continente-continente ampliano i cratoni. Nel Paleozoico le orogenesi ercinica e caledoniana hanno ampliato i continenti



OROGENESI 3: collisione arco-continente

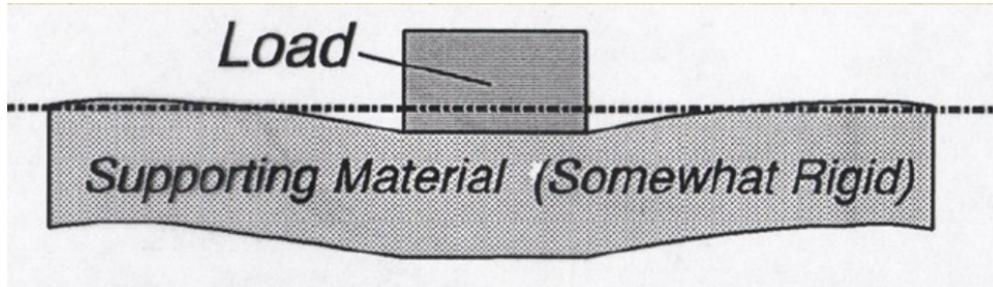
Se un continente arriva in una zona di subduzione arco bacino di retroarco **all'inizio** si deforma come in collisione continente-continente ma **successivamente** l'arco può saldarsi al continente è la subduzione riprende **in senso inverso** nella crosta oceanica al di là dell'arco.

Esempio Papua Nuova Guinea



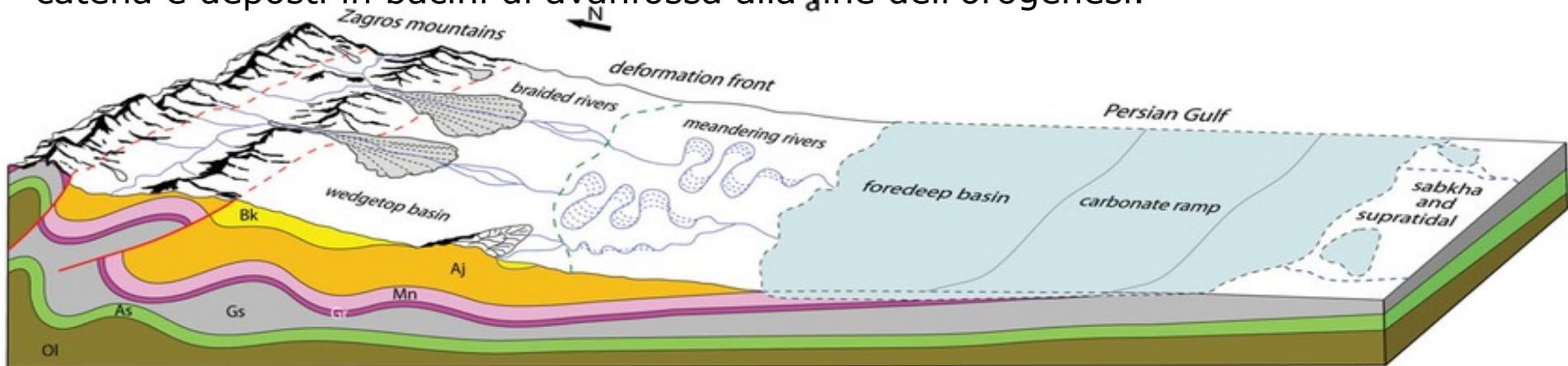
AVANFOSSA

È una depressione isostatica della crosta dovuta al peso della catena. Si crea una depressione che si riempie di sedimenti (avanfossa), un rialzo periferico (forebulge) e poi l'avanpaese stabile.

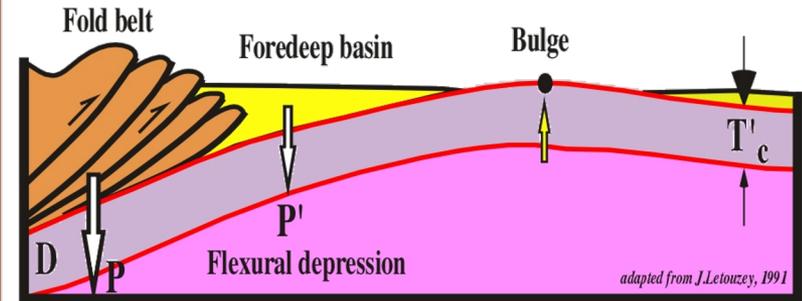


Flysch e molasse (riempimenti)

Flysch: alternanze di strati gradati argillosi e sabbiosi molto potenti. Sono depositi sin-orogenetici dovuti a torbidenti alimentate dalla catena in formazione e depositi in bacini di avanfossa controllati tettonicamente. **Molassa:** depositi sabbiosi immaturi di ambiente fluviale o marino. Sono depositi tardo-orogenetici alimentati dalla catena e depositi in bacini di avanfossa alla fine dell'orogenesi.



Foredeep subsidence

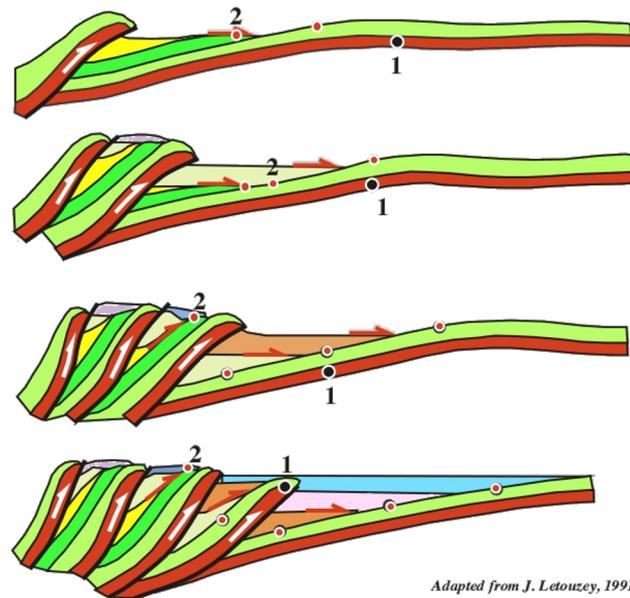


EVOLUZIONE NEL TEMPO

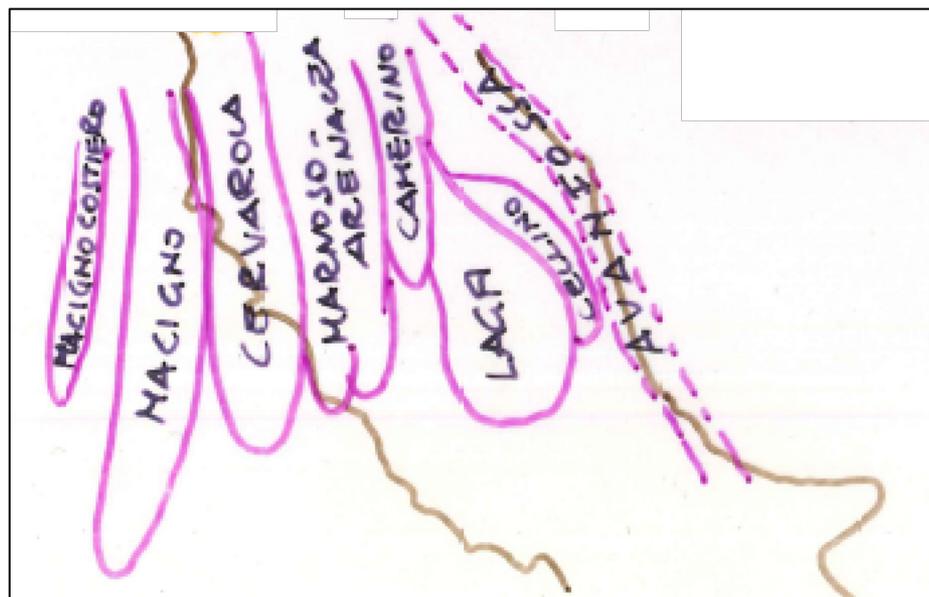
Con il progredire dell'orogenesi i bacini di avanfossa migrano verso l'avampaese. La conseguenza è che i depositi di flysch che chiudono i cicli sedimentari diventano via via più giovani dall'interno verso l'esterno.

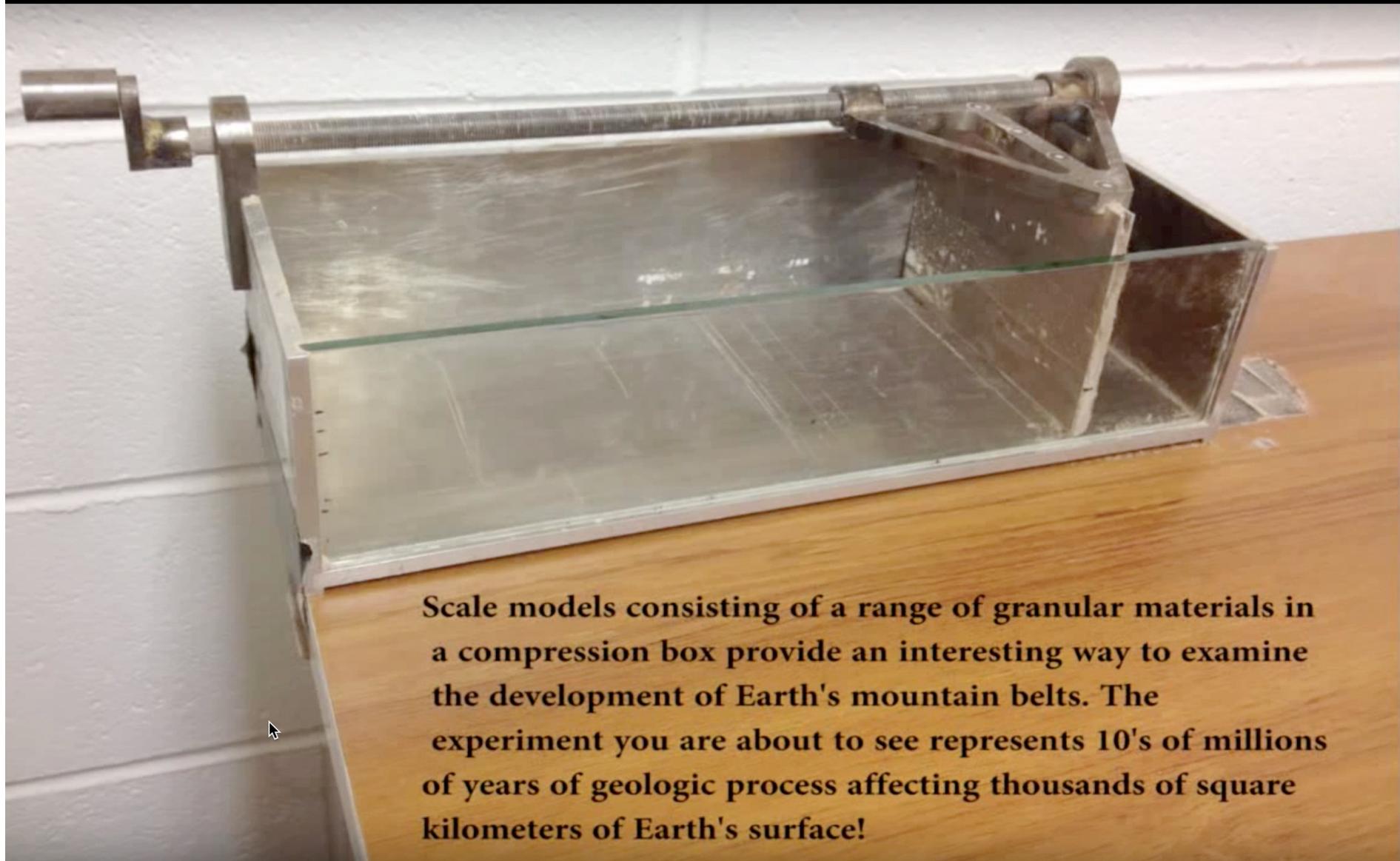
In Italia tutte le successioni sedimentarie partono continentali/evaporitiche poi evolvono in marine più o meno profonde, poi chiudono con flysch subito prima di essere sollevate. Le età diminuiscono da ovest verso est (vergenza tettonica).

Evolution of a Foredeep



Adapted from J. Letouzey, 1991





Scale models consisting of a range of granular materials in a compression box provide an interesting way to examine the development of Earth's mountain belts. The experiment you are about to see represents 10's of millions of years of geologic process affecting thousands of square kilometers of Earth's surface!

