

Tettonica delle placche

Carlo Doglioni

Dipartimento di Scienze della Terra, Università La Sapienza, p.le A. Moro 5, Box 11 00185 Roma - Italia

<http://tetide.geo.uniroma1.it/DST/doglioni>

La tettonica delle placche è la teoria, corroborata da numerosissimi dati osservativi, che spiega l'evoluzione del guscio più esterno della Terra, la litosfera, frammentato in una serie di elementi minori, le placche, che si muovono l'uno rispetto all'altro. Questa frammentazione e questo movimento sono responsabili dell'attuale configurazione della crosta terrestre, generano i fenomeni sismici e sono alla base, tra l'altro, della formazione dei bacini sedimentari che contengono la quasi totalità delle rocce madre e serbatoio dei giacimenti di idrocarburi. La vita sulla terra è permessa dall'atmosfera e dall'idrosfera, che sono state prodotte e continuano ad essere alimentate principalmente dal degassamento del mantello attraverso i vulcani e altre forme che sono una diretta conseguenza della tettonica delle placche. I movimenti delle placche sono quindi in un certo senso anche alla base della vita sulla terra.

Discuteremo ora i tratti essenziali della tettonica delle placche o geodinamica, descrivendo prima la struttura della litosfera, e poi analizzando le informazioni attualmente disponibili sui movimenti delle placche, cioè la loro cinematica, che è basata su metodiche geologiche, sismologiche e di geodesia spaziale. Verranno poi descritti i tre tipi principali di margini di placca che sono: 1) divergente (o di rifting), 2) trasformi (per movimento laterale), e 3) convergente (o di subduzione). I bacini sedimentari saranno poi trattati schematicamente in funzione del loro ambiente geodinamico e quindi della loro natura e origine. Infine verranno vagliate le ipotesi sulla dinamica e le fonti di energia che determinano il movimento delle placche.

Litosfera

La litosfera è costituita dalla crosta e dal mantello litosferico (LID); poiché la crosta è differenziabile in oceanica e continentale (Fig. 1), anche la litosfera viene suddivisa allo stesso modo. La crosta e il mantello litosferico sono separati dalla discontinuità Moho, al di sotto della quale, cioè nel mantello, la velocità di propagazione delle onde sismiche P (longitudinali) accelera bruscamente da circa 6,8÷7 km/s a circa 8÷8,2 km/s. La velocità delle onde S (trasversali) passa da 3,9 km/s nella crosta inferiore a 4,5 km/s nel mantello. Non si hanno

sufficienti informazioni per sapere quanto il mantello litosferico oceanico sia diverso da quello continentale, e per entrambi viene in genere assunta una composizione peridotitica, con densità di circa $3,3 \text{ g/cm}^3$. La litosfera parte quindi dalla superficie terrestre e arriva in profondità fino all'isoterma di circa 1300°C . Oltre questa temperatura, il mantello inizia a fondere leggermente, per cui il mantello sottostante la litosfera è detto astenosfera, o canale a bassa velocità perché, per effetto della fusione parziale, le onde P e S rallentano rispettivamente alle velocità di $7,9 \text{ km/s}$ e $4,4 \text{ km/s}$. La base della litosfera è interpretata non tanto come una variazione chimica, ma principalmente come un cambio di fase (Fig. 2).

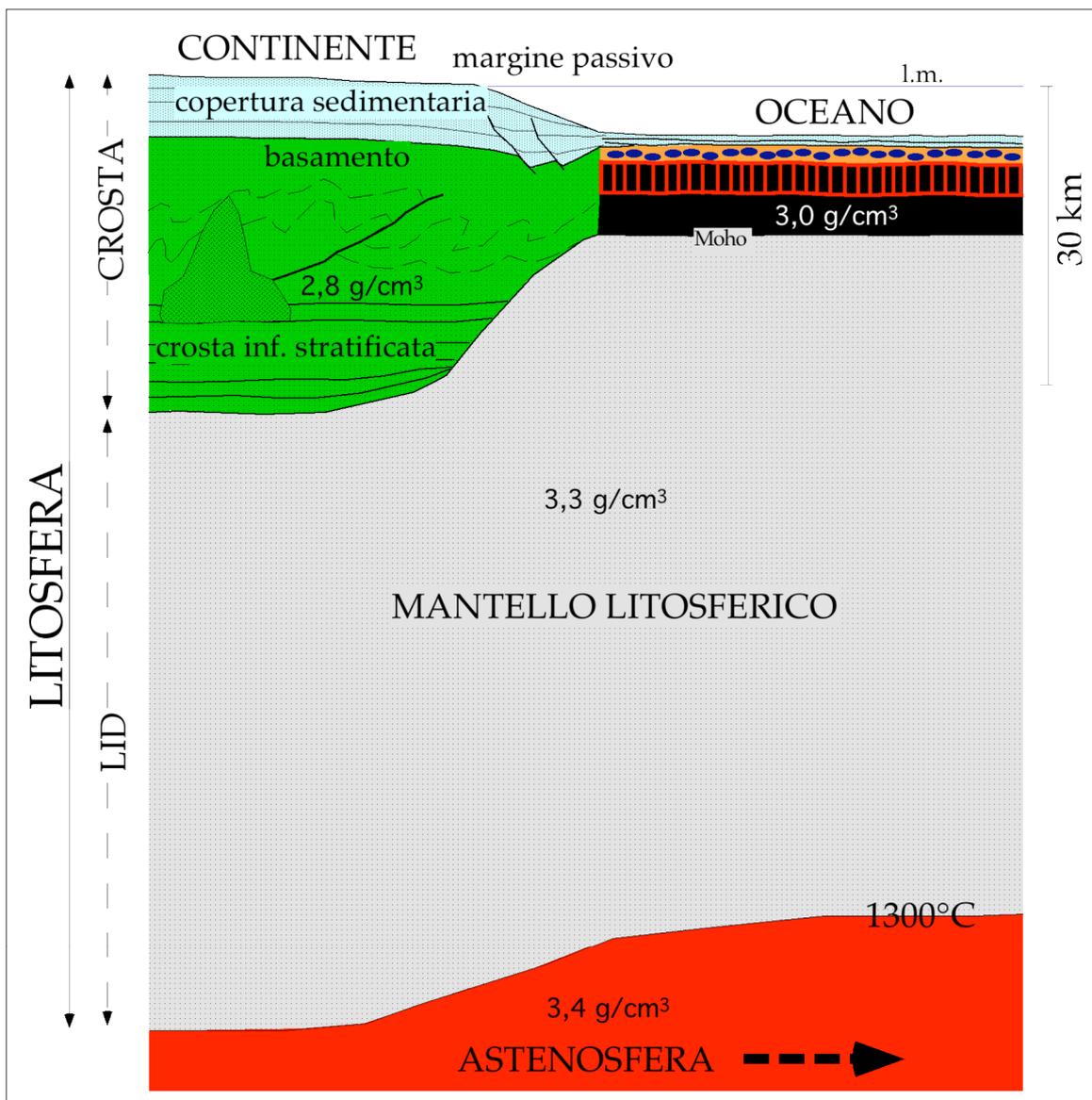


Fig. 1 Stratigrafia schematica della crosta e della litosfera continentale e oceanica.

La litosfera oceanica ha spessori minimi nei pressi delle dorsali oceaniche (circa 10 km), e si ispessisce allontanandosi dalle dorsali fino a circa 100 km, in corrispondenza ad un aumento della profondità dell'oceano. Più è vecchia la crosta oceanica, più il fondo marino è profondo. Si pensa in pratica che l'isoterma corrispondente a 1300°C, che costituisce la base della litosfera oceanica, si abbassi mano a mano che la litosfera si raffredda spostandosi dalla dorsale. Di conseguenza anche il fondo marino si approfondisce per la maggiore densità della litosfera. Nei primi 10 milioni d'anni (Ma) il fondo marino allontanandosi dalla dorsale ha una subsidenza di circa 1000 m; nei successivi 26 Ma ha una subsidenza di altri 1000 m. Questa variazione è descritta dalla semplice formula $z = k\sqrt{E}$, dove z è la profondità del fondo marino al di sotto della dorsale, k è una costante pari a circa 320, e E è l'età della crosta oceanica espressa in Ma. Questa importante relazione è anche detta curva di Sclater, e permette di calcolare la profondità del mare al di sotto di una dorsale fino all'età di circa 60÷80 milioni d'anni. Oltre questa età i fondali marini non sembrano più approfondirsi per effetto termico. Allontanandosi dalla dorsale oceanica diminuisce il flusso di calore (Stein, 1995) e aumenta la velocità delle onde sismiche S, elementi che indicano una diminuzione di fuso nel sottostante mantello.

La crosta oceanica ha spessore di circa 5÷8 km, densità media di 2,9÷3 g/cm³, ed è costituita da tre classici livelli, a volte non sempre presenti, partendo dal basso verso l'alto, i) un livello a gabbri, ii) un livello a dicchi e iii) un livello superiore a lave, lave a cuscini e sedimenti oceanici. La crosta continentale ha invece uno spessore maggiore data la sua minore densità di circa 2,7÷2,8 g/cm³, con la Moho a profondità media di circa 30÷40 km, con ispessimenti al di sotto dei cratoni e degli orogeni fino a circa 70 km, e assottigliamenti nei margini continentali passivi fino a circa 15 km. La crosta continentale è costituita dal basso verso l'alto da i) una crosta inferiore femica, in genere stratificata da processi magmatici e metamorfici, ii) una crosta superiore, per lo più costituita da rocce di vario grado metamorfico e intrusioni granitiche dovute a precedenti orogenesi e iii) da una copertura sedimentaria di spessore variabile tra 0 e 15 km. La copertura sedimentaria è costituita da sedimenti depositi durante innalzamenti eustatici o subsidenza epirogenica all'interno dei cratoni, oppure da sedimenti sin-rift sia intraplacca che di margine continentale passivo. In prossimità di orogeni, la parte superiore della copertura è composta da sedimenti di avanfossa (flysch e molasse).

La crosta oceanica terrestre ha età variabile tra 0 e 180 Ma (Fig. 3), mentre la crosta continentale può raggiungere età di oltre 3900 Ma. Questo è dovuto all'estrema mobilità della crosta oceanica che rapidamente si forma nelle zone di dorsale oceanica, e essendo più densa, altrettanto rapidamente scompare nelle zone di subduzione. La crosta continentale invece, più leggera, viene subdotta più difficilmente nel mantello, rimane galleggiante sulla superficie, e lentamente

crece ad aumentare le dimensioni areali della litosfera continentale, che ha spessore medio di circa 100÷150 km, fino a massimi di circa 200÷250 km sotto i principali cratoni (Windley, 1995; Gung et al., 2003).

La litosfera è suddivisa in placche; una placca è un elemento di litosfera caratterizzato da un suo moto indipendente rispetto alla litosfera adiacente. Le placche principali sono N-America, S-America, Europa, Africa, Arabia, India, Australia, Antartide, Pacifico, Nazca, più altre di minori dimensioni come per esempio Cocos, Juan de Fuca e Filippine. La tettonica delle placche è generata da differenze di velocità tra le placche. L'avvicinamento o l'allontanamento tra le placche sono controllati dalla relazione o grado di accoppiamento della litosfera col mantello sottostante. La sismicità terrestre è assunta solo all'interno della litosfera e scompare alla profondità di 670 km, la profondità massima in cui si seguono le zone di subduzione, al passaggio mantello superiore - mantello inferiore.

Cinematica delle placche

Un obiettivo della tettonica a tutte le scale è la determinazione della profondità dei *piani* (o *superfici*) di *scollamento*. Lungo i piani di scollamento si realizza uno scorrimento relativo tra la parte sovrastante e quella sottostante. La superficie di scollamento principale nella tettonica delle placche si ha alla base del mantello litosferico, in corrispondenza dell'astenosfera, che è la parte meno viscosa del mantello dove la viscosità media è stimata tra 10^{17} ÷ 10^{19} Pa s, ma può localmente scendere anche a 10^{15} Pa s in caso di astenosfera idrata. Diverse entità nello scollamento dell'astenosfera possono spiegare le differenze di velocità delle placche sovrastanti, cioè il moto relativo delle placche.

Le *faglie* sono delle superfici di rottura e movimento della parte fragile, cioè a comportamento principalmente elastico, della crosta. Le faglie possono essere orizzontali (cioè dei piani di scollamento), oppure inclinate fino a 90°. La parte sovrastante una faglia è detta tetto (o *hangingwall*), mentre la parte sottostante è definita letto (o *footwall*). Quando il tetto sale rispetto al letto, la faglia è detta inversa, ed è definita come un sovrascorrimento (o *thrust*) quando ha inclinazione media di circa 30°. Se invece il tetto si abbassa rispetto al letto, la faglia è distensiva, detta anche faglia normale (o *normal fault*), e ha inclinazione media di 60°. Quando tetto e letto sono indistinguibili perché la faglia è verticale e il movimento è orizzontale puro, si parla di faglia trascorrente (o *strike-slip*). A livelli crostali, la profondità del piano di scollamento

determina la spaziatura tra le faglie: per esempio più è superficiale il piano di scollamento, più le faglie sono ravvicinate e viceversa.

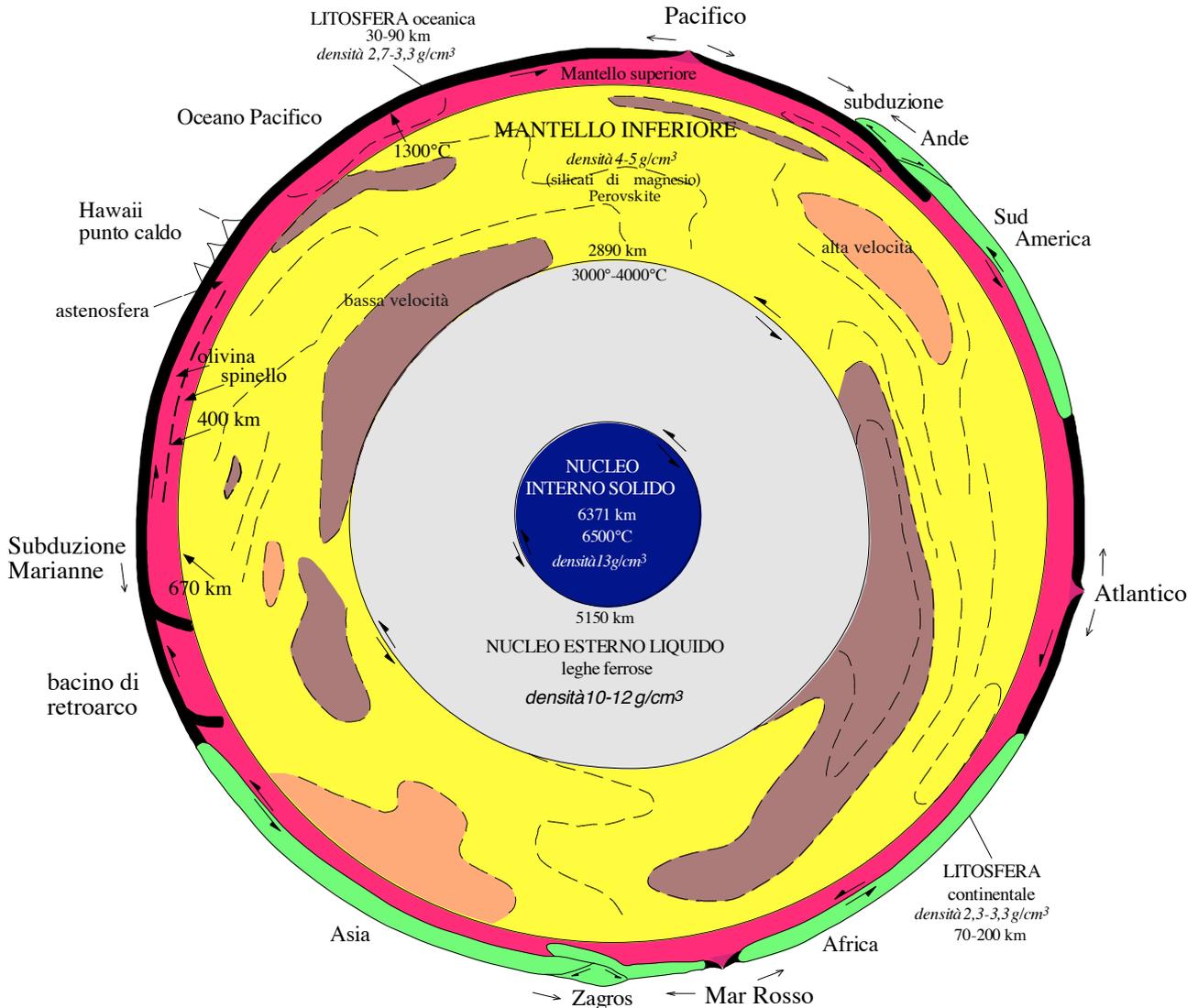


Fig. 2 Modello della terra in cui i vari gusci corrispondono a discontinuità fisiche che facilitano uno scorrimento relativo come quello tra nucleo esterno fuso e nucleo interno che per la rotazione differenziale genera il campo magnetico terrestre. La litosfera si comporta in modo elastico. Il mantello ha un comportamento viscoelastico, per cui è in grado di fluire se sottoposto ad uno sforzo di lunga durata. I movimenti convettivi supposti nel mantello avvengono cioè allo stato solido. Due grandi aree nel mantello inferiore evidenziano velocità sismiche relativamente minori, sotto il Pacifico centrale e sotto l’Africa.

Nelle zone di subduzione, nelle quali una placca sprofonda al di sotto di quella immediatamente adiacente, si formano i *prismi di accrezione*, che sono per lo più associazioni di sovrascorrimenti e pieghe che impilano e deformano rocce della placca sovrastante (a tetto) e sottostante (a letto) il piano di subduzione. I prismi di accrezione si ispessiscono nel verso della subduzione,

assumendo una forma a cuneo, e per questo vengono anche chiamati *accretionary wedges*. Maggiore è la profondità del piano di scollamento basale, maggiori sono i volumi coinvolti nel prisma di accrezione. Per accrezione s'intende il trasferimento di rocce dalla placca a letto a quella a tetto in cui è posizionato il prisma stesso. Per erosione tettonica s'intende invece il caso in cui il piano di scollamento si sposti nella placca a tetto, portando temporaneamente in subduzione frammenti della placca a tetto e in questo caso non vi è accrezione; questo tipo di meccanismo è stato proposto per alcuni settori della subduzione andina.

Anche nelle zone di allontanamento tra le placche (o *zone di rifting*) l'astenosfera pare essere il piano di scollamento principale basale.

Movimenti delle placche

Il movimento delle placche è evidente sia dalle strutture tettoniche (Fig. 4), che attualmente dalla sismicità e dalle misure geodetiche (Fig. 5). La geodesia spaziale ha confermato come il movimento relativo tra le placche è spesso distribuito in una fascia al margine che può variare da 10 e più km, fino alle varie centinaia di km 100, tramite numerose faglie attive che assorbono la deformazione. Tendenzialmente i margini trasformati sono più ristretti di quelli convergenti. I movimenti passati sono registrati dalla formazione degli orogeni lungo le zone di subduzione che testimoniano l'avvicinamento tra placche, e dalla specularità delle anomalie magnetiche dei rift oceanici. I movimenti delle placche possono essere analizzati in termini relativi, tra coppie di placche, ma è possibile tentare di analizzarli anche in termini di movimenti assoluti, cioè in sistemi di riferimento indipendenti come i punti caldi, le stelle fisse o il centro di massa della terra.

Il movimento tra due placche può avvenire con un angolo qualsiasi, determinando ogni tipo d'ambiente tettonico, cioè compressivo, trascorrente o estensionale, con anche tutte le variabili intermedie in cui le placche convergono con una componente laterale o trascorrente (ambienti transpressivi), oppure divergono con una componente trascorrente (ambienti transtensivi). I movimenti attualmente misurati tramite la geodesia spaziale sono dello stesso ordine di grandezza di quelli ricavabili per il passato geologico dallo studio delle anomalie magnetiche della crosta oceanica; per cui, pur avendosi leggere oscillazioni di velocità di grande lunghezza d'onda, i movimenti delle placche possono essere considerati stabili nel tempo. Rimane il fatto che i margini di placca nascono e muoiono, modificando o annullando in questo caso i gradienti di velocità.

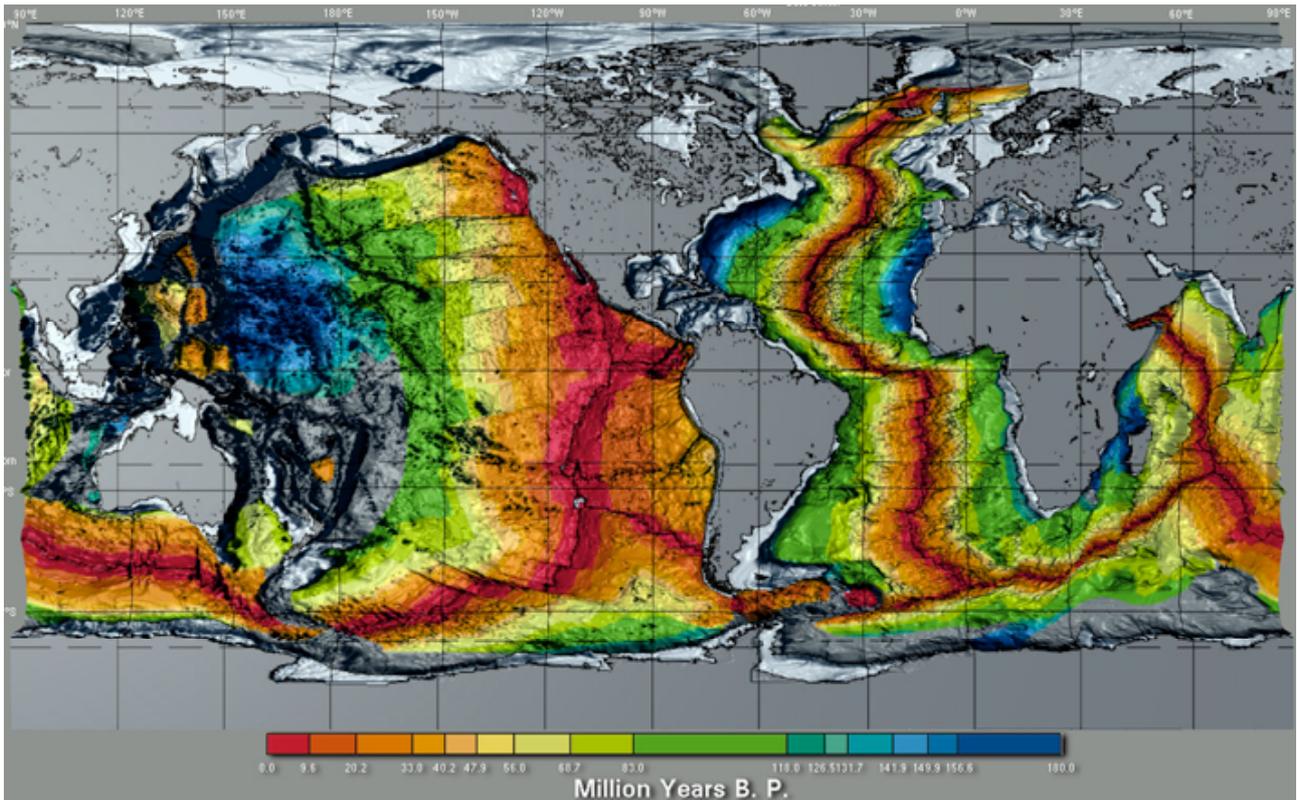


Fig. 3 Carta delle età della crosta oceanica. Le aree blu di crosta oceanica più vecchia giurassica sono localizzate nel Pacifico occidentale, nell'Atlantico centrale, e nell'Indiano occidentale. National Geophysical Data Center, NOAA, tratta da Müller et al., (1997) e scaricabile al sito <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/images/WorldCrustalAge.gif>.

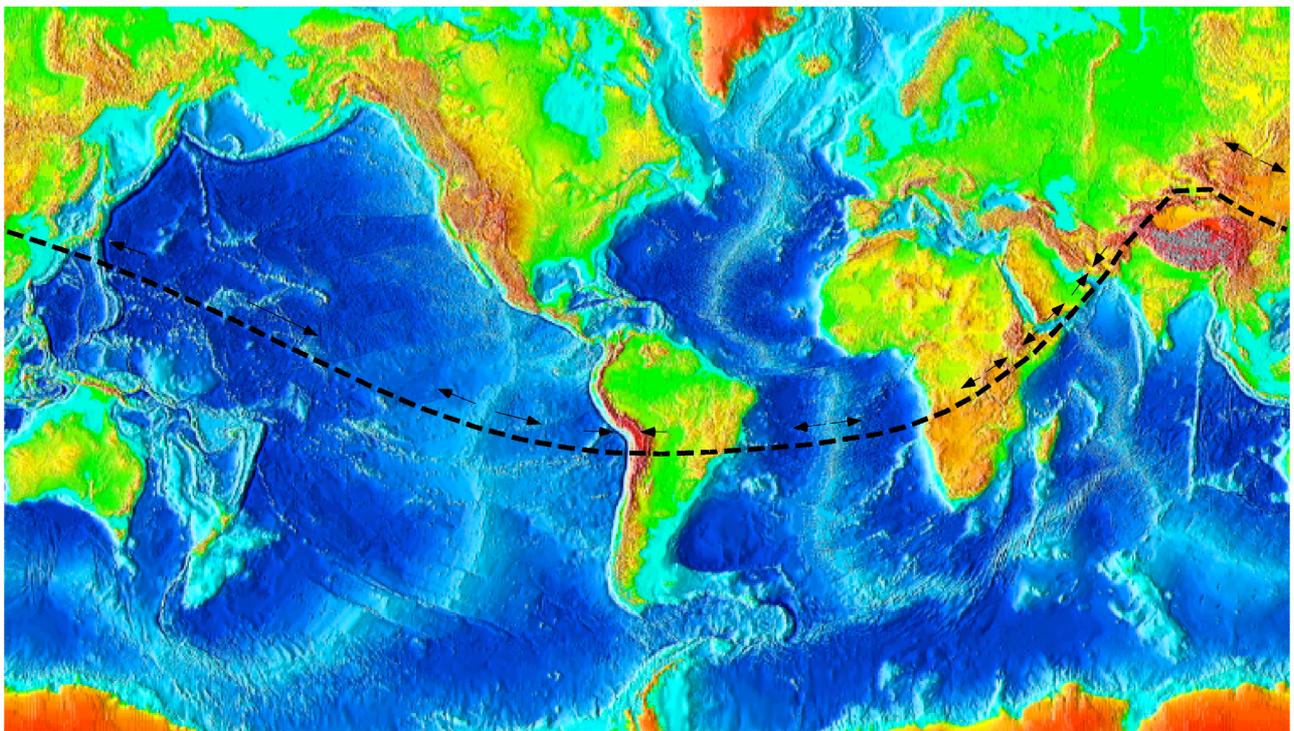


Fig. 4 Unendo i vettori di movimento delle placche ricavati su base strutturale degli ultimi 50 Ma, si ottiene un flusso che descrive una sorta di equatore tettonico. Carta morfologica di base della National Geophysical Data Center, NOAA, US.

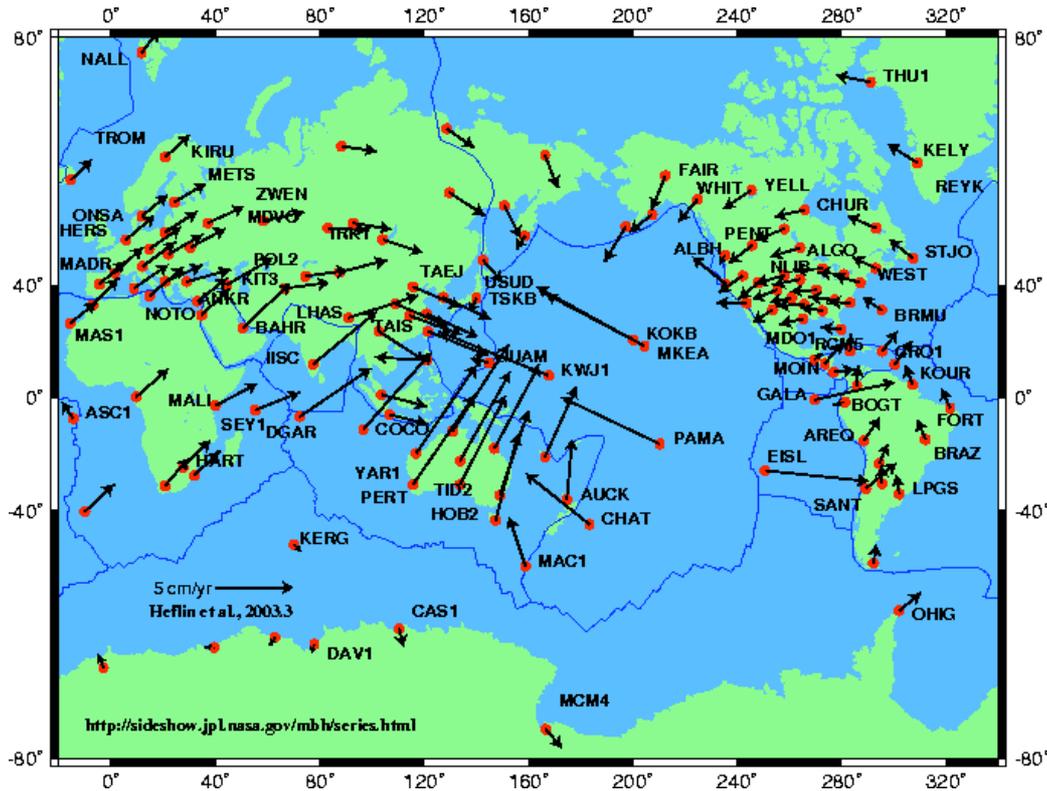


Fig. 5

Movimenti attuali delle placche ricavati dalla geodesia spaziale, assumendo una non rotazione differenziale della litosfera rispetto al mantello. Si noti come i dati satellitari confermano in buona parte il flusso ondulato di Fig. 4 interpretato su base tettonica. Tratto dall'archivio informatico della NASA, Heflin et al. 2000, <http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>.

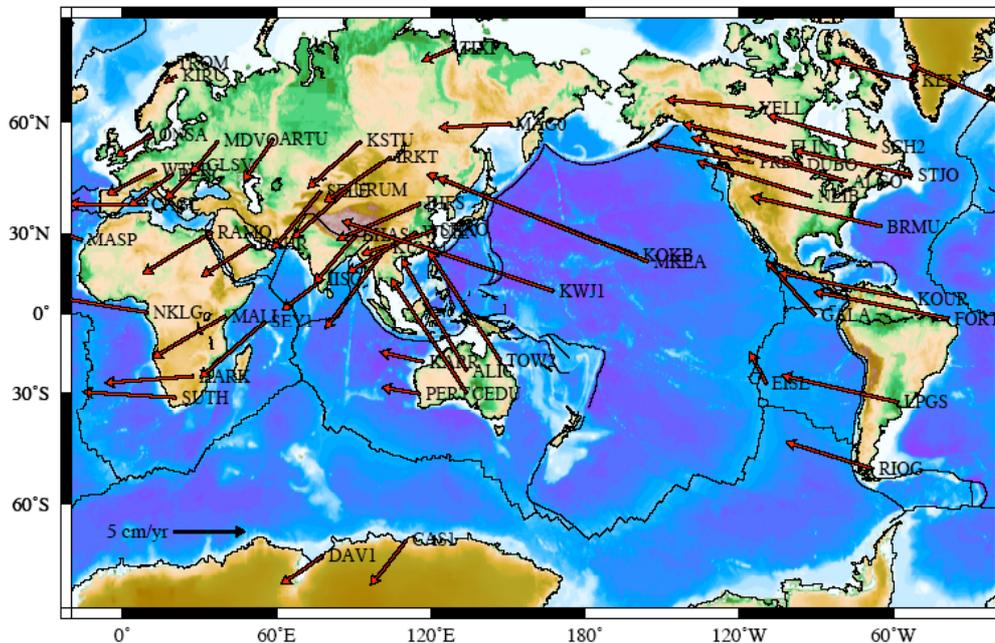


Fig. 6 Sommando alla carta della Nasa dei movimenti delle placche di Fig. 4 una deriva verso ovest di circa 90 mm/a della litosfera, calcolata nel sistema di riferimento dei punti caldi intraplacca pacifica a sorgente astenosferica, si ottiene il movimento delle placche rispetto al mantello (carta di Marco Cuffaro). Si noti come seguono un flusso ondulato simile all'equatore tettonico di Fig. 4, e il movimento è polarizzato verso ovest.

Poiché le placche si muovono su una sfera, il movimento relativo tra due placche può essere descritto col teorema di Eulero del punto fisso (secondo il quale il movimento su una superficie sferica di una sua porzione è riconducibile a un'unica rotazione attorno a un punto fisso); in particolare mediante l'individuazione del polo di rotazione del movimento relativo è possibile calcolare l'aumento della velocità lineare al crescere della distanza dal polo (Fowler, 1990). Tuttavia, in natura, due placche possono avere un polo di rotazione non fisso, particolarmente quando anche una delle due placche ha una sua indipendente sub-rotazione.

Considerando l'insieme degli spostamenti delle placche che possono essere ricavati per almeno gli ultimi 50 Ma dai dati strutturali come zone di rift, trasformi, e orogeni, si ottiene che le placche non si muovono in modo caotico, ma seguono un flusso globale. Il flusso ha un'ondulazione generale (Fig. 4), tale da descrivere una sorta d'equatore tettonico, anche se al momento questo non pare rappresentare un cerchio massimo, ma ha un andamento sinusoidale. Le linee di flusso rappresentano la direzione media di movimento delle placche. Lungo margini di placca obliqui (ambienti transtensivi o transpressivi) il campo di stress viene deviato, e non è parallelo né al movimento relativo e né al movimento assoluto delle placche. Come esempio, la placca araba ha una direzione di movimento NE-SO, e il rifting del Mar Rosso è una transtensione sinistra e il Golfo di Aden una transtensione destra.

Il flusso mostra un cambio graduale di direzione dei movimenti delle placche da ONO-ESE nel Pacifico, a E-O in Atlantico, per poi rimontare ad una direzione SO-NE attraverso Africa, India ed Europa. Il flusso poi ripiega nuovamente alla direzione pacifica. La parte preponderante della litosfera continentale (Eurasia) è concentrata dove il flusso tende a flettere verso il Pacifico. Il flusso delle placche ricavato su basi tettoniche è confermato dalla geodesia spaziale nella carta riassuntiva della NASA delle stazioni GPS (Fig. 5). I vettori in particolare confermano il movimento SO-NE sia dell'Africa che dell'Europa. In tale carta, i movimenti delle placche sono riferiti al centro di massa della terra, considerato convenzionalmente solidale con la costellazione dei satelliti GPS. Questo è il sistema di riferimento detto ITRF (International Terrestrial Reference Frame), nel quale si assume che non vi sia una rotazione netta della litosfera rispetto al sottostante interno della terra (no-net-rotation).

In realtà, analizzando i movimenti delle placche in altri sistemi di riferimento come i punti caldi, oppure rispetto all'Antartide, la litosfera ha una rotazione netta rispetto al mantello, mediamente orientata verso ovest. Questo è particolarmente evidente considerando la velocità del Pacifico verso ONO, che è talmente alta da far sì che la somma dei movimenti di tutte le altre placche non riesca a compensarla, determinando un residuo di movimento verso occidente.

Il movimento delle placche è più veloce nelle fasce equatoriali e tropicali, come indicato sia dalla geodesia spaziale, dai terremoti e dalle anomalie magnetiche per i movimenti passati. Il flusso delle placche, la sua polarizzazione verso “ovest”, le maggiori velocità delle placche alle basse latitudini suggeriscono che la tettonica delle placche è influenzata dalla rotazione terrestre. A supporto di questo, pare vi sia anche la concentrazione del mantello più freddo e più pesante nelle fasce equatoriali. La deriva verso “ovest”, o più precisamente lungo l’equatore tettonico, è anche resa evidente dalla geologia di superficie, come l’asimmetria delle catene ai margini occidentale e orientale del Pacifico (Fig. 4), gli archi delle subduzione immergenti ad ovest che indicano la presenza di ostacoli ad un flusso in senso opposto, e l’asimmetria delle zone di rifting.

Punti caldi

I punti caldi sono importanti per capire la dinamica interna terrestre, ma sono in particolare utilissimi per misurare i movimenti delle placche rispetto al sistema di riferimento che essi stessi costituiscono. Vi sono aree di grandi emissioni laviche sia su litosfera continentale che oceanica dove vengono eruttati in pochi milioni d’anni svariati milioni di metri cubi di basalti, come i trap basaltici del Paranà in Brasile, del Deccan in India, o l’Ontong Java Plateau nel Pacifico sud-occidentale (LIP, large igneous provinces). Non ne è ancora chiara l’origine, sia in termini di profondità della sorgente, sia della dinamica del processo. Vi sono inoltre manifestazioni magmatiche che descrivono tracce lineari sulla superficie terrestre, sia sottomarine che sub-aeree, che si ringiovaniscono in una data direzione. Questi sono detti punti caldi o hotspots, e si possono trovare sia all’interno di una placca che ai suoi margini. I più classici esempi di punti caldi intraplacca sono la catena dell’Emperor-Hawaii che va da oltre 70 Ma all’attuale vulcanesimo attivo del Mauna Loa, con un flesso intermedio nella migrazione a circa 47 Ma, oppure quelli delle isole Luisville e MacDonald, sempre all’interno della placca pacifica. Esempi tipici di punti caldi che hanno formato catene di vulcani via via più giovani stabilmente posizionati nei pressi di margini di placca sono l’Islanda, Ascension e Tristan da Cuna lungo la dorsale oceanica atlantica, o l’Isola di Pasqua nei pressi della dorsale pacifica. Vi sono due scuole di pensiero relativamente all’origine dei punti caldi: la prima è quella che siano alimentati dal mantello profondo, la seconda da quello più superficiale. Qualunque sia la profondità della sorgente, indicano che vi è un movimento relativo tra litosfera e astenosfera. L’origine è da taluni interpretata come un eccesso di calore prodotto o dal decadimento radioattivo, o dalla possibilità di migrazione lungo vie preferenziali verso l’alto del calore del nucleo terrestre. Altre possibilità sono una maggiore presenza di fluidi che abbassa la temperatura di fusione, e che

quindi genera maggiore magmatismo a minore temperatura. Questi sono detti anche punti bagnati, o wetspots, anche perché il mantello in questi casi non sarebbe più caldo del normale, ma solo con un contenuto d'acqua maggiore. Questo modello potrebbe spiegare concretamente i punti caldi per esempio localizzati lungo le dorsali oceaniche. Un'interpretazione dei punti caldi intraplacca è anche che il magmatismo sia generato dal calore di frizione viscosa nel piano di scollamento dell'astenosfera tra litosfera e mantello sub-astenosferico.

Come si è detto, i punti caldi forniscono un importante sistema di riferimento per studiare i movimenti delle placche. In particolare i punti caldi all'interno della placca Pacifica sono rimasti fermi gli uni rispetto agli altri da almeno 5 Ma. Questo permette di avere un riferimento nel mantello per lo studio del movimento relativo della litosfera; i movimenti relativi tra le placche possono venire ricalcolati rispetto a questo sistema di riferimento per il quale non viene ipotizzata convenzionalmente l'assenza di una rotazione differenziale tra la litosfera e il mantello. Tramite il sistema di riferimento dei punti caldi, Gripp e Gordon (2002) hanno notato come la litosfera abbia una rotazione verso "ovest" netta di circa 50 mm/a rispetto al mantello, con un polo di rotazione a 56°S, e 70°E. Tuttavia nel loro calcolo sono utilizzati punti caldi anche localizzati ai margini delle placche, e assumono che i punti caldi siano alimentati dal mantello profondo. Utilizzando solo i punti caldi interni alla placca pacifica, e assumendo che la sorgente del magmatismo sia localizzata nel piano di scollamento per calore di frizione, la deriva verso "ovest" della litosfera rispetto al mantello diviene molto più alta, circa il doppio. Ciò significa che il flusso delle placche di Fig. 4 è mediamente indirizzato verso ovest, cioè tutte le placche si muoverebbero lungo le direzioni del flusso sinusoidale, ma a velocità diverse verso ovest (Fig. 6). I gradienti di velocità, controllati dal grado di scollamento col mantello, genererebbero i diversi tipi di margine e di tettonica tra le placche. Meno l'astenosfera è viscosa, più la sovrastante placca si muove rapidamente verso "ovest". Infatti sotto il Pacifico l'astenosfera ha i più bassi valori di viscosità (5×10^{17} Pa s), e la placca pacifica è la più veloce verso ovest-nordovest (>100 mm/a). Variazioni laterali nel mantello della viscosità dello spessore dell'astenosfera e della litosfera possono cioè controllare le diverse velocità delle placche. Quando una placca si muove verso "ovest" più velocemente di quella posizionata ad est, il margine di placca è estensionale, mentre se si muove più lentamente è convergente.

Zone di rifting

Le zone di rifting sono le aree dove la litosfera si separa in due placche che si allontanano l'una dall'altra. Lo stadio di rifting continentale è molto lento e può durare lunghi periodi (30-50 Ma o più) con tassi di estensione orizzontale molto lenti, dell'ordine di 0.1-0,3 mm/a. Il processo

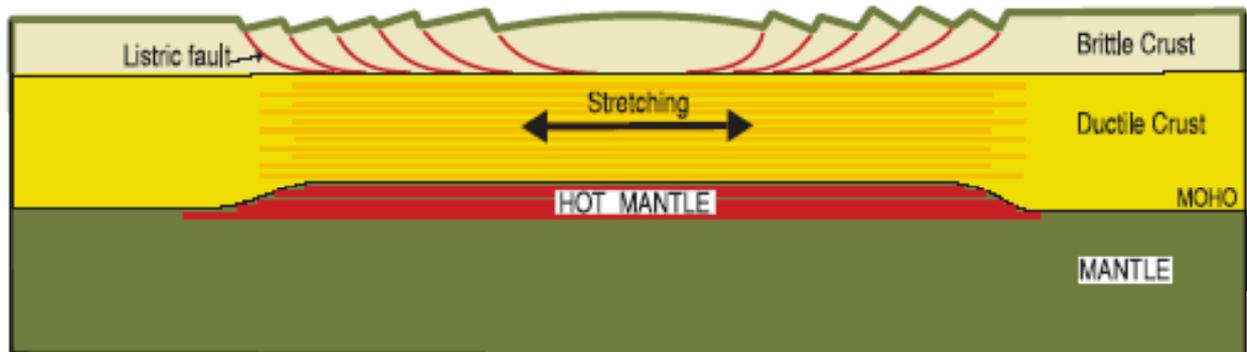
estensionale, o rifting, prevede un'iniziale allungamento e appiattimento della litosfera continentale; questo può venire quantificato dividendo l'iniziale spessore della litosfera per lo spessore finale dell'assottigliamento, rapporto che viene chiamato fattore β (McKenzie, 1978). Per esempio per una litosfera di 100 km di spessore che viene sottoposta a tensione e ridotta a 20 km di spessore il fattore β è 5. E' implicito che più alto è il β , maggiore è l'assottigliamento, e maggiore è la risalita delle isoterme e di conseguenza del flusso di calore.

Lo stadio di rifting continentale è accompagnato da una sedimentazione di crescita con la tipica successione tripartita, dal basso verso l'alto i) arenarie fluviali, ii) depositi evaporitici e iii) sedimenti carbonatici. Questa successione testimonia il graduale ingresso del mare nelle aree di litosfera continentale assottigliata, per cui la subsidenza è generata dalla contemporanea risalita dal basso dell'astenosfera che è più densa.

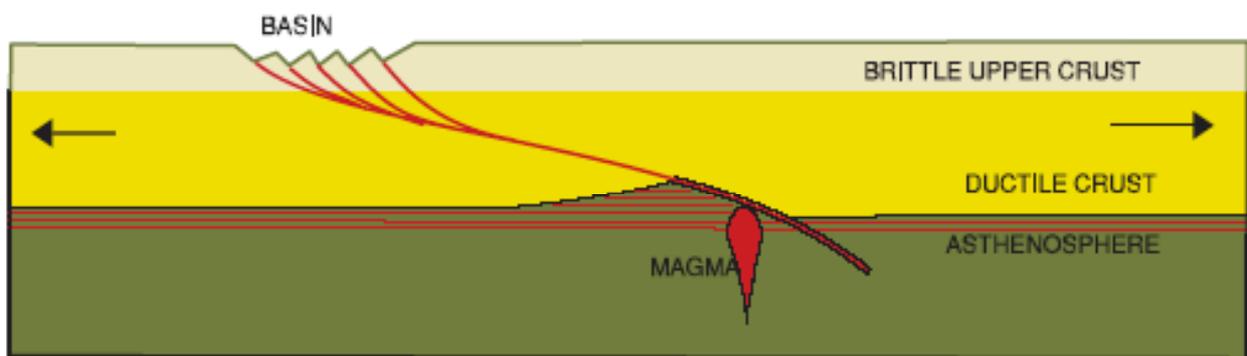
I modelli di estensione della litosfera si dividono in modelli a taglio puro, a taglio semplice e a delaminazione (Fig. 7). Nel taglio puro la litosfera è assottigliata istantaneamente in modo simmetrico, e subisce successivamente un raffreddamento termico con relativa subsidenza (McKenzie, 1978). Nel taglio semplice la litosfera è tagliata da un piano principale di movimento distensivo a basso angolo, in cui si crea una placca a tetto e una a letto della distensione, dando una forte componente asimmetrica del rifting (Wernicke, 1985). Viene supposto un innalzamento isostatico del letto e una disassamento tra estensione superficiale e sollevamento del mantello sottostante. Altri modelli combinano i due menzionati (Buck et al., 1988), oppure prevedono una delaminazione (Lister et al. 1986) in cui la zona di taglio prevede dei piani di scollamento tra la crosta fragile superficiale e quella duttile sottostante, e tra quest'ultima e il mantello litosferico.

I rifting possono o non evolvere ad un rifting oceanico, cioè possono abortire e addirittura venire ricompresi dando strutture d'inversione tettonica (per esempio nel Mare del Nord), oppure possono arrivare alla completa lacerazione della litosfera continentale, e permettere la nuova formazione di crosta oceanica; per questo i margini divergenti sono anche chiamati margini in accrescimento. In quest'ultimo caso si formano i margini continentali passivi che possono svilupparsi contemporaneamente ad estese manifestazioni magmatiche, oppure crescere in quasi totale assenza di vulcanesimo. Per questo si parla di margini continentali vulcanici e non vulcanici. Per esempio i margini atlantici del Brasile e della Groenlandia sono classici margini vulcanici poiché durante il Cretaceo e Cenozoico il rifting è stato accompagnato da estese emissioni magmatiche. Diverse produzioni magmatiche sin-rift possono essere dovute ad eterogeneità chimiche e termiche del mantello, o alla variabile presenza d'acqua, la cui

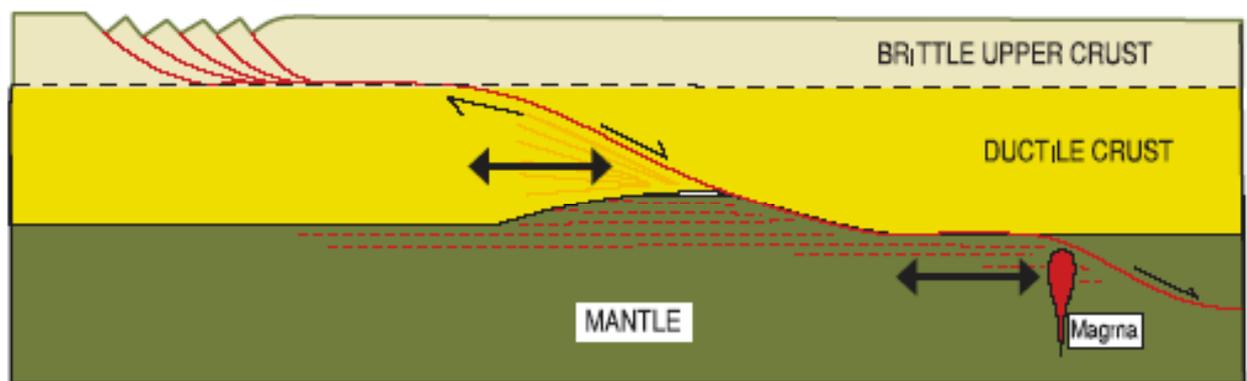
abbondanza determina un abbassamento di temperatura di fusione nelle rocce del mantello e quindi una maggiore produzione di lave.



a)



b)



c)

Fig. 7 Modelli di rifting a confronto: a) taglio puro (McKenzie, 1978); b) taglio semplice (Wernicke, 1985); c) delaminazione (Lister et al., 1986), tratti da Tarney (2004), www.le.ac.uk/geology/art/pdffdocs/sediment.pdf.

Dove due placche si stanno separando, il mantello sottostante risale a compensare isostaticamente il deficit di massa (Fig. 8). La risalita, considerata adiabatica, porta il mantello a condizioni di pressione inferiore che gli permettono di fondere. I magmi delle zone di rifting hanno caratteri da alcalini a tholeiitici.

La transizione da rifting continentale a rifting oceanico è chiamata anche break-up. La sedimentazione all'interno del margine continentale passivo è marcata appunto dalla break-up unconformity, discordanza che seppellisce le principali strutture distensive di crescita, e che testimonia e data non solo la nascita del nuovo oceano, ma che sancisce la transizione tra subsidenza tettonica a subsidenza termica del margine continentale passivo. Il margine continentale passivo passa dalla condizione di rifting a quella di drifting o deriva. La subsidenza tettonica e termica del margine presenta in ogni modo tassi di subsidenza ridotti (0,1 mm/a).

Il passaggio da rifting continentale ad oceanico determina una fortissima accelerazione (100÷1000 volte) della velocità d'estensione, passando da tassi d'estensione continentale di 0,1 mm/a, a velocità d'espansione oceanica di 10÷100 mm/a.

La creazione di nuova crosta oceanica avviene come una sorta di pelle nuova che il mantello genera nel momento in cui si avvicina alla superficie. Le dorsali oceaniche sono diversificate in tre tipi, in funzione della loro velocità: 1) lente (dorsale atlantica, 20 mm/a), 2) intermedie (dorsale indiana, 30÷50 mm/a), e 3) veloci (dorsale pacifica, > 10 mm/a). Dorsali lente generano una rift valley e una topografia più elevata e più acuminata, mentre le dorsali veloci mancano della rift valley, sono meno elevate e hanno una morfologia più dolce. La rift valley atlantica inoltre presenta una morfologia più irregolare ed è caratterizzata dalla presenza di numerose faglie distensive.

Diversi bacini oceanici si sono aperti lungo ispessimenti della litosfera generati da orogeni precedenti. Per esempio, l'Atlantico centro-settentrionale si è inserito dove prima si era sviluppata la catena paleozoica appalachiana. Gli oceani si sono poi chiusi formando il ciclo di Wilson, che postula che i rift si creino dove vi erano le zone di subduzione, e le catene orogenetiche richiudano le precedenti zone di rifting. Ciò indica che le zone di rift sono determinate dalle eterogeneità della litosfera, e delle loro interazioni con la sottostante astenosfera, apparentemente slegate dai processi del mantello inferiore.

Si possono distinguere vari tipi di rifting sulla terra, oltre quelli lineari che producono i principali bacini oceanici, come per esempio i bacini di retroarco a tetto delle subduzioni dirette ad ovest, caratterizzati da alti tassi di subsidenza (0,6 mm/a); sono associati all'arretramento verso est del piano di subduzione. Esempi sono i Caraibi, il Mediterraneo occidentale, il Bacino Pannonico e il Mar del Giappone.

Tettonica estensionale si forma talora anche sui prismi d'accrezione quando viene superato l'angolo critico di riposo. Queste faglie distensive hanno tuttavia piano di scollamento superficiale (nei primi km), mentre le faglie distensive dei rift classici hanno piani di scollamento in regime fragile nella crosta superiore e duttile al di sotto, e raggiungono la base della litosfera, all'interfaccia con l'astenosfera.

Nei margini continentali e nei bacini di retroarco, appare esserci una spaziatura regolare tra le faglie principali, con due principali picchi di spaziatura media tra 25÷30 km e 4÷6 km. I rifting possono essere sia concentrati in pochi km (per esempio il rift Est Africano), che attraversa in lunghezza tutta l'Africa orientale, ma largo mediamente alcune decine di km, oppure possono avere larghezze di varie centinaia di km, come la Basin and Range nell'ovest degli Stati Uniti.

Studi sulle ofioliti, che sono brandelli di crosta oceanica inglobati negli orogeni, e sulla polarizzazione delle onde sismiche di taglio nel mantello (dette anche S, secondarie o trasversali), indicano che i cristalli d'olivina tendono ad allungarsi parallelamente alla direzione d'estensione. Questo supporta l'idea che vi sia uno scollamento importante tra litosfera e astenosfera, che determina una isorientazione dei cristalli, come anche dimostrato da xenoliti di mantello astenosferico deformati, rinvenuti in lave.

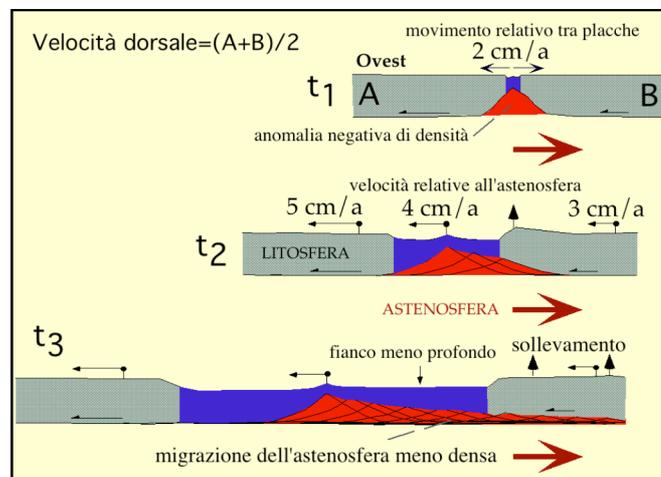


Fig. 8 Modello di un rift oceanico. La placca a sinistra ha uno scollamento maggiore rispetto all'astenosfera, per cui viaggia verso ovest più rapidamente di quella a destra, determinando il rifting. La dorsale mediana si sposta relativamente verso ovest. La risalita dell'astenosfera compensa la separazione tra le placche. Sollevandosi e trovandosi a minore pressione, l'astenosfera fonde producendo la nuova crosta-litosfera oceanica. L'astenosfera residuale è più leggera, e nel suo moto verso oriente genera un deficit di massa che determina la minore profondità del lato orientale della dorsale e, successivamente un sollevamento anche della litosfera continentale a destra (per esempio il rifting atlantico e il sollevamento africano, tratto da Doglioni et al, 2003).

Una asimmetria riconducibile alla polarità geografica avviene anche per le zone di rifting, dove il lato orientale è mediamente più elevato di 100÷300 m rispetto a quello opposto, sia in ambiente

sottomarino che sub-aereo. La spiegazione data a quest'asimmetria è che il mantello che fonde sotto una dorsale s'impoverisce di Fe e altri elementi che fondono per primi. Il mantello residuale diviene così più leggero di circa $20\div 60 \text{ kg/m}^3$, passando per esempio da 3400 kg/m^3 a 3360 kg/m^3 , spostandosi verso est sotto la litosfera. La presenza di un mantello meno denso sotto il lato orientale di un rift accusa un deficit di massa che viene compensato da un relativo sollevamento, che nel caso del fianco di una dorsale oceanica diminuisce leggermente la subsidenza termica. Un mantello astenosferico alleggerito dalla fusione parziale sotto una dorsale, in transito sotto un continente dove va a sostituire un'astenosfera più densa, determina un sollevamento isostatico. Questo meccanismo potrebbe per esempio spiegare il sollevamento dell'Africa, della Francia o dell'India per effetto del passaggio al di sotto della litosfera continentale di un'astenosfera più leggera, impoveritasi lungo la dorsale atlantica o indiana (Fig. 8).

Zone trasformati

I margini di placca che hanno direzione circa parallela al movimento relativo tra due placche sono considerati margini trasformati, dove la tettonica prevalente è trascorrente. Questi margini sono anche loro molto probabilmente scollati alla base della litosfera. Le faglie trasformati, sono anche dette margini trascorrenti o conservativi, e possono svilupparsi sia in litosfera continentale che oceanica. Un esempio tipico continentale è la faglia trascorrente sinistra del Mar Morto che separa la placca araba da quell'africana. Esempi oceanici sono le trasformati Romanche e Vema nell'Atlantico centrale (Fig. 9), con trascorrenza destra, separanti la placca africana a nord dalla placca sudamericana a sud. Le faglie trasformati oceaniche sono tra le strutture tettoniche più lunghe sulla terra e possono superare le migliaia di km. A causa dell'avvicinamento di litosfere d'età diversa, e quindi con stato termico e batimetria variabile, lungo le faglie trasformati si possono generare gradienti batimetrici di $2\div 4 \text{ km}$ tra i due lembi della faglia (Fig. 9). Lungo queste scarpate sottomarine possono venire esposte sezioni complete di crosta oceanica con relativa Moho basale e transizione al mantello sottostante (Bonatti et al., 2003).

Le faglie trasformati oceaniche sono in alcuni casi strutture ereditate dalla irregolare propagazione del rifting continentale, che segue le zone più deboli della litosfera, come per esempio la trasformati Romanche, che riflette la grande ondulazione del rift atlantico centrale, esemplificata dal grande promontorio dell'Africa nord-occidentale. Altre faglie trasformati di minori dimensioni si formano in prossimità delle dorsali, senza che vi siano ondulazioni corrispondenti sui margini continentali, la cui origine sembra più legata alla dinamica intrinseca dei rift oceanici.

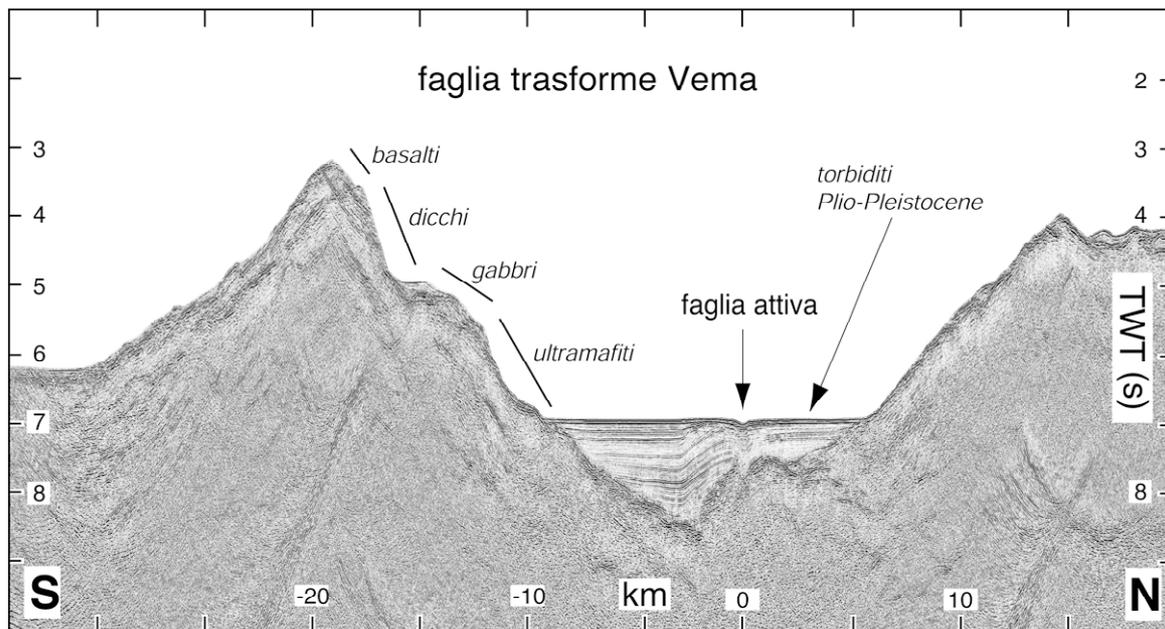


Fig. 9 Sezione sismica a riflessione di faglia trasforme oceanica nell'Atlantico centrale. La scala verticale è il tempo di andata e ritorno (TWT, two way time) in secondi delle onde sismiche (tratto da Bonatti et al., 2003).

Ondulazioni lungo una faglia trascorrente determinano locali depressioni transtensive come bacini di pull-apart, oppure sollevamenti in zone transpressive come i push-up. E' stato notato come i tassi di produzione magmatica nelle zone di rifting sono proporzionali alla velocità di espansione. Mano a mano che una dorsale crea un angolo minore rispetto al movimento delle placche, sino a innestarsi parallelamente in una zona trasforme, il magmatismo contestualmente diminuisce fino a scomparire, perché il tasso di espansione in una trasforme pura è zero.

In termini di energia, le faglie trasformi sono strutture passive, apparentemente non contribuenti positivamente alla tettonica delle placche, come i fenomeni di ridge push per le dorsali e di slab pull per le zone di subduzione.

La faglia di San Andreas in California, è comunemente utilizzata come archetipo delle faglie trasformi e trascorrenti. Tuttavia la faglia di San Andreas ha una situazione geodinamica piuttosto unica e originale rispetto alle trasformi tipiche, e non può essere considerata un esempio classico di zona trascorrente. La faglia di San Andreas, e tutto il sistema di faglie annesse, sono la fascia dove la placca nord americana interagisce con la placca pacifica, lungo la zona di trasferimento della dorsale pacifica dal rift di Juan de Fuca a nordovest, trasformi di Mendocino, al rift dell'est pacifico a sudest.

Questo limite di placca è notoriamente una zona di transpressione destra, dove sia movimenti trascorrenti destri e sovrascorrimenti paralleli alla trascorrenza avvengono contestualmente, come indicato sia dalla geologia che dai meccanismi focali dei terremoti.

La placca pacifica si muove in direzione 300° , formando un angolo di circa 25° con la direzione della faglia di San Andreas, che ha direzione 325° . Poiché la placca pacifica si muove verso ovest-nordovest più velocemente della placca nord americana, l'angolo tra la faglia e la direzione pacifica dovrebbe generare una transtensione destra piuttosto che una transpressione. Tuttavia la zona di trasferimento della dorsale pacifica da Juan de Fuca alla dorsale pacifica est nel Golfo di California si muove verso ovest-nordovest più lentamente della placca nord americana, che è così in grado di sovrascorrere obliquamente verso ovest la placca pacifica, con una componente transpressiva sinistra.

Quindi la tettonica transpressiva destra del sistema della San Andreas può essere suddivisa in due componenti, 1) transpressione sinistra lungo il margine occidentale obliquo della placca nord americana, responsabile di gran parte dei terremoti compressivi; 2) la placca nord americana sovrascorre la zona di trasferimento transtensiva destra della dorsale pacifica. Poiché la transtensione destra è più veloce della transpressione sinistra, il movimento dominante è destro. Questa particolare situazione è dovuta alla direzione obliqua dei margini della placca pacifica e nord americana rispetto al loro movimento assoluto, e alla diversa velocità dei tre elementi in gioco, placca pacifica, zona di trasferimento della dorsale pacifica, e placca nord americana.

La geodinamica californiana è dunque caratterizzata da una subduzione particolare in cui, in contrasto con le zone di subduzione normali, in sezione est-ovest il letto della subduzione diverge dalla placca a tetto, mentre letto e tetto convergono, seppur più lentamente, in direzione nordest-sudovest. La divergenza est-ovest è assorbita dalla distensione nella Basin and Range, mentre la componente compressiva nordest-sudovest si esprime principalmente nei sovrascorrimenti e nella transpressione delle Coast Ranges e dell'offshore californiano. Ciò implica che la compressione perpendicolare alla faglia di San Andreas non è una condizione naturale di un movimento trascorrente, ma è un fattore tettonico indipendente, dimostrando che in una stessa area possono coesistere stili tettonici differenti, ma soprattutto cause geodinamiche indipendenti, come nel caso specifico la transpressione sinistra e la più veloce transtensione destra.

Zone di subduzione e orogeni

I margini convergenti o distruttivi, si creano quando una placca entra nel mantello, cioè subduce. La parte di litosfera che subduce è detta slab. Associati alle zone di subduzione si formano gli

orogeni o prismi di accrezione (Bally, 1983) che sono contraddistinti da una serie di parametri quali la dimensione della catena, i tassi di sollevamento e di raccorciamento; l'entità dell'erosione, ecc. (Fig. 10). Un esempio di fronte di catena è il prisma di accrezione dell'Appennino, localizzato sulla cerniera della subduzione omonima (Fig. 11). In genere le subduzioni si formano quando due placche convergono, e la più pesante delle due, per lo più oceanica, inizia a penetrare nell'astenosfera (Fig. 12). Secondo la classificazione di Bally et al. (1985), si parla di subduzione B per la litosfera oceanica (dagli scopritori Wadati-Benjoff), e di subduzione A per la litosfera continentale (dallo scopritore Ampferer). Lungo le zone di subduzione viene rilasciata la maggior quantità di energia sismica terrestre (>90%). Per esempio i 10 più grandi terremoti del secolo 1900 sono avvenuti nelle zone di subduzione circumpacifiche (8) e nelle subduzioni himalayana e indonesiana (2). Il più forte terremoto mai registrato è avvenuto lungo la subduzione cilena nel 1960, con Magnitudo 6,5. Questo è dovuto al fatto che rompere le rocce in compressione richiede molta più energia che romperle in tensione. Inoltre le zone di subduzione, al contrario dei rift, sono zone fredde, dove la litosfera mantiene un comportamento fragile maggiore, e quindi una più forte resistenza alla deformazione.

Attualmente le subduzioni hanno velocità di convergenza che possono variare da 1÷120 mm/a. Vi sono però anche subduzioni attive in assenza di convergenza, cioè lo slab arretra lo stesso, ma solo in subduzioni dirette verso ovest (per esempio Appennini e Carpazi).

Le zone in profondità in cui la subduzione è rotta oppure assente, sia in orizzontale che in verticale, sono dette finestre dello slab (slab windows). Questo può avvenire per l'allungamento dello slab durante l'arcuatura della subduzione stessa, oppure per velocità di subduzione diversa di due placche a letto. Un'altra interpretazione, secondo alcuni autori, è il distacco dello slab per il suo peso (slab detachment). Le subduzioni hanno una cerniera che arretra, la cui velocità può essere maggiore o minore della velocità di convergenza tra le due placche a tetto e a letto della subduzione. Se la placca a tetto ha velocità di convergenza minore dell'arretramento dello slab si forma un bacino di retroarco (per esempio il Mar del Giappone come retroarco della subduzione omonima, il Mar Tirreno e tutto il Mediterraneo occidentale come retroarco della catena Appennini-Magrebidi, il bacino Pannonico per i Carpazi). Anche questa è una situazione che pare formarsi solo per le subduzioni verso ovest. Il caso frequente in cui la convergenza è maggiore dell'arretramento dello slab si forma invece un orogene molto più elevato e a doppia vergenza (ad esempio le Alpi). Nel primo caso il prisma di accrezione si forma portandosi dietro un'onda di tettonica distensiva in grado di determinare il rifting del retroarco (Fig. 13). La coppia compressione/distensione delle subduzioni verso ovest è sostituita da una coppia

compressione/compressione nelle catene dovute a subduzioni verso est o nordest, dove si creano i tipici orogeni a doppia vergenza. Tettonica distensiva pellicolare può accomodare la parte alta di queste catene quando viene superato l'angolo critico di stabilità.

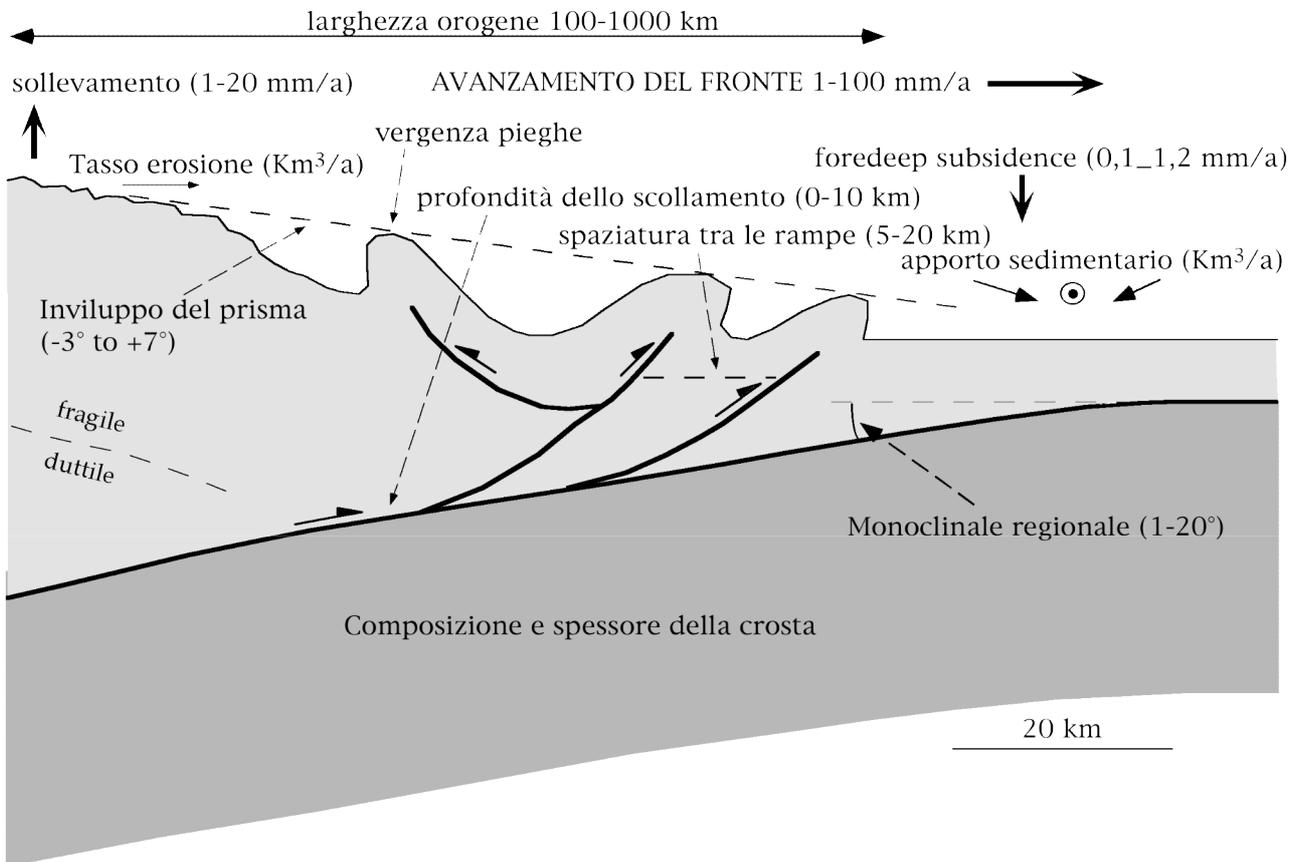


Fig. 10 Principali parametri che caratterizzano i fronti dei prismi di accrezione.

Se la placca a tetto è continentale, quando due placche convergono il passaggio dalla subduzione oceanica a quella continentale è detta fase collisionale. I magmi delle zone di subduzione hanno caratteri da calcoalcalini a shoshonitici. Il magmatismo si trova in proiezione verticale dell'isobata di circa 100÷130 km del piano di subduzione. Il magmatismo si pensa generato dai fluidi rilasciati dal piano di subduzione che porta in fusione parziale il mantello a tetto. Il numero di vulcani e il volume dei magmi eruttati è proporzionale alla velocità della subduzione. Questo potrebbe far supporre un contributo anche del calore di frizione nella produzione dei magmi. Il magmatismo è condizionato dalla composizione della litosfera in subduzione, dallo stato termico dello slab, dalla sua inclinazione e spessore.

Le subduzioni verso ovest sono mediamente più recenti di 50 Ma, mentre le subduzioni opposte possono avere età anche maggiori di 100 Ma.

Le subduzioni verso ovest hanno a tetto una litosfera sottile (20÷40 km), mentre la placca a letto a spessori sempre maggiori (Fig. 13). La Moho della placca a tetto è in genere di neoformazione,

migrante verso est, e sviluppantesi durante la crescita del bacino di retroarco. La crosta della placca a tetto si assottiglia e ha profondità di 10÷25 km. La Moho della placca a letto è invece una Moho preesistente, d'età variabile. Nelle catene legate a subduzioni verso est o nordest invece, sotto l'orogene, le Moho preesistenti delle due placche si sovrappongono (Fig. 13) e lo spessore crostale raggiunge i suoi massimi spessori (55÷70 km).

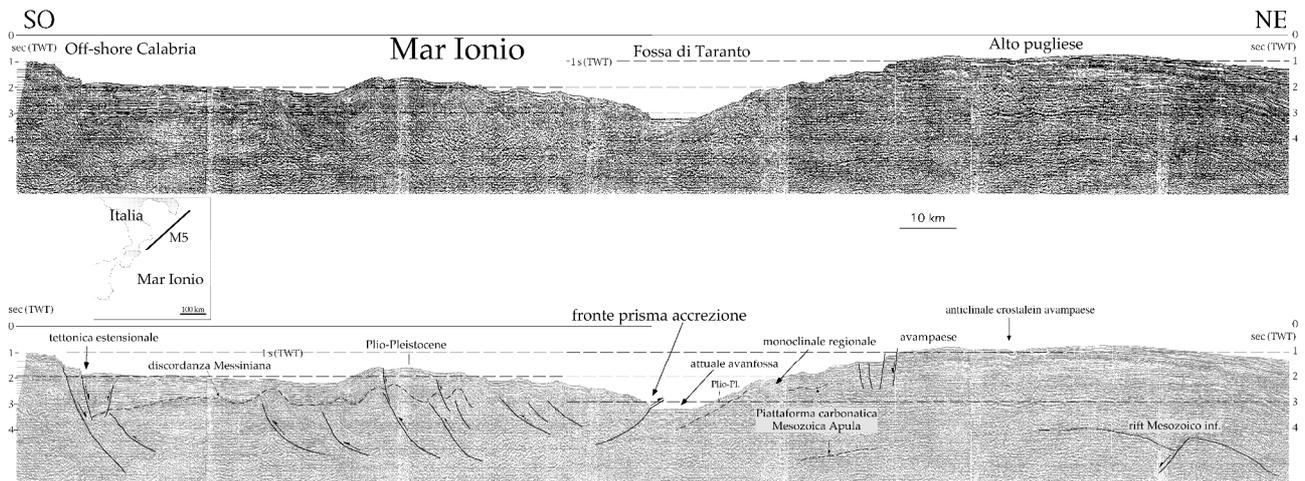


Fig. 11 Sezione sismica a riflessione Crop M5 del Mar Ionio attraverso il prisma di accrezione appenninico, come esempio di fronte di catena. Si notino le strutture retrovergenti, che danno luogo a geometrie a triangolo, e la tettonica distensiva a sudovest che segue a ruota il fronte compressivo, in migrazione verso nordest. Si noti anche che il prisma è meno elevato dell'avampaese (tratto da Merlini et al., 2000).

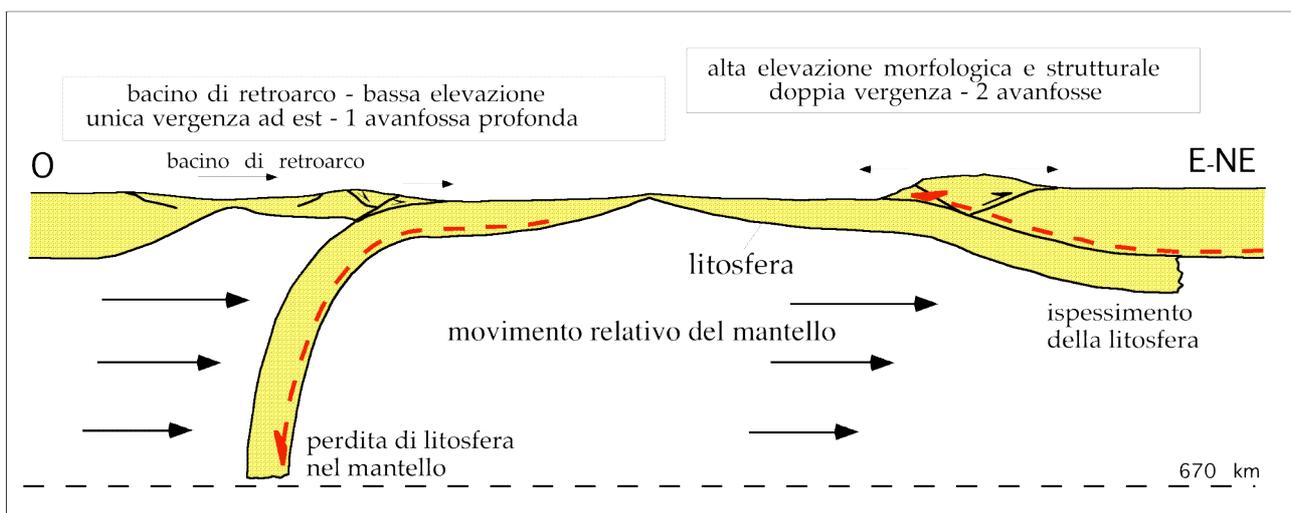


Fig. 12 Differenze tra le zone di subduzione immergenti ad ovest e quelle immergenti ad est o nordest, e comparazione dei relativi orogeni. Le subduzioni verso ovest sono più ripide e più profonde. Il loro piano di scollamento basale s'inflexe e subduce. Nelle subduzioni opposte, dove il tasso di convergenza è superiore alla velocità di arretramento dello slab, il piano di scollamento della placca a tetto sale verso la superficie ed è così in grado di sollevare l'intera crosta nel prisma di accrezione. Quest'asimmetria può essere interpretata con la deriva verso ovest della litosfera rispetto al mantello (tratto da Doglioni et al., 1999).

Le subduzioni verso ovest si enucleano lungo le retrocatene di subduzioni verso est o nordest quando litosfera oceanica o continentale sottile è presente nell'avampaese della retrocatena; per esempio l'arco delle Barbados ha preso il via lungo la retrocatena delle Ande dell'America centrale, ed è migrato verso est solo dove i continenti nordamericano e sudamericano si rastremano, e al fronte della retrocatene dell'orogene centro-americano era presente litosfera oceanica atlantica.

Simile interpretazione può essere fatta per gli Appennini, che hanno avuto la loro nascita lungo la retrocatena delle Alpi, nel cui avampaese vi era un ramo relitto dell'oceano tetideo mesozoico. Queste "paleo-Alpi" sarebbero ora sepolte e stirate sotto l'Appennino occidentale e il Mar Tirreno che è il retroarco della subduzione appenninica. Simile rapporto potrebbe essere applicato per la subduzione dei Carpazi, innescatasi lungo la retrocatena delle Dinaridi. Nei bacini di retroarco si attua un'assottigliamento rapido e irregolare, con aree dove si sviluppa nuova crosta oceanica, oppure aree dove rimangono relitti più spessi di litosfera continentale; si crea cioè un fenomeno di budinaggio. Gli archi delle subduzioni verso ovest hanno lunghezze di 1500÷2000 km.

Le subduzioni verso ovest sono in media più profonde, fino a 670 km, e più inclinate (45° ÷ 90°) di quelle opposte dirette verso est o nordest (Fig. 12), che generalmente hanno il grosso della sismicità che scompare a 300 km, e inclinazioni minori (15° ÷ 60°). La deriva verso ovest della litosfera rispetto al mantello sottostante può spiegare questa diversa pendenza, che in passato era stata attribuita solamente alla diversa età della litosfera oceanica in subduzione, cioè un effetto del peso della litosfera oceanica fredda, ma vi sono esempi in cui la stessa litosfera subduce nelle due direzioni opposte, mantenendo l'asimmetria; inoltre vi sono subduzioni verso ovest molto inclinate e con le caratteristiche già descritte, sia di litosfera oceanica giovane (per esempio l'arco delle isole Sandwich nel sudovest Atlantico), o addirittura di litosfera continentale (gli Appennini centro-settentrionali, i Carpazi, l'arco di Banda). Nelle subduzioni verso ovest, il piano di scollamento basale della placca a letto è piegato e scende in subduzione, e il prisma d'accrezione coinvolge solo la pellicola superiore della placca a letto. Nelle subduzioni opposte, il piano di scollamento basale della placca a tetto riesce attivamente a portare verso l'alto elementi sia della placca a letto che della placca a tetto, ispessendo la crosta e il relativo orogene (Fig. 12). Questo diverso comportamento dei piani di scollamento nelle due opposte subduzioni spiegherebbe perché i prismi di accrezione delle subduzioni verso ovest sono costituiti per lo più da copertura sedimentaria, mentre gli orogeni delle subduzioni opposte hanno l'intera crosta coinvolta nella deformazione, determinando maggiore elevazione strutturale della catena ed

estesi affioramenti di basamento cristallino (Fig. 13). I due diversi comportamenti dei piani di scollamento nei due tipi di subduzione determinano anche variabili percorsi di pressione e temperatura cui sono sottoposte le rocce dei prismi di accrezione, generando metamorfismi peculiari. Per esempio un metamorfismo d'alta pressione e bassa temperatura è più frequente nelle catene associate a subduzione verso est o nordest, mentre il metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione è più facilmente rinvenibile a tetto delle subduzioni dirette verso ovest, dove l'astenosfera rimpiazza lo slab a bassa profondità nel bacino di retroarco.

Le evidenze più forti della deriva verso "ovest" della litosfera, e quindi di un sottostante mantello che ruoterebbe in senso opposto, vengono dalle persistenti asimmetrie tra le zone di subduzione dirette verso ovest e quelle dirette verso est o nordest. Gli orogeni associati alle zone di subduzione verso ovest presentano un rilievo topografico e strutturale inferiore rispetto alle catene associate alle subduzioni opposte, come si vede comparando le subduzioni del Pacifico occidentale con quelle del Pacifico orientale, per esempio Marianne e Ande (Fig. 4). Nel primo caso si forma un bacino di retroarco e la fossa della subduzione è molto profonda, mediamente oltre i 4000 m, il prisma di accrezione coinvolge i livelli più alti della crosta in subduzione, generalmente la copertura sedimentaria. Il rilievo medio dei prismi di queste subduzioni è sotto il livello del mare, come le Fiji, Marianne, Barbados. Le catene più elevate di questo tipo di subduzioni sono gli Appennini, i Carpazi e il Giappone, che hanno piani di scollamento basale del prisma di accrezione più profondi e quindi volumi coinvolti a tetto della subduzione maggiori. Le anomalie gravimetriche delle subduzioni verso ovest sono molto più pronunciate di quelle delle subduzioni opposte, avendo un massimo negativo nella zona di avanfossa, e un massimo positivo nel bacino di retroarco dove l'astenosfera si trova infatti a livelli molto superficiali. Andamento simile hanno le variazioni del flusso di calore, minimo in avanfossa e massimo nel bacino di retroarco.

Nelle subduzioni verso est o nordest, come le Ande o l'Himalaya, non si forma il bacino di retroarco, la catena ha una doppia vergenza e quindi ha due avanfosse, una di fronte alla catena frontale, e una innanzi alla retrocatena (Fig. 13). L'altezza media di queste catene è sopra il livello del mare e le avanfosse hanno profondità medie intorno ai 3000 m in subduzioni oceaniche, mentre sono spesso sopra il livello del mare in subduzioni continentali sia al fronte della catena frontale che della retrocatena. La catena ha piani di scollamento che entrano nel mantello, l'accrezione coinvolge l'intera crosta e quindi le rocce affioranti possono coprire l'intero spettro delle rocce metamorfiche e intrusive del basamento.

La topografia e le anomalie in aria libera attraverso le zone di subduzione confermano la presenza di due marcature distinte (Fig. 14). Una media topografica bassa (-1250 m) e anomalie

gravimetriche pronunciate caratterizzano le catene delle subduzioni verso ovest. Una media topografica più elevata (1200 m) e anomalie gravimetriche più smussate sono tipiche degli orogeni delle subduzioni verso est e nordest. Questa contrapposizione è particolarmente evidente lungo i margini pacifici, ma persiste anche lungo altre zone di subduzione del mondo, in Atlantico, nel Mediterraneo, Himalaya e Indonesia. Quindi la topografia e la gravimetria confermano l'esistenza di due classi separate di zone di subduzione, in buona parte indipendenti dall'età e dalla natura della litosfera in subduzione.

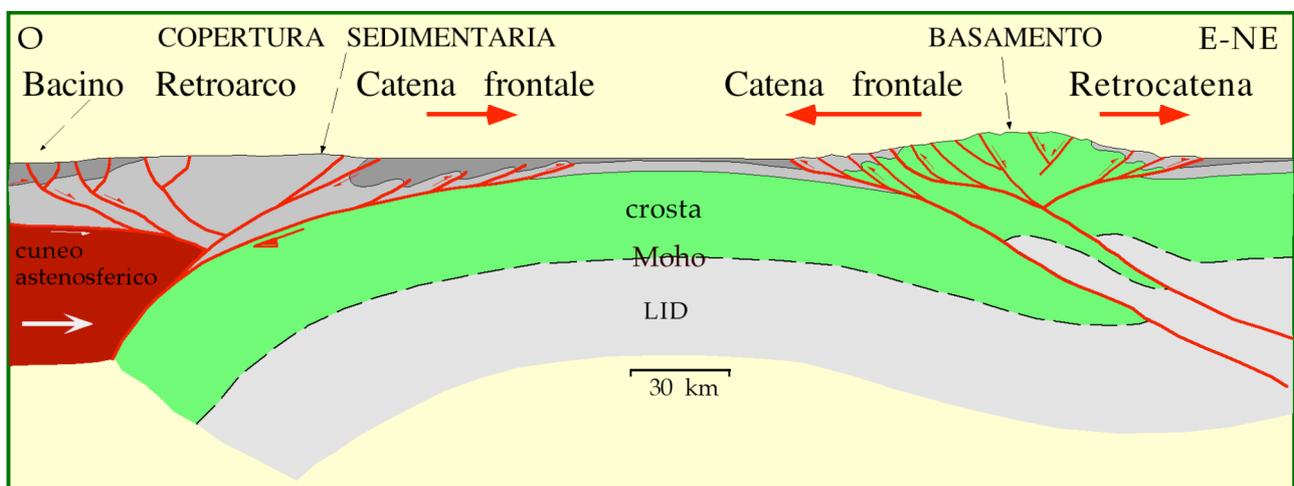


Fig. 13 Le catene che si formano al di sopra delle subduzioni verso ovest sono costituite primariamente da copertura sedimentaria; l'area emersa della catena è sempre inferiore all'area dell'avanfossa; la monoclinale regionale è inclinata con angoli di $4\div 10^\circ$; l'astenosfera ed una Moho di neoformazione 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 ($2\div 5^\circ$); la crosta è ispessita dalla sovrapposizione di due Moho pre-subduzione; esempio sono le Alpi.

Avanfosse

Le avanfosse sono i bacini sedimentari localizzati ai fronti delle catene montuose o prismi di accrezione. Anche le avanfosse hanno caratteristiche a sostegno delle differenze tra le zone di subduzione. Le subduzioni verso ovest hanno avanfosse molto profonde e in rapida migrazione verso est, con tassi di subsidenza $> 1,2$ mm/a. La subsidenza è così forte che le anticlinali del prisma d'accrezione possono avere tassi di sollevamento inferiore, per cui le anticlinali mentre s'innalzano, in realtà talora sono in subsidenza (Fig. 15). Esempi sono al fronte del prisma appenninico, nei Carpazi e nell'arco di Banda. La forte subsidenza appare generata dall'arretramento dello slab, ed è così dominante che il prisma d'accrezione si può addirittura trovare in condizioni di maggiore profondità dell'avampaese (Fig. 11). Sempre nelle avanfosse al

fronte di catene sopra subduzioni dirette verso ovest, il prisma di accrezione in sezione ha un'area che è mediamente minore dell'area dell'avanfossa stessa, cioè un rapporto minore di 1 (Fig. 13). Si prendano come esempi il prisma a tetto e la relativa fossa delle Marianne, o la catena degli Appennini e l'avanfossa padano-adriatica dove vi sono accumulati talora oltre 8 km di sedimenti in 5 Ma. Questo tipo di avanfosse ha tassi di subsidenza così elevati, e catena relativa adiacente poco sollevata, quindi con erosione limitata, da lasciare l'avanfossa in condizioni di sottoalimentazione (Fig. 15).

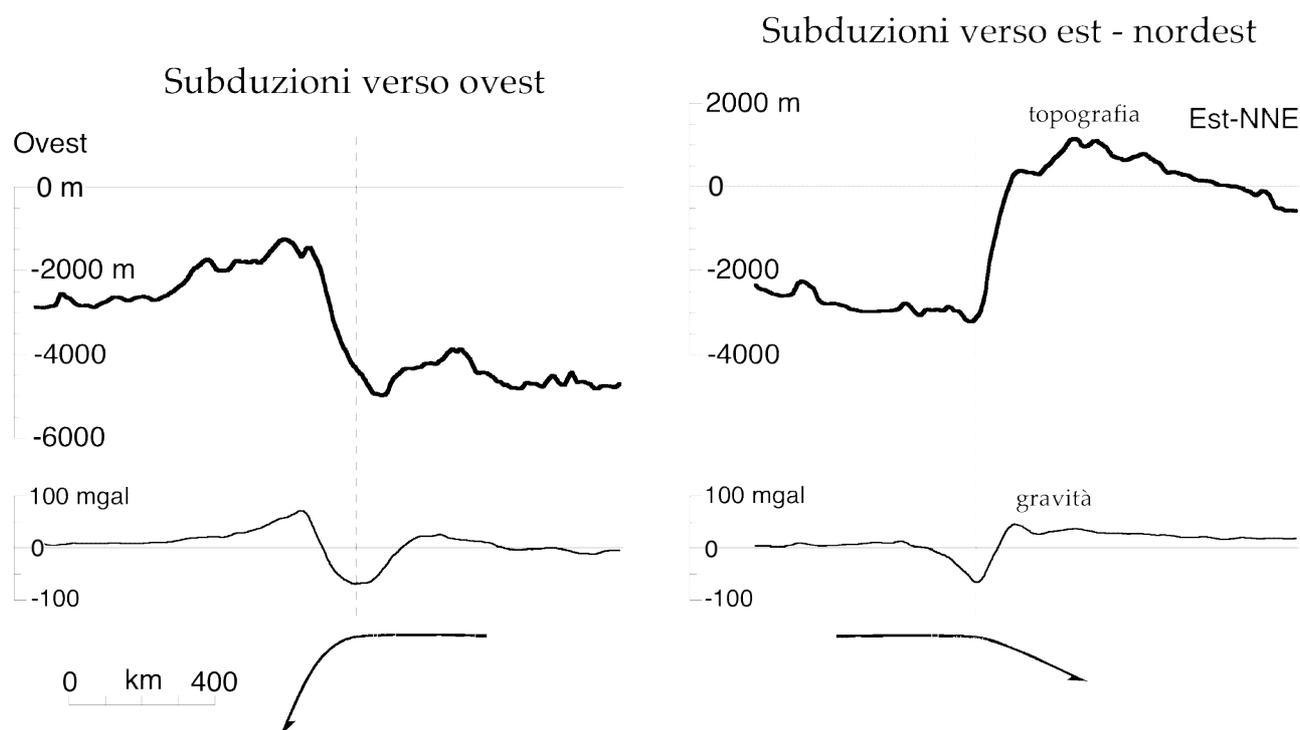


Fig. 14 Profili medi della topografia/batimetria e gravimetria in aria libera delle zone di subduzione. Si noti la maggiore elevazione e la minore ampiezza delle anomalie gravimetriche nelle subduzioni verso est e nordest rispetto alle subduzioni dirette ad ovest. Nelle subduzioni verso ovest non vi è poi corrispondenza tra il minimo gravimetrico e il minimo batimetrico (tratto da Harabaglia e Doglioni, 1998).

Viceversa, le catene legate alle subduzioni verso est o nordest, hanno due avanfosse, al fronte e lungo la retrocatena dell'orogene. I tassi di subsidenza sono relativamente bassi ($< 0,2$ mm/a), avendo spessori di sedimenti di circa 3 km depositi in circa 20 Ma per esempio al fronte delle Alpi settentrionali. Le anticlinali e il prisma di accrezione sono sempre più elevati dell'avampaese (Fig. 15). Il rapporto tra area in sezione della catena e area totale delle due avanfosse è paradossalmente sempre >1 , cioè nonostante la catena sia molto elevata, le due avanfosse sono di dimensioni inferiori (Fig. 13). Per questo tipo di catene (Montagne Rocciose, Alpi, Himalaya) l'erosione è tale nella catena e lo spazio di accomodamento è così ridotto nei

due bacini, che le avanfosse sono sovralimentate, passando rapidamente dalle facies di flysch a quelle di molassa, fino a colmarle e a generare il bypass dei sedimenti ancora provenienti dagli orogeni, che vengono così trasportati in delta remoti. Un esempio sono i grandi delta del Gange e del Bengala dove si accumula il materiale eroso dalla catena Himalayana che non trova più spazio per deporsi nell'avanfossa.

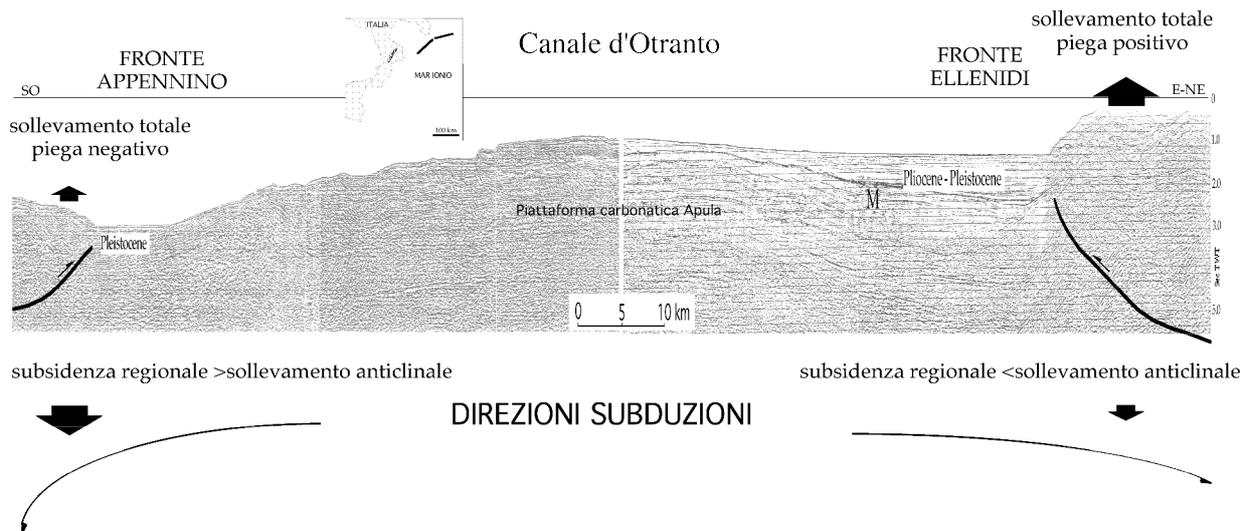


Fig. 15 Confronto tra i fronti appenninico e dinarico-ellenico, legati a due subduzioni a polarità opposta. Si nota una maggiore profondità dell'avanfossa appenninica, e la maggiore elevazione del fronte ellenico. Il fronte appenninico è addirittura più basso dell'avampaese. Il sollevamento totale di una piega è dato dal sollevamento della piega, meno la subsidenza dell'avanfossa. La piega frontale della catena appenninica ha un sollevamento totale negativo, mentre quella ellenica è positivo. M, Messiniano; scala verticale in secondi, tempo di andata e ritorno delle onde P (tratto da Doglioni et al., 1999).

Adottando la deriva verso ovest della litosfera, le subduzioni verso ovest sarebbero generate primariamente dalla flessione indotta dal mantello che relativamente si muoverebbe verso est (Fig. 16); l'avanfossa è in questo caso localizzata sulla cerniera della subduzione e la sua subsidenza coincide con l'arretramento dello slab. Nelle subduzioni verso est o nordest, cioè dirette nel senso del flusso del mantello, quest'ultimo sosterebbe dal basso la litosfera, in parte contrapponendosi al carico della catena, che in questi ambienti geodinamici è il maggior responsabile della flessione dell'avanfossa (Fig. 16). Quando la subsidenza dell'avanfossa è maggiore del sollevamento del prisma, il sollevamento totale delle anticlinali è negativo, viceversa è sempre positivo (Fig. 15).

Queste asimmetrie sono consistenti con un contributo della deriva verso ovest della litosfera rispetto al mantello, che col suo moto relativo verso "est" inclina maggiormente le subduzioni verso ovest, facendole arretrare e generando le forme arcuate tipiche delle Barbados, Sandwich,

Apennini, Carpazi, Marianne, Giappone, Banda, ecc.. In queste subduzioni la litosfera viene nella maggior parte persa e annichilita nel mantello (Fig. 12). Nelle subduzioni opposte verso est o nordest che invece immergono nel senso del movimento relativo del mantello sottostante, la litosfera viene sostenuta dal flusso, e viene ispessita.

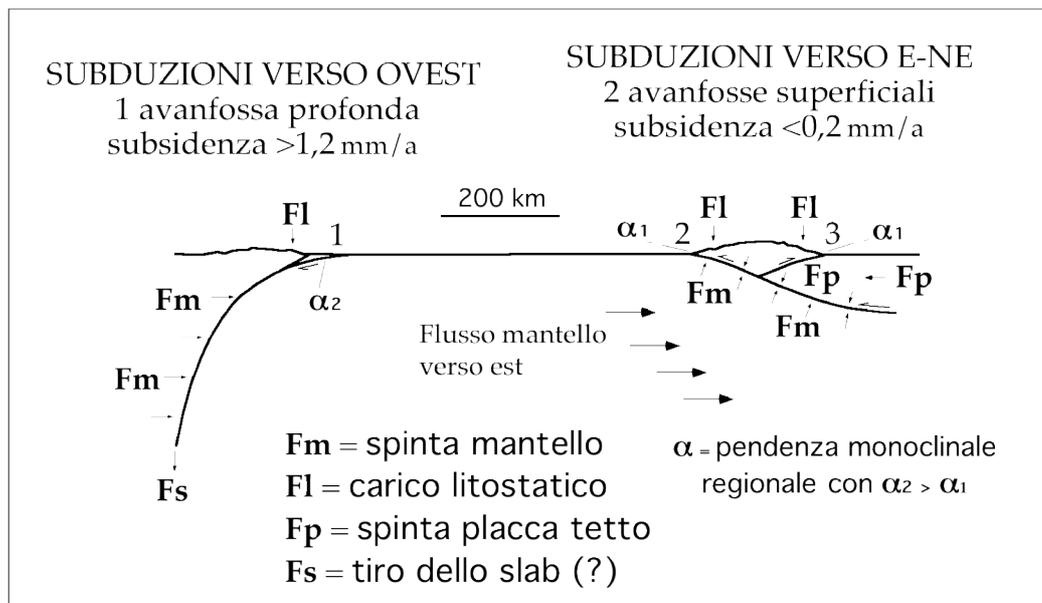


Fig. 16 Modello delle forze che determinano la subsidenza dell'avana fossa in funzione della polarità della subduzione.

Vi sono orogeni che non seguono il flusso di Fig. 4, come per esempio la parte settentrionale del S-America e i Pirenei. Questi orogeni sono legati a subduzioni generate dalla sub-rotazione delle placche sudamericana e iberica, e presentano caratteristiche simili a quelle degli orogeni associati alle subduzioni dirette ad est, cioè doppia vergenza, assenza di estensione di retroarco, alta elevazione morfologica e strutturale, e avana fosse con bassi tassi di subsidenza.

Bacini sedimentari

I bacini sedimentari in cui si accumula sostanza organica che può generare idrocarburi, sono una diretta conseguenza della tettonica delle placche e si formano sia all'interno che ai margini delle placche per tre principali processi che generano subsidenza (Fig. 17): 1) assottigliamento della litosfera, cioè tettonica distensiva o transtensiva; 2) raffreddamento termico della litosfera oceanica e continentale nei margini passivi; 3) piegamento della litosfera nelle cerniere delle zone di subduzione per arretramento dello slab, o per flessione generata dal carico di una catena montuosa o di un delta su di un margine continentale (Fig. 18).

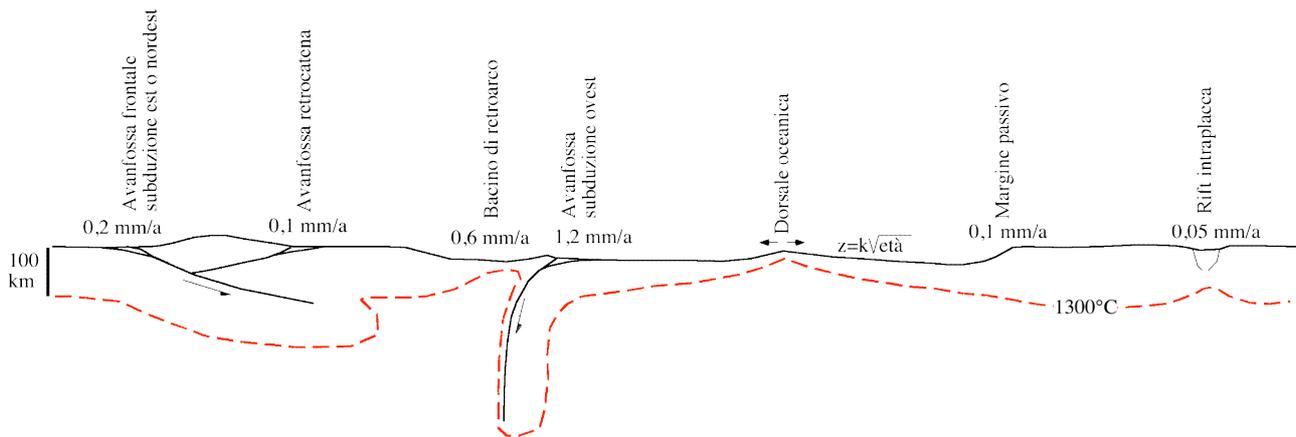


Fig. 17 Tassi di subsidenza medi nei principali ambienti geodinamici, quali le avanfosse, i margini continentali e rift intraplacca. Le dorsali oceaniche hanno subsidenza che diminuisce coll'età della crosta oceanica, dove z è la differenza batimetrica tra la dorsale e il fondo marino, e k è una costante ≈ 320 . Le avanfosse sono aree di subsidenza per flessione della litosfera dovuta al carico della catena per le subduzioni verso est e nordest, e al movimento relativo opposto del mantello nelle subduzioni verso ovest. Le aree oceaniche hanno subsidenza per raffreddamento e ispessimento della litosfera, mentre i rift di retroarco, di margine continentale passivo e intraplacca sono generati prima da un assottigliamento della litosfera, e poi anche dagli altri fenomeni termici e di carico. La linea tratteggiata rossa indica l'ipotetico andamento dell'isoterma che marca la base della litosfera.

I bacini sedimentari si formano dove la crosta va in subsidenza oppure vi è un preesistente bacino vuoto in grado di essere colmato da sedimenti. Il peso dei sedimenti genera comunque un ulteriore carico che flette la litosfera. La compattazione dei sedimenti causata dal carico litostatico ($=\rho gz$, dove ρ è la densità della colonna di rocce, g la gravità e z lo spessore della colonna di rocce) produce una diminuzione della porosità delle rocce, un'espulsione dei fluidi dai pori e determina un'ulteriore subsidenza. Il carico litostatico determina anche diminuzione di volume per dissoluzione per pressione, e quindi ulteriore subsidenza.

La subsidenza in un'area in distensione è funzione del tasso d'estensione e dell'inclinazione delle faglie distensive. Infatti, a parità d'estensione, faglie più inclinate permettono una subsidenza più rapida.

Bacini estensionali intraplacca determinano un indebolimento della crosta e della litosfera, per cui in caso di modifica del campo di sforzo, sono le prime aree a subire un'inversione tettonica. Esempio classico è la catena dell'Atlante, generatasi per transtensione sinistra e distensione en-échelon nel Mesozoico, successivamente invertita in transpressione destra.

La subsidenza termica della crosta oceanica, trattata precedentemente, si attua anche ai margini continentali passivi se la crosta oceanica adiacente non ha superato i 60 Ma.

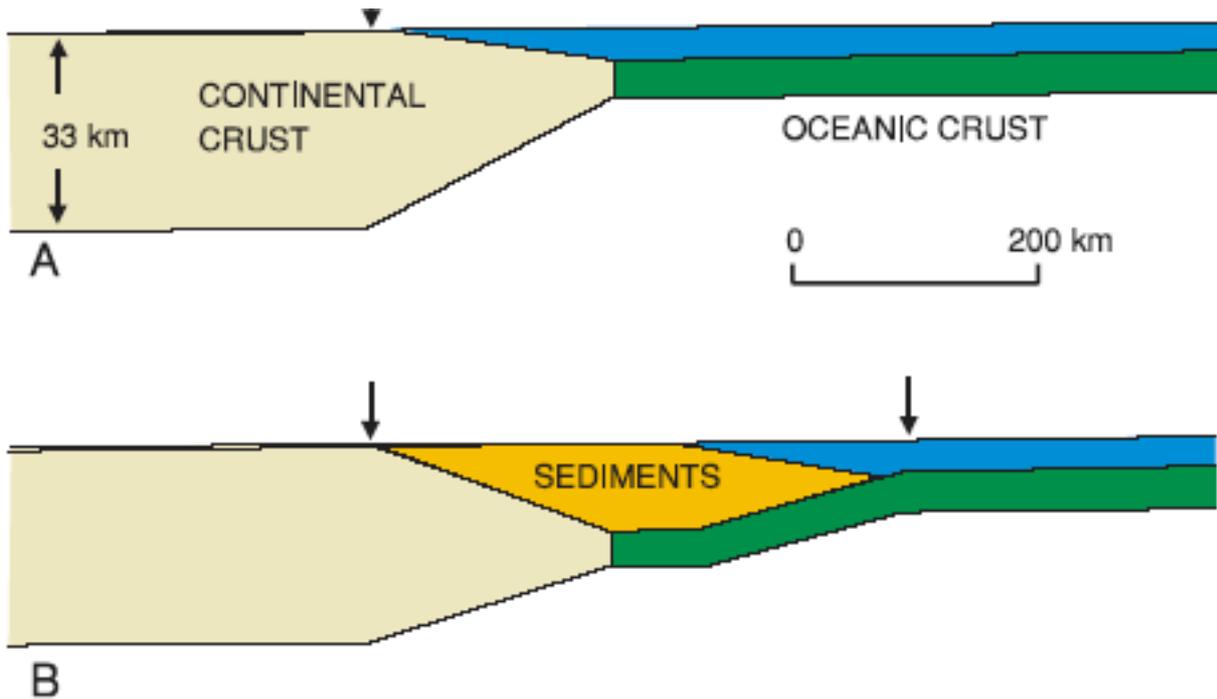


Fig. 18 Modello di subsidenza in un margine continentale passivo dovuto al carico dei sedimenti che sostituiscono l'acqua più leggera ed esercitano un peso che genera uno spazio di accomodamento per depositi di piana costiera e scarpata che producono un'ulteriore flessione della crosta e litosfera (Bott, 1979).

Le avanfosse, già descritte prima, sono tipici bacini legati al piegamento o flessurazione della litosfera; si formano o per il carico della catena e dei suoi sedimenti, o per arretramento della subduzione. La pendenza del basamento sotto l'avanfossa verso l'interno della catena è detta monoclinale regionale dell'avampaese (Fig. 10), ed è meno inclinata per le catene dove è il carico a generare la subsidenza ($2\div 5^\circ$), mentre raggiunge valori più alti ($4\div 10^\circ$) per le avanfosse in cui vi è l'arretramento delle subduzioni verso ovest (Fig. 13).

I tassi di subsidenza dei principali ambienti tettonici sono riportati in Fig. 17, dove si vede che le avanfosse legate a subduzioni verso ovest sono quelle che hanno mediamente i tassi più alti.

Vi sono aree della terra dove possono coesistere contemporaneamente più fattori geodinamici che controllano l'evoluzione di un bacino. Per esempio nel Canale di Sicilia vi è una distensione attiva con faglie distensive orientate NO-SE, che sta separando la Sicilia dall'Africa, ma contemporaneamente i sovrascorrimenti della catena appenninica-magrebide orientati circa E-O avanzano verso sudest, tagliando le faglie normali, che però a loro volta tagliano i sovrascorrimenti. La pianura nel nordest italiano, è l'avampaese della retrocatena alpina, della catena frontale dinarica e della catena appenninica. Quindi vi è l'effetto combinato di tre diverse catene che con meccanismi, velocità e direzioni diverse, generano subsidenza nella stessa area. La faglia di San Andreas è un ulteriore esempio di transpressione sinistra NE-SO sovrapposta ad una più veloce transpressione destra orientata ONO-ESE.

Dinamica delle placche

Nonostante i notevoli progressi nelle scienze della terra, ancora non vi è una teoria completa sui meccanismi che muovono le placche, in modo da riconciliare la cinematica superficiale con i supposti movimenti interni al pianeta. Le forze che agiscono sulla litosfera sono di diverso tipo: il trascinarsi operato dai movimenti convettivi del mantello sottostante, il ridge push, cioè il peso delle dorsali, lo slab pull, che è il peso dei piani di subduzione, e le forze esterne o rotazionali del pianeta, come per esempio gli effetti mareali (Bostrom, 2002). I movimenti delle placche sono talmente lenti che le relative forze inerziali sono trascurabili.

Convezione del mantello

La risalita di mantello nelle zone di rifting e la discesa di litosfera nelle subduzioni sono di per sé già un'evidenza della convezione mantellica. Alla scala dei tempi geologici, il mantello terrestre pur essendo solido e con viscosità maggiore di 10^{22} Pa s, può essere considerato un fluido. Un fluido scaldato dal di sotto e raffreddato da sopra può trasferire calore attraverso il suo spessore in due modi, conduzione o convezione. Il mantello ha un gradiente interno di temperatura di meno di $1^\circ\text{C}/\text{km}$. Il numero senza dimensione di Rayleigh (Ra) misura la possibilità di convezione di un fluido. La litosfera trasmette calore tramite conduzione e fluidi che la attraversano.

Un livello di spessore h con temperature costanti T_0 e T_1 sopra e sotto il livello ha un numero Ra

$$Ra = \frac{\rho^2 g c_p (T_1 - T_0) h^3}{\eta \kappa}$$

dove ρ è la densità, g l'accelerazione di gravità, c_p la capacità del calore specifico, α il coefficiente di espansione termica, η la viscosità, e κ la diffusività termica. Al numeratore vi sono elementi che favoriscono il galleggiamento, mentre al denominatore sono i fattori viscosi che lo rallentano, cioè la crescita dei parametri al numeratore favorisce la convezione, mentre la crescita dei parametri al denominatore favorisce la conduzione. Quindi un alto numero di Rayleigh favorisce la convezione, un basso valore indica che la conduzione è dominante. La transizione tra i due regimi è detta numero critico di Rayleigh. Circa 90% del calore del mantello è assunto provenire dal decadimento radioattivo interno, mentre solo il 10% sarebbe proveniente dal nucleo sottostante. Il numero di Rayleigh necessario per rendere un mantello sferico convettivo è di circa 3×10^3 , ma in realtà, assumendo i valori stimati dal PREM, il valore calcolato per il mantello è di circa 9×10^6 . Ciò significa che il mantello deve convettere, solo non ne conosciamo né la cinematica, né le velocità e come i suoi movimenti interni si conciliano con la cinematica delle placche che appare molto più semplice delle celle convettive ricavabili dai modelli convettivi di tipo Bénard.

La parte del mantello che dovrebbe convettere più vigorosamente è il mantello superiore dove il numero di Rayleigh è più alto perché la viscosità è più bassa, la conduzione termica è minore perché contiene meno ferro che il mantello inferiore, e in più il gradiente termico è più alto che nel mantello inferiore dove la temperatura aumenta meno di un grado per km, mentre nel mantello superiore può aumentare di qualche grado per km.

Vi sono due grandi aree dove è supposta una risalita del mantello inferiore, identificate dalla tomografia come volumi a minore velocità sismica, una nel Pacifico centrale, ed una nell'Africa centro-meridionale (Romanowicz e Yuancheng, 2002). I problemi della convezione sono che le assunzioni sono spesso irrealistiche e si scontrano con evidenze superficiali: per esempio il mantello viene assunto come composizionalmente omogeneo, mentre si sa che è tutta la terra dall'atmosfera al nucleo è intensamente stratificata. Se il mantello fosse omogeneo e i movimenti fossero guidati solo da gradienti termici, ci si dovrebbe aspettare che pezzi di mantello litosferico dovrebbero staccarsi e cadere nel sottostante mantello, fenomeno al momento sconosciuto e che, se presente, dovrebbe generare un sollevamento della litosfera sovrastante relitta.

Le risalite del mantello sono nei modelli di convezione associate a ridiscese laterali, ma i rifting atlantico, est africano e indiano si sono sviluppati senza nessuna subduzione intermedia. Ci sono anche casi di subduzioni vicine appaiate senza rifting in mezzo. Nei modelli convettivi, le correnti in risalita e in discesa sono stazionarie, mentre in natura tutti i margini di placca, rifting, subduzioni e zone trasformi, migrano. Le celle convettive dei modelli hanno forme poligonali, mentre i margini di placca reali hanno forme lineari: si pensi ad esempio alla dorsale atlantica.

Quindi la convezione mantellica non può essere considerata come un rullo trasportatore delle placche, o mantle drag, per la dicotomia tra la convezione e la cinematica superficiale. Inoltre la litosfera è scollata rispetto al mantello, come indicato per esempio dal punto caldo delle Hawaii la cui sorgente mantellica si sposta verso est-sudest rispetto alla litosfera sovrastante. Le dorsali atlantica e indiana durante il loro sviluppo si sono allontanate dall'Africa, quindi sono in movimento relativo tra loro: ciò sottintende che una risalita attiva di mantello statica a distanza stabile sotto le due dorsali non è compatibile colla cinematica delle placche, e che i rifting sono strutture passive, scollate e in movimento relativo rispetto al mantello. Un movimento laterale delle dorsali può spiegare perché queste siano alimentate sempre da un mantello ancora fertile, mentre una loro staticità sul mantello dovrebbe prevedere un impoverimento graduale della sorgente. La tomografia sismica ha confermato la presenza di basse velocità sismiche solo fino a 100÷200 km sotto le dorsali oceaniche, probabilmente indici di fusione parziale, mentre il sottostante mantello ha frequentemente velocità sismiche relativamente maggiori, suggerendo che vi sia un mantello freddo, e che quindi non vi sia un'alimentazione profonda delle dorsali.

Ridge push

L'elevazione di una dorsale oceanica causa un aumento dell'energia potenziale gravitazionale, che viene chiamata ridge push o spinta della dorsale. Non è legata all'inserimento del magma lungo la dorsale, ma viene considerato solo il peso in più determinato dalla maggiore elevazione della dorsale. Una possibile quantificazione del ridge push (F_{rp}) può essere la seguente:

$$F_{rp} = g \rho_m \int h dx - g \rho_w \int w dx$$

Dove g è l'accelerazione di gravità, ρ_m è la densità del mantello, h è l'elevazione della dorsale rispetto al fondo marino, x è la larghezza in orizzontale dell'area in eccesso data dalla dorsale, ρ_w è la densità dell'acqua, e w è la profondità del fondo marino rispetto alla dorsale. Il ridge push ottenuto considerando anche l'effetto del raffreddamento della litosfera e il peso dell'acqua è di circa $3,9 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$ (Turcotte e Schubert, 2002).

Slab pull

Lo slab pull, o tiro verso il basso della subduzione, è la forza che è stata interpretata per la minore temperatura dello slab in subduzione rispetto al mantello circostante più caldo. I basalti oceanici, andando in subduzione si possono trasformare in eclogiti, rocce di altissima pressione e alta densità, generando un gradiente negativo di densità del piano di subduzione rispetto al mantello superiore che lo contiene. L'espressione più semplice dello slab pull è la seguente:

$$F_{sp} = g dz (\rho_l - \rho_m)$$

dove F_{sp} è lo slab pull assumendo che litosfera e mantello abbiano la stessa composizione, e vi sia solo una stratificazione termica; g è l'accelerazione di gravità; d è lo spessore della litosfera in subduzione; z è la profondità del piano di subduzione; ρ_l è la densità della litosfera e ρ_m è la densità del mantello. Assumendo valori come 10 per g , 100 km per d , 660 km la profondità dello slab z , e 3300 kg/m^3 e 3220 kg/m^3 rispettivamente le densità della litosfera e del mantello si ottiene uno slab pull di circa $5,2 \times 10^{13} \text{ Nm}^{-1}$. Tuttavia lo spessore della litosfera in subduzione è sovente più sottile, e soprattutto il mantello superiore ha densità ben superiori ai 3220 kg/m^3 , anche perché molto probabilmente il mantello superiore ha stratificazioni chimico-mineralogiche con un graduale aumento della densità dall'alto verso il basso. Turcotte e Schubert (2002) calcolano uno slab pull di circa $3,3 \times 10^{13} \text{ Nm}^{-1}$. Il PREM (Preliminary Reference Earth Model, Anderson, 1989) propone per esempio una densità di 3970 kg/m^3 per il mantello a 600 km di profondità.

L'olivina nel mantello, oltre alla trasformazione olivina/spinello a circa 400 km di profondità che ne aumenta la densità, può trasformarsi da olivina magnesiaca (forsterite) a olivina ferrifera (fayalite) determinando un aumento di densità ed una diminuzione di volume. Per questo il valore dello slab pull è probabilmente sovrastimato. Inoltre a sfavore dello slab pull vi è il fatto

che i meccanismi focali dei terremoti indicano per lo più che i piani di subduzione sono sottoposti ad una compressione interna parallela allo slab, mentre se lo slab pull fosse operativo ci si aspetterebbe che lo slab fosse in trazione. Ciononostante, lo slab pull è al momento considerato la forza maggiore operante sulla litosfera, avendo un ordine di grandezza maggiore del ridge push.

Vi sono evidenze geologiche e tomografiche che anche la litosfera continentale vada in subduzione. Ampferer, geologo austriaco ai primi del 1900 aveva ipotizzato una subduzione continentale sotto le Alpi, basata sull'impilamento delle falde alpine. I prismi di accrezione dove si vedono impilati sedimenti di margine continentale passivo, indicano che la litosfera su cui erano appoggiati è scomparsa in subduzione. Non vi sono dati sulla profondità cui la litosfera continentale, nonostante la sua minore densità, riesca a scendere in subduzione, facilitata da trasformazioni di fase che l'appesantiscono. Nell'Appennino centro-settentrionale vi è subduzione continentale fino ad almeno 100÷150 km. Questo dimostra che non può essere solo il peso della litosfera fredda oceanica a muovere le placche tramite lo slab pull, perché altrimenti la litosfera continentale non potrebbe subdurre. Un flusso di mantello verso est invece contribuirebbe a fare arretrare e subdurre la litosfera.

Un'altra forza invocata agente sulla litosfera è detta il tiro della fossa, o trench suction. Una zona di subduzione, arretrando, determina un tiro nella placca a tetto verso la zona di cerniera dello slab, muovendo la placca verso la subduzione stessa e/o provocandone l'assottigliamento del margine. Anche questo meccanismo diviene comunque secondario se l'energia della tettonica delle placche non risiede nello slab pull.

Effetti della rotazione terrestre

La tettonica delle placche è finora stata attribuita solo a fenomeni endogeni di raffreddamento del pianeta e di convezione termica. E' stato dimostrato per esempio come i movimenti nel mantello e delle placche disturbino anche la rotazione terrestre provocando oscillazioni dell'asse di rotazione. Tuttavia, la deriva verso "ovest" della litosfera rispetto al mantello e tutte le sue applicazioni tettoniche, indicano un contributo della rotazione terrestre alla tettonica delle placche, sia in termini di direzione di movimento che soprattutto energetici.

L'attrazione luni-solare esercita sulla terra le maree sia fluide che solide, che determinano un trascinamento permanente verso ovest della litosfera, e che nel contempo rallentano la velocità di rotazione terrestre. Infatti è stato misurato un aumento della durata del giorno di circa 1.79 ms/secolo. Per esempio 700 milioni di anni fa, grazie agli studi sulle stromatoliti e i depositi tidali, è stato possibile quantificare che un anno era di circa 400÷430 giorni, cioè la lunghezza del giorno era circa di 21÷20 h, per la più veloce rotazione della terra (Denis et al., 2002). Avendo nel passato

velocità di rotazione maggiore, lo schiacciamento dei poli terrestri era maggiore; da circa 2,5 miliardi di anni ad oggi, lo schiacciamento dei poli rispetto all'equatore è diminuito da 0,005 a 0,003.

Il baricentro tra luna e terra si trova all'interno del mantello, e Bostrom (2002) ha ipotizzato che la gravità alla superficie della terra sia leggermente inclinata di $0,38^\circ$ per effetto della gravitazione lunare, considerando il sistema terra-luna come un pianeta doppio. L'eventuale non verticalità della gravità genererebbe un'asimmetria anche nella convezione mantellica.

Il nucleo interno solido terrestre non esisteva prima di 2 miliardi d'anni, e secondo alcuni autori addirittura avrebbe cominciato a solidificarsi negli ultimi 500 Ma. Anche il mantello inferiore presenta un accumulo di materiale più denso nelle sue parti basse, materiale che non è più in grado di risalire per le altissime pressioni a circa 2800÷2900 km di profondità. Ciò significa che gli elementi più densi si stanno lentamente accumulando nelle parti basse sia del nucleo che del mantello, diminuendo il momento d'inerzia della rotazione terrestre, processo che tenderebbe ad aumentare la velocità di rotazione, ma non abbastanza per compensare il rallentamento imposto dalle maree. La combinazione degli effetti tidali e della discesa verso il basso delle parti più dense della terra determina una coppia di forze agente sull'astenosfera, il livello a minore resistenza, e che potrebbe spiegare il movimento medio della litosfera verso "ovest". In questo modello, la tettonica delle placche sarebbe una combinazione d'effetti rotazionali e moti convettivi del mantello (Scoppola et al., 2004).

Se venisse confermato che i magmi OIB (ocean island basalts) dei punti caldi sono alimentati dall'astenosfera, dato che anche i MORB (middle oceanic ridge basalts) delle dorsali provengono dall'astenosfera, e gli IAB (island arc basalts) delle zone di subduzione sono anch'essi alimentati da profondità astenosferiche (100-150 km), tutto ciò indicherebbe che la stragrande maggioranza dei magmi terrestri vengono dalla parte alta del mantello superiore e che quindi non abbiamo informazioni petrologiche dirette sulla composizione del sottostante mantello, che potrebbe dunque essere più ricco in ferro, e quindi più denso, di quanto finora noto. In questo caso l'effetto dello slab pull sarebbe ancora più basso di quanto stimato sopra, e non più in grado di attivare la tettonica delle placche. La combinazione degli effetti astronomici con quelli convettivi potrebbe meglio spiegare la geodinamica terrestre. Potrebbe anche spiegare perché gran parte dei satelliti si trovano in Tidal locking, cioè hanno la stessa velocità di rotazione e di rivoluzione, mostrando sempre la stessa faccia al pianeta madre, come per esempio la Luna e i satelliti galileiani di Giove: se l'accelerazione della rotazione indotta da una diminuita convezione interna del satellite non è più in grado di contrastare l'effetto mareale del pianeta madre, il satellite smette di ruotare indipendentemente.

Bibliografia

- Anderson D.L. (1989) *Theory of the Earth*. Blackwell, 1-366.
- Bally A.W. (1983) *Seismic expression of structural styles. A picture and work atlas*. American Association Petroleum Geologists Studies in Geology, 15, 3vols.
- Bally A.W., Catalano R., Oldow J. (1985) *Elementi di Tettonica Regionale*. Editrice Pitagora, Bologna, 276 p.
- Bonatti E., Ligi M., Brunelli D., Cipriani A., Fabretti P., Ferrante V., Gasperini L., Ottolini L. (2003) Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic Ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere. *Nature*, 423, 499-505.
- Bostrom R.C. (2000) *Tectonic Consequences of the Earth's Rotation*. Oxford University Press, 1-266.
- Bott M.H.P. (1979) Subsidence mechanisms at passive continental margins. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 29, 8-19.
- Buck W.R., Martinez F., Steckler M.S., Cochran J.R. (1988) Thermal consequences of lithospheric extension: pure and simple. *Tectonics*, 7, 213-234.
- Denis C., Schreider A.A., Varga P., Zavoti J. (2002) Despinning of the earth rotation in the geological past and geomagnetic paleointensities. *J. Geodynamics*, 34, 667-685.
- Dogliani C., Harabaglia P., Merlini S., Mongelli F., Peccerillo A., Piromallo C. (1999) Orogens and slabs vs their direction of subduction. *Earth Science Reviews*, 45, 167-208.
- Dogliani C., Carminati E., Bonatti, E. (2003) Rift asymmetry and continental uplift. *Tectonics*, 22, 1024, doi:10.1029/2002TC001459.
- Fowler C.M.R. (1990) *The solid Earth*. Cambridge University Press, 1-472.
- Gripp A.E., Gordon, R.G. (2002) Young tracks of hotspots and current plate Velocities. *Geophysical Journal International*, 150, 321-361.
- Gung Y., Panning M., Romanowicz B. (2003) Global anisotropy and the thickness of continents. *Nature*, 422, 707-711.
- Harabaglia P., Dogliani C. (1998) Topography and gravity across subduction zones. *Gephysical Research Letters*, 25, 5, 703-706.
- Heflin et al. 2004. <http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>
- Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A. (1986) Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14, 246-250.
- McKenzie D.P. (1978) Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planetary Science Letters*, 40, 25-32.
- Merlini S., Cantarella G., Dogliani C. (2000) On the seismic profile Crop M5 in the Ionian Sea. *Bollettino Società Geologica Italiana*, 119, 227-236.
- Müller R.D., Roest W.R., Royer J.-Y., Gahagan L.M., Sclater J.G. (1997) Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research*, 102, 3211-3214.
<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/images/WorldCrustalAge.gif>.
- Romanowicz B., Yuancheng G. (2002) Superplumes from the Core-Mantle Boundary to the Lithosphere: Implications for Heat Flux. *Science*, 296, 513-516.
- Scoppola B., Boccaletti D., Carminati E., Dogliani C. (2004) The westward drift of the lithosphere: a rotational drag? in stampa.
- Stein C. (1995) Heat flow of the Earth. In Ahrens T.J. (a c. di) *Global Earth Phisics: A Handbook of Physical Constants*. AGU Reference Shelf 1, 144-158.
- Tarney J. (2004) Plate tectonics: Lecture 4. www.le.ac.uk/geology/art/pdffdocs/sediment.pdf.
- Turcotte D.L., Schubert G. (2002) *Geodynamics*. Cambridge University Press, 456 pp.
- Wernicke B. (1985) Uniform normal-sense simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal Earth Sciences*, 22, 108-125.
- Windley B.F. (1995). *The evolving continents*. Wiley, 1-526.