CAPITOLO

15

I margini delle placche, l'orogenesi e la geologia dell'Italia

Ogni catena di montagne è la cicatrice di un oceano che non c'è più.

OBIETTIVI

1. Descrivere i margini divergenti, dal rift continentale alla dorsale, e i fenomeni che li accompagnano: fusione per decompressione, sorgenti idrotermali, ofioliti.
2. Spiegare la subduzione e il piano di Wadati–Benioff, calcolarne l'inclinazione da dati reali e spiegare perché i vulcani di subduzione sono esplosivi.
3. Distinguere i margini convergenti oceano–oceano, oceano–continente e continente–continente e i margini trasformi, e usarli per spiegare la distribuzione di terremoti e vulcani.
4. Collegare l'orogenesi e il ciclo di Wilson alla tettonica delle placche.
5. Interpretare la geologia dell'Italia e del Mediterraneo come effetto della convergenza fra Africa ed Europa, distinguendo i fatti accertati dalle interpretazioni discusse.

INDICE DEL CAPITOLO

15.1 I margini divergenti 2
15.2 I margini convergenti 6
15.3 I margini trasformi e la mappa dei fenomeni 11
15.4 L'orogenesi e il ciclo di Wilson 14
15.5 La geologia dell'Italia e del Mediterraneo 16
15.6 Tettonica, risorse e rischi 20

Scienze naturali 5 · Parte IV · La Terra come sistema: tettonica, atmosfera, oceani · versione 1.0
Capitolo 15: I margini delle placche, l'orogenesi e la geologia dell'Italia · pagine 409–434 del volume completo · estratto per lo studio

Nel deserto di Atacama, nel Cile settentrionale, la terra trema quasi ogni giorno, e dietro le miniere di rame si alzano vulcani di oltre cinquemila metri. Dall'altra parte del mondo, in Etiopia, il suolo si apre in fessure da cui esce lava basaltica, mentre in California una strada costruita dritta si ritrova, dopo un terremoto, spezzata e spostata di qualche metro. Sono tre paesaggi diversissimi, ma raccontano la stessa storia: ciò che accade lungo i *margini* fra le placche. In questo capitolo li studiamo uno per uno, poi usiamo il modello per spiegare come nascono le montagne, come si aprono e si chiudono gli oceani e perché l'Italia, con i suoi vulcani e i suoi terremoti, è uno dei luoghi geologicamente più inquieti d'Europa.

DA RICORDARE

Richiamo. Nel capitolo 14 hai visto le prove della tettonica delle placche (paleomagnetismo, espansione dei fondali, età della crosta oceanica), i tre tipi di margine e il motore del movimento. In *Scienze naturali 4*, cap. 16, hai studiato vulcani e terremoti come *fenomeni*: crosta, mantello e nucleo, litosfera e astenosfera, isostasia, faglie dirette, inverse e trascorrenti, pieghe e falde di ricoprimento, i tipi di eruzione e il rischio. In *Scienze naturali 3*, cap. 12, hai visto le rocce e il metamorfismo. Qui usiamo questi termini senza ridefinirli: ora spieghiamo i fenomeni con il modello.

15.1 I margini divergenti

Nel capitolo 14 hai visto che le placche sono delimitate da margini divergenti, convergenti e trasformi; ora ne studiamo la struttura e i fenomeni, uno per uno (Figura 15.1). Poiché la superficie della Terra non cambia, la litosfera prodotta alle dorsali deve essere consumata, nello stesso tempo, altrove.

15.1.1 Dal rift continentale all'oceano

Un oceano comincia dentro un continente (Figura 15.2). Sotto una regione dove il mantello caldo risale, la litosfera continentale si inarca e viene stirata: si frattura lungo faglie dirette e la parte centrale sprofonda, formando una lunga depressione chiamata **graben** (o fossa tettonica), con i bordi rialzati. È un **rift continentale**. L'esempio attuale più grande è il **Rift dell'Africa orientale**, che dall'Etiopia scende fino al Mozambico per alcune migliaia di chilometri: nelle sue fosse si trovano laghi lunghi e profondi come il Tanganica e il Malawi, e lungo i suoi bordi vulcani come il Kilimangiaro, il monte più alto dell'Africa. Le lave di un rift sono soprattutto basalti *alcalini*, ricchi di sodio e potassio, prodotti da una fusione modesta del mantello. L'allarga-

mento è lento, di pochi millimetri all'anno: l'Africa si sta dividendo in due placche, la nubiana a ovest e la somala a est.

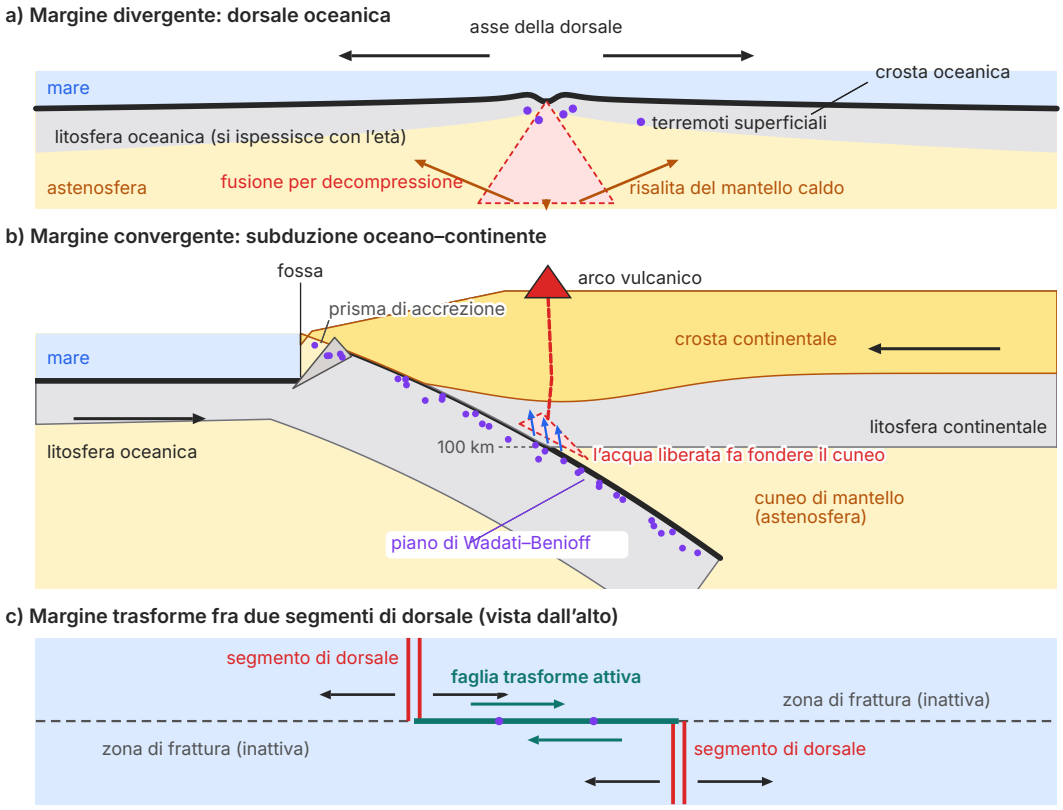


Figura 15.1 I tre tipi di margine. a) Margine divergente: la litosfera oceanica nasce sottile all'asse della dorsale e si ispessisce raffreddandosi; il mantello che risale fonde in parte per decompressione. b) Subduzione oceano–continente: i terremoti seguono la placca che scende (piano di Wadati–Benioff); l'acqua che essa libera verso 100 km di profondità fa fondere il cuneo di mantello e alimenta l'arco vulcanico. c) Vista dall'alto: una faglia trasforme collega due segmenti di dorsale; solo il tratto fra i due segmenti è attivo. Nelle sezioni a) e b) le distanze orizzontali e le profondità sono nella stessa scala, mentre i rilievi e la profondità del mare sono esagerati circa 10 volte.

Se la distensione continua, la crosta continentale si assottiglia fino a rompersi e il mantello che risale comincia a produrre vera crosta oceanica: nasce un **oceano giovane**, stretto e allungato. È lo stadio del **Mar Rosso** e del **golfo di Aden**, che con il Rift dell'Africa orientale si incontrano nella regione di Afar, in Etiopia, a formare una **giunzione tripla**, un punto in cui convergono tre margini. Il Mar Rosso cominciò ad aprirsi circa 30 milioni di anni fa, ma crosta oceanica vera e propria si forma solo nella sua fossa assiale, negli ultimi milioni di anni, mentre l'Arabia si allontana dall'Africa di circa 1–2 cm all'anno.

Dopo decine di milioni di anni l'oceano diventa **maturo**, come l'Atlantico: una dorsale lo divide a metà e i suoi bordi continentali, ormai lontanissimi dal margine attivo, sono **margini passivi**. Lì la crosta continentale assottigliata passa alla crosta oceanica senza terremoti né vulcani, ed è coperta da spessi depositi di sedimenti che formano la piattaforma e la scarpata continentale. Le coste atlantiche dell'Europa, dell'Africa e delle Americhe sono di questo tipo.

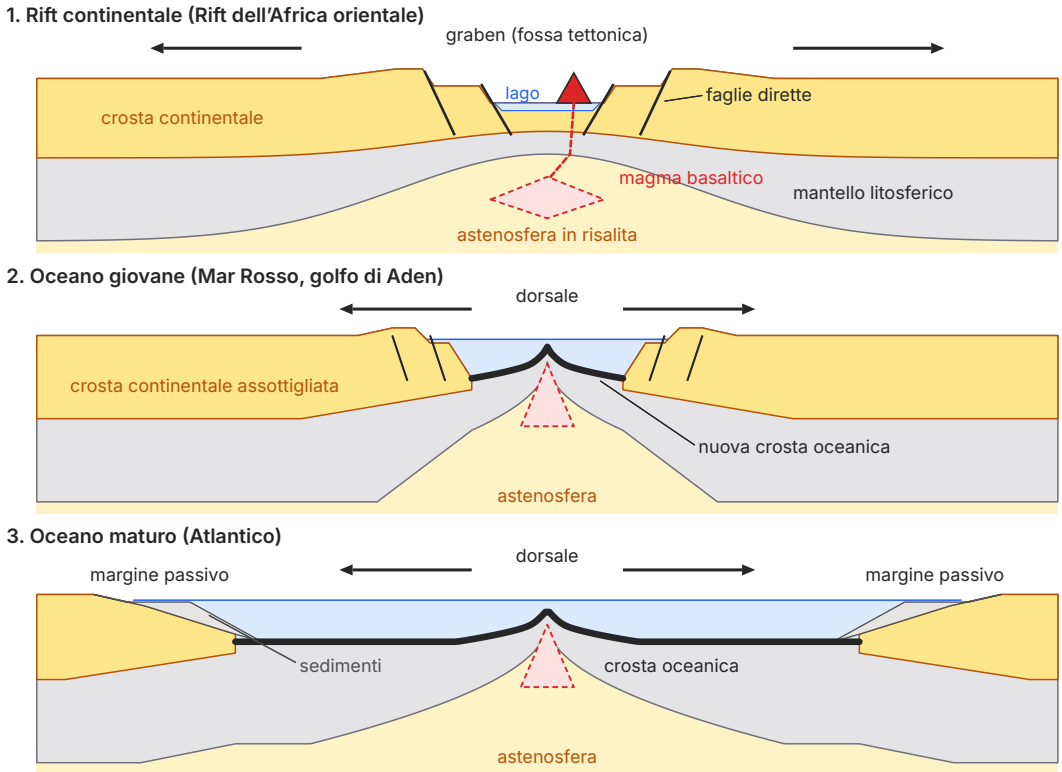


Figura 15.2 Dal rift all'oceano, tre stadi osservabili oggi. 1) La litosfera continentale si stira sopra il mantello caldo che risale: si formano faglie dirette, un graben con laghi e vulcani. 2) La crosta continentale si rompe e nasce la prima crosta oceanica (Mar Rosso). 3) Un oceano maturo, con la dorsale al centro e due margini passivi coperti di sedimenti (Atlantico). Schema non in scala.

15.1.2 La dorsale e la fusione per decompressione

Lungo una dorsale oceanica il mantello dell'astenosfera, caldo e solido, risale lentamente per riempire lo spazio lasciato dalle placche che si allontanano. Salendo, la pressione diminuisce più in fretta della temperatura e la peridotite comincia a fondere in piccola parte, senza ricevere calore: è la **fusione per decompressione** che hai incontrato in *Scienze naturali 4*. Il fuso, di composizione basaltica, si raccoglie in camere magmatiche sotto l'asse; in parte cristallizza in profondità come gabbro, in parte risale in filoni verticali e in parte esce sul fondale, dove a con-

tatto con l'acqua gelida forma le tipiche *lave a cuscino* (*pillow lava*). Così, strato dopo strato, si costruisce la crosta oceanica, spessa circa 7 km.

Come hai visto nel capitolo 14, la forma della dorsale dipende dalla velocità di espansione: le dorsali lente, come quella medio-atlantica, hanno lungo l'asse una valle di rift, profonda in genere uno o due chilometri e limitata da faglie dirette; in quelle veloci, come la dorsale del Pacifico orientale, il magma è più abbondante, la valle manca e l'asse forma un rilievo largo e dolce. In entrambi i casi i terremoti sono **superficiali**, a pochi chilometri di profondità: la litosfera all'asse è sottile e calda, e sotto di essa non c'è roccia abbastanza fredda e rigida da rompersi.

15.1.3 Le sorgenti idrotermali

L'acqua del mare penetra nelle fratture della crosta giovane, scende per chilometri, si scalda vicino alle camere magmatiche e risale a temperature che superano i 350 °C; non bolle perché, sotto migliaia di metri d'acqua, la pressione è altissima. Durante il percorso scioglie dalle rocce metalli e composti dello zolfo. Quando sgorga sul fondale, nelle **sorgenti idrotermali**, si mescola con l'acqua fredda e i solfuri di ferro, rame e zinco precipitano come un fumo nero, costruendo camini alti anche decine di metri: sono i *black smoker*, le «fumarole nere». Le prime comunità di animali attorno a sorgenti idrotermali furono osservate nel 1977 sulla dorsale delle Galápagos, con il sommergibile *Alvin*; i primi camini neri, nel 1979, sulla dorsale del Pacifico orientale.

COLLEGAMENTI

Biologia · Ecosistemi senza luce. Attorno alle sorgenti idrotermali, a migliaia di metri di profondità, vivono vermi tubicoli lunghi più di un metro, molluschi e crostacei. La base della catena alimentare non è la fotosintesi ma la *chemiosintesi* (*Scienze naturali 2*): batteri e archei ricavano energia dall'ossidazione dell'acido solfidrico che esce dalle sorgenti e la usano per fissare il diossido di carbonio, in una reazione che si può riassumere così:

$$CO_2 + 4\,H_2S + O_2 \rightarrow CH_2O + 4\,S + 3\,H_2O$$

dove CH_2O rappresenta in forma semplificata la sostanza organica. Il verme tubicolo *Riftia* non ha bocca né intestino: ospita questi batteri nei propri tessuti e vive dei loro prodotti. Alcuni archei di queste sorgenti crescono a temperature superiori a 100 °C. Per questo gli ambienti idrotermali sono fra i luoghi in cui si studiano i limiti della vita e le ipotesi sulla sua origine.

15.1.4 Le ofioliti

Di solito la litosfera oceanica sprofonda nelle zone di subduzione e scompare. Talvolta, però, durante la chiusura di un oceano, una sua porzione viene sollevata e accavallata sopra un continente. Questi frammenti di antica litosfera oceanica esposti sulla terraferma si chiamano **ofioliti** (dal greco *óphis*, serpente, per il colore verde e l'aspetto squamoso delle serpentiniti). Una

serie completa mostra, dall'alto verso il basso, la stessa successione che si forma a una dorsale: sedimenti di mare profondo (in Italia spesso *radiolariti*, chiamate anche diaspri), lave a cuscino, filoni, gabbri e peridotiti del mantello, spesso trasformate in serpentiniti. In Italia le ofioliti sono abbondanti: nell'Appennino ligure ed emiliano e in Toscana, e nelle Alpi occidentali, dove il Monviso è in gran parte formato da ofioliti metamorfosate. Sono i resti di un oceano giurassico, quello ligure-piemontese, che separava l'Europa dall'Africa e di cui parleremo nel paragrafo sull'Italia.

15.2 I margini convergenti

15.2.1 La subduzione e il piano di Wadati–Benioff

Quando due placche convergono e almeno una porta litosfera oceanica, quella più densa si piega e scende nel mantello sotto l'altra: è la **subduzione**. La litosfera oceanica diventa più densa invecchiando, perché si raffredda e si ispessisce; quella vecchia di decine di milioni di anni è più densa dell'astenosfera sottostante e tende a sprofondare, tirando dietro di sé il resto della placca (la trazione della placca, o *slab pull*, del capitolo 14). Dove la placca si piega si forma una **fossa oceanica**: le fosse sono le zone più profonde degli oceani, e il punto più profondo conosciuto, nella fossa delle Marianne, si trova a quasi 11 km sotto il livello del mare (circa 10 900 m, secondo misure diverse).

La placca che scende è fredda e rigida, e per centinaia di chilometri dentro il mantello caldo continua a rompersi producendo terremoti. Gli ipocentri si dispongono così lungo una superficie inclinata che parte dalla fossa e si approfondisce sotto la placca sovrastante, fino a circa 700 km: è il **piano di Wadati–Benioff**, dal nome del sismologo giapponese Kiyoo Wadati, che fra gli anni Venti e Trenta dimostrò l'esistenza di terremoti profondi sotto il Giappone, e dello statunitense Hugo Benioff, che dal 1949 ne descrisse la geometria lungo i margini del Pacifico. Le loro osservazioni furono capite pienamente solo con la tettonica delle placche: il piano di Benioff è la placca stessa, resa visibile dai suoi terremoti.

La Figura 15.3 mostra in sezione tutti i terremoti di magnitudo pari o superiore a 4,5 registrati dal 1990 al 2024 in una fascia delle Ande centrali, attorno al 22° parallelo sud, dove la placca di Nazca scende sotto il Sudamerica a circa 6–8 cm all'anno. I terremoti superficiali si addensano vicino alla fossa, dove le placche sono a contatto: lì avvengono i grandi terremoti di subduzione, che possono superare la magnitudo 8 e generare maremoti. Più in profondità gli ipocentri disegnano un piano inclinato di circa 30°, fino a quasi 300 km; poi c'è una lacuna, e un gruppo isolato di terremoti si trova fra 500 e 600 km.

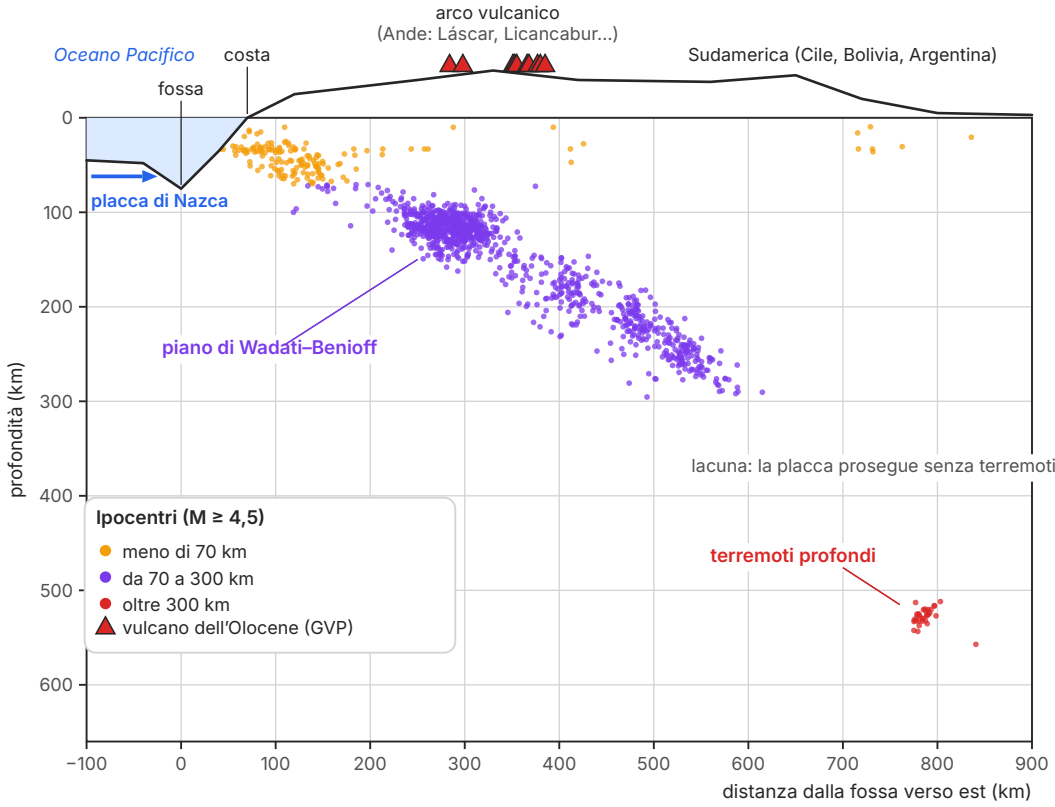


Figura 15.3 Sezione della zona di subduzione delle Ande centrali, fra 21° e 23° di latitudine sud: ipocentri dei terremoti di magnitudo ≥ 4,5 dal 1990 al 2024 (catalogo USGS), in funzione della distanza dalla fossa e della profondità, nella stessa scala. I triangoli sono i vulcani attivi nell'Olocene della stessa fascia (Global Volcanism Program, Smithsonian Institution). Il profilo del rilievo in alto è schematico ed esagerato 10 volte.

ESEMPIO SVOLTO

L'inclinazione del piano di Benioff

Problema. Nella Figura 15.3 si leggono due punti al centro della nube di ipocentri: A, a 300 km dalla fossa e 120 km di profondità, e B, a 525 km dalla fossa e 250 km di profondità. Calcola l'inclinazione media del piano di Benioff fra A e B e stima a quale profondità si trova la placca sotto l'arco vulcanico, a circa 360 km dalla fossa.

Soluzione. Fra A e B la profondità aumenta di $\Delta z = 250 - 120 = 130$ km mentre la distanza aumenta di $\Delta x = 525 - 300 = 225$ km. L'angolo α con l'orizzontale soddisfa

$$\tan \alpha = \frac{\Delta z}{\Delta x} = \frac{130\ \text{km}}{225\ \text{km}} = 0{,}578 \rightarrow \alpha \approx 30^\circ$$

Sotto l'arco la distanza da A è $360 - 300 = 60$ km, quindi la profondità è circa $120\ \text{km} + 60\ \text{km} \times 0{,}578 \approx 155$ km. Il risultato concorda con la regola generale: i vulcani di un arco sorgono dove la placca che scende si trova a circa 100–150 km di profondità. Un piano poco inclinato, come quello delle Ande, mette l'arco lontano dalla fossa; un piano ripido lo avvicina.

15.2.2 Perché i vulcani di subduzione sono esplosivi

La placca che scende porta con sé acqua, contenuta nei sedimenti e nei minerali idrati della crosta oceanica alterata dal mare. Con l'aumento di pressione e temperatura questi minerali si destabilizzano e liberano l'acqua, soprattutto fra 80 e 150 km di profondità. L'acqua risale nel **cuneo di mantello**, la porzione di astenosfera compresa fra la placca che scende e la litosfera sovrastante, e ne abbassa la temperatura di fusione di centinaia di gradi: la peridotite, già caldissima, comincia a fondere. È la seconda delle tre vie di formazione dei magmi viste in *Scienze naturali 4*, l'aggiunta di acqua.

Il magma così prodotto è ricco di acqua e di altri gas; risalendo attraverso una crosta spessa, si ferma in camere magmatiche, cristallizza in parte e assimila rocce della crosta, arricchendosi di silice. Ne nascono magmi **andesitici** (il nome viene proprio dalle Ande) e dacitici: viscosi e carichi di gas, danno eruzioni esplosive e costruiscono strato-vulcani. Sopra ogni zona di subduzione si allinea così una catena di vulcani parallela alla fossa, l'**arco vulcanico**: è l'«anello di fuoco» del Pacifico.

ERRORE FREQUENTE

«I vulcani di subduzione nascono dalla fusione della placca che sprofonda». Di solito no. La crosta oceanica che scende è relativamente fredda e, nella maggior parte delle zone di subduzione, non raggiunge la temperatura di fusione: cede invece acqua, ed è il **cuneo di mantello** sovrastante, idratato, a fondere. La fusione della crosta della placca stessa avviene solo in casi particolari, per esempio dove scende litosfera molto giovane e calda. Un errore vicino: il mantello del cuneo non è «un mare di magma»; ne fonde solo una piccola frazione.

15.2.3 Archi insulari, catene andine, prismi e bacini

Gli effetti della subduzione dipendono da che cosa c'è sulla placca sovrastante.

- **Oceano–oceano.** Una placca oceanica scende sotto un'altra placca oceanica; l'arco vulcanico sorge dal mare come una fila di isole, un **arco insulare**. Sono archi insulari le Marianne, le Tonga, le Aleutine, le Piccole Antille; il Giappone è un arco più complesso, costruito su frammenti di crosta continentale.
- **Oceano–continente.** La placca oceanica scende sotto un continente; l'arco vulcanico sorge sul margine continentale, che viene compresso, ispessito e sollevato in una catena montuosa. È il caso delle Ande, dove la fossa del Perù e del Cile, profonda circa 8 km, corre parallela a una catena alta oltre 6 km.

Nella fossa, la placca che scende porta con sé i sedimenti accumulati sul fondale; in parte vengono raschiati dalla placca sovrastante e impilati in scaglie, come neve davanti a uno spazzaneve, formando un cuneo di rocce deformate chiamato **prisma di accrezione**. Ne sono esempi l'isola di Barbados, nelle Piccole Antille, e il grande prisma sommerso del Mar Ionio, davanti alla Calabria.

Dietro l'arco, in alcune zone di subduzione la placca sovrastante non è compressa ma stirata. Succede quando la placca che scende, vecchia e pesante, sprofonda quasi verticalmente e la sua cerniera arretra verso l'oceano: questo **arretramento** della fossa (in inglese *roll-back*) «tira» la placca sovrastante, che si assottiglia e si apre. Si forma così un **bacino di retroarco**, un piccolo oceano con una sua dorsale alle spalle dell'arco: il Mar del Giappone, la fossa delle Marianne con il suo bacino interno e, come vedremo, il Mar Tirreno.

15.2.4 Quando si scontrano due continenti

La crosta continentale ha una densità di circa 2,7–2,8 g/cm^3, molto minore di quella del mantello: è troppo leggera per sprofondare a lungo. Quando un oceano si è chiuso del tutto e due continenti arrivano a contatto, la subduzione si blocca: è la **collisione continentale**. La litosfera oceanica già entrata nel mantello si stacca e affonda; i due margini continentali si accavallano, si piegano e si ispessiscono. La linea lungo la quale si saldano, spesso segnata da ofioliti, è la **sutura**, la cicatrice dell'oceano scomparso.

L'esempio più spettacolare è l'**Himalaya** (Figura 15.4). L'India, staccatasi dall'Africa nel Mesozoico, si spostò verso nord a velocità eccezionali, attorno a 15 cm all'anno, mentre l'oceano della **Tetide** che la separava dall'Asia veniva consumato in subduzione sotto il margine asiatico. La collisione cominciò circa 50 milioni di anni fa; da allora l'India ha rallentato, ma continua a spingere verso nord a circa 4–5 cm all'anno rispetto all'Eurasia. La crosta indiana si è infilata sotto quella asiatica e le scaglie della sua parte superiore sono state accavallate verso sud lungo grandi sovrascorrimenti: così è cresciuto l'Himalaya, con le cime più alte della Terra, e alle sue spalle l'altopiano del Tibet, a oltre 4 500 m di quota media, sotto il quale la crosta è spessa circa 70 km, il doppio del normale. In una catena di collisione non c'è vulcanismo attivo: manca una placca oceanica che scenda e liberi acqua. Ci sono invece moltissimi terremoti, superficiali o di profondità intermedia, distribuiti su una fascia larga migliaia di chilometri, come quelli che colpirono il Nepal nel 2015.

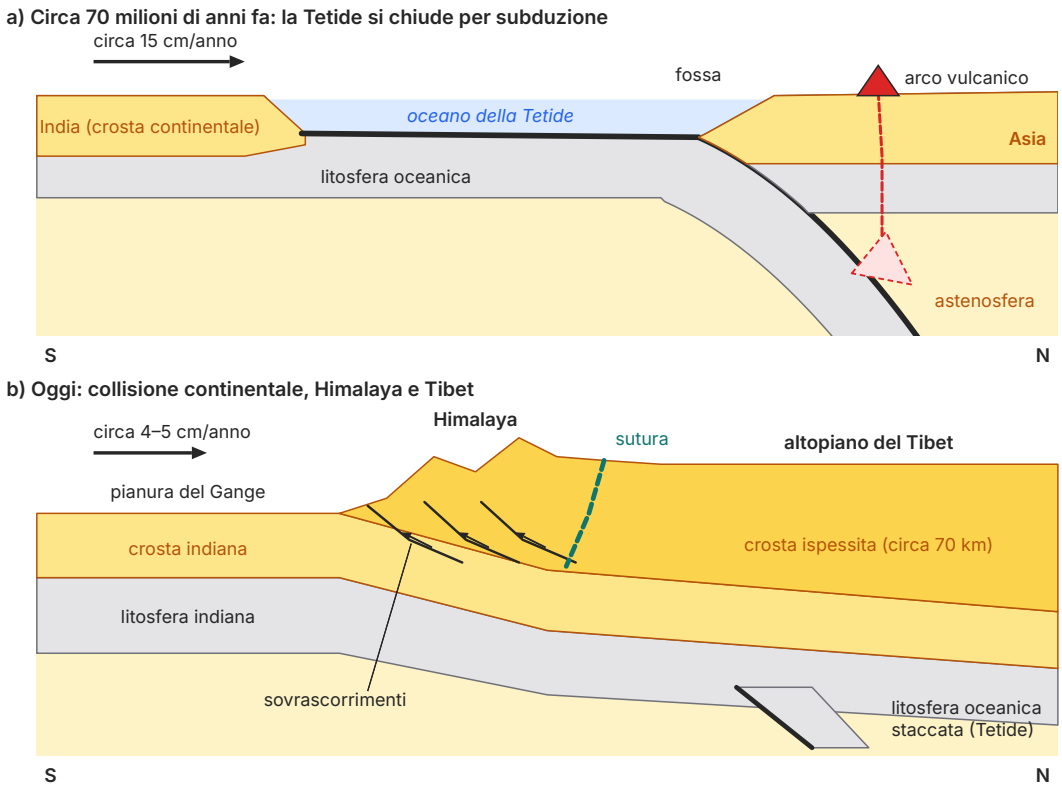


Figura 15.4 La collisione fra India e Asia, in due sezioni schematiche da sud a nord (non in scala). a) Prima della collisione la litosfera oceanica della Tetide scende sotto l'Asia e alimenta un arco vulcanico. b) Oggi la crosta indiana si incunea sotto il Tibet; scaglie di crosta sono accavallate verso sud lungo i sovrascorrimenti dell'Himalaya; la sutura segna la posizione dell'oceano scomparso, e la litosfera oceanica si è staccata ed è sprofondata.

APPROFONDIMENTO

Approfondimento · Quanto è profonda la radice di una catena? In *Scienze naturali 4* hai visto che le montagne hanno «radici» perché la litosfera è in equilibrio isostatico. Il geodeta inglese George Airy propose a metà dell'Ottocento un modello semplice: blocchi di crosta di densità ρ_c galleggiano sul mantello, più denso (ρ_m), come iceberg nell'acqua, secondo il principio di Archimede che conosci dalla fisica. Un rilievo alto h è sostenuto da una radice profonda r tale che il peso in più del rilievo sia compensato dalla spinta della radice, cioè da $\rho_c \cdot h = (\rho_m - \rho_c) \cdot r$, da cui

$$r = h \cdot \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c}$$

Con ρ_c = 2,8 g/cm^3 e ρ_m = 3,3 g/cm^3 il rapporto vale 2,8/0,5 = 5,6: ogni chilometro di rilievo richiede circa 5,6 km di radice. Per il Tibet, alto in media circa 5 km, $r \approx 5 \text{ km} \times 5{,}6 = 28$ km; se una crosta normale, al livello del mare, è spessa circa 35 km, la crosta del Tibet dovrebbe essere spessa 35 + 5 + 28 ≈ 68 km, in buon accordo con i circa 70 km misurati con le onde sismiche. Il modello spiega anche perché l'erosione, consumando la cima di una catena, la fa risalire: tolto peso, la radice «riemerge».

15.3 I margini trasformi e la mappa dei fenomeni

15.3.1 Faglie che non creano e non distruggono

Nel capitolo 14 hai visto che la maggior parte delle faglie trasformi collega segmenti di dorsale sfalsati e che è attivo solo il tratto compreso fra i due segmenti (Figura 15.1c). Al di là di quel tratto, la stessa frattura prosegue come *zona di frattura* inattiva, una cicatrice fra rocce che si muovono insieme. Lungo i margini trasformi i terremoti sono superficiali e possono essere forti, ma non ci sono vulcani, perché non c'è né risalita di mantello né subduzione.

Alcuni margini trasformi attraversano i continenti. La **faglia di San Andreas**, in California, lunga circa 1 200 km, separa la placca pacifica, che si muove verso nord-ovest, da quella nordamericana; le due placche scorrono l'una rispetto all'altra di circa 5 cm all'anno, un movimento che si ripartisce fra la faglia di San Andreas e altre faglie vicine. Il terremoto del 1906 (magnitudo circa 7,9), che distrusse San Francisco, spostò recinti e strade di alcuni metri. La **faglia nordanatolica**, in Turchia, lunga circa 1 500 km, lascia scivolare l'Anatolia verso ovest, stretta fra l'Arabia e l'Eurasia che convergono; il terremoto di Izmit del 17 agosto 1999 (magnitudo 7,6) uccise più di 17 000 persone.

ESEMPIO SVOLTO

Un vulcano tagliato in due

Problema. Circa 23 milioni di anni fa un campo vulcanico si formò in California a cavallo della faglia di San Andreas. Oggi le sue due metà, le rocce dei Pinnacoli e quelle di Neenach, si trovano ai due lati della faglia, a circa 314 km l'una dall'altra. Calcola la velocità media di scorrimento e confrontala con quella attuale fra le due placche, circa 5 cm all'anno.

Soluzione. La velocità è lo spostamento diviso per il tempo:

$$v = \frac{d}{t} = \frac{314\ \text{km}}{23 \times 10^6\ \text{anni}} = \frac{3{,}14 \times 10^7\ \text{cm}}{2{,}3 \times 10^7\ \text{anni}} \approx 1{,}4\ \text{cm/anno}$$

La media è circa un terzo della velocità relativa attuale fra le placche. Non c'è contraddizione: solo una parte del movimento avviene lungo la faglia di San Andreas, il resto si distribuisce su altre faglie, e la velocità e il tracciato del margine sono cambiati nel tempo. Alla velocità attuale, 314 km si percorrerebbero in circa 6 milioni di anni.

15.3.2 La distribuzione dei fenomeni spiegata

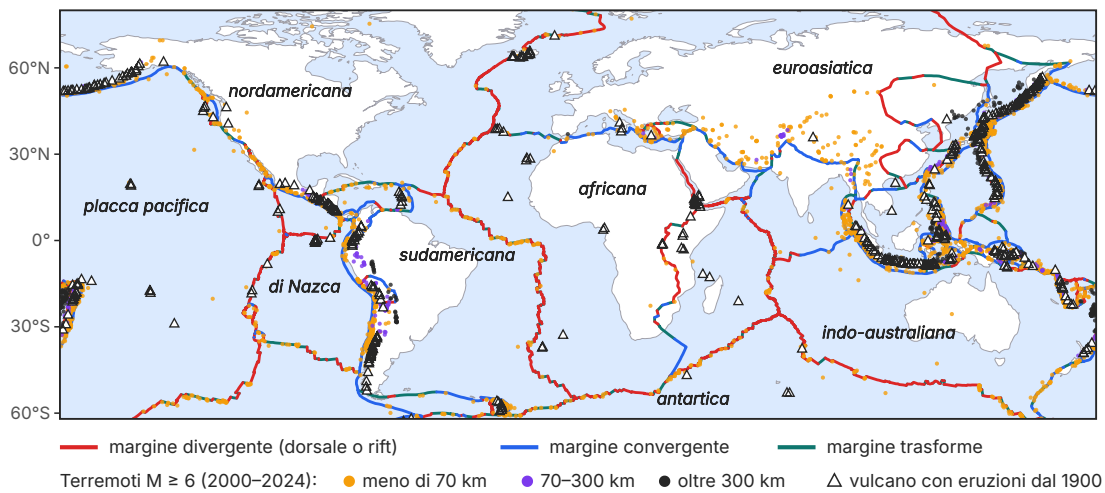


Figura 15.5 I margini delle placche, i terremoti di magnitudo ≥ 6 dal 2000 al 2024, colorati secondo la profondità dell'ipocentro, e i vulcani con eruzioni dal 1900. Margini dal modello PB2002 (P. Bird, 2003), semplificato; terremoti dal catalogo USGS; vulcani dal Global Volcanism Program (Smithsonian Institution); coste da Natural Earth. Proiezione cilindrica equidistante, da 62° S a 80° N.

In *Scienze naturali 4* hai visto che vulcani e terremoti si concentrano in fasce strette. La Figura 15.5 sovrappone ai margini delle placche i terremoti forti degli ultimi 25 anni e i vulcani che hanno eruttato dal 1900: quasi tutti i punti cadono sui margini, e ogni tipo di margine ha la sua

«firma» (Tabella 15.1). I terremoti profondi, oltre 300 km, si trovano solo nelle zone di subduzione, perché solo lì c'è litosfera fredda e rigida a quelle profondità; i vulcani si allineano sulle dorsali e, soprattutto, sugli archi parallelamente alle fosse; nelle catene di collisione, come l'Himalaya, ci sono terremoti diffusi ma nessun vulcano.

Tabella 15.1 Che cosa succede lungo i diversi margini di placca.

Margine	Sismicità (profondità)	Vulcanismo (tipo)	Esempi
divergente: rift continentale	superficiale	basalti alcalini, fessurale e centrale	Rift dell'Africa orientale
divergente: dorsale oceanica	superficiale, moderata	basaltico, effusivo, quasi tutto sottomarino	dorsale medio-atlantica, Islanda
convergente: oceano–oceano	da superficiale a profonda (fino a ≈ 700 km)	arco insulare; andesitico, esplosivo	Marianne, Tonga, Piccole Antille
convergente: oceano–continente	da superficiale a profonda; grandi terremoti alla fossa	arco continentale; andesitico, esplosivo	Ande, Cascate (Nord America)
convergente: continente–continente	superficiale e intermedia, su fasce larghe	assente o scarso	Himalaya, Alpi
trasforme	superficiale, anche forte	assente	San Andreas, nord-anatolica, faglie delle dorsali

15.3.3 Il vulcanismo all'interno delle placche

Alcuni vulcani si trovano lontano dai margini. La maggior parte si spiega con i **punti caldi** che hai studiato nel capitolo 14, come le Hawaii o Yellowstone: zone di mantello più caldo, relativamente fisse, alimentate secondo l'ipotesi più diffusa da pennacchi, che fondono per decompressione sotto una placca in movimento. In alcuni momenti della storia della Terra, probabilmente per l'arrivo di pennacchi enormi, si sono prodotti in poche centinaia di migliaia di anni milioni di chilometri cubi di basalto, che si sono riversati in colate sovrapposte su aree vastissime: sono le **grandi province ignee**, o basalti di plateau. I **Trappi del Deccan**, in India, eruttarono attorno a 66 milioni di anni fa, al limite fra Cretaceo e Paleogene; i **Trappi siberiani**, attorno a 252 milioni di anni fa, al limite fra Permiano e Triassico. I gas emessi da queste eruzioni, CO_2 e composti dello zolfo, sono fra le cause proposte delle grandi estinzioni di massa che hai studiato in *Scienze naturali 2*: per quella di fine Permiano sono considerati la causa principale, per quella di fine Cretaceo la causa principale resta l'impatto di un asteroide.

15.4 L'orogenesi e il ciclo di Wilson

15.4.1 Tre modi di costruire una catena

In *Scienze naturali 4* l'orogenesi era rimasta un fenomeno senza causa. Ora la causa è chiara: le catene montuose nascono lungo i margini convergenti. Un **orogene**, cioè una catena montuosa con la sua struttura profonda, può formarsi in tre modi.

- **Per subduzione** (tipo andino): la compressione del margine continentale sopra una placca oceanica che scende ispessisce la crosta, che si solleva; si aggiungono i magmi dell'arco, che in parte restano in profondità come grandi corpi granitici. Esempi: le Ande, le Montagne Rocciose nel loro primo stadio.
- **Per collisione** (tipo alpino-himalayano): dopo la chiusura di un oceano, due continenti si scontrano; la crosta si accorcia di centinaia di chilometri in pieghe, sovrascorrimenti e falde di ricoprimento, e la sutura conserva ofioliti. Esempi: l'Himalaya, le Alpi.
- **Per accrezione di terreni**: frammenti di crosta portati dalla placca oceanica (archi insulari, piccoli continenti, altipiani sottomarini) troppo leggeri per sprofondare vengono «saldati» uno dopo l'altro al margine continentale. Ognuno di questi frammenti, con una storia geologica diversa da quella dei vicini, è un **terrane** (o terreno esotico). La catena occidentale del Nord America, dall'Alaska alla California, è un mosaico di terrane.

In ogni orogene le rocce trascinate in profondità subiscono il **metamorfismo** (*Scienze naturali 3*): nelle zone di subduzione, dove rocce relativamente fredde scendono in fretta a grandi profondità, si formano rocce di alta pressione e bassa temperatura come gli scisti blu e le eclogiti, che si trovano per esempio al Monviso; nel cuore delle catene di collisione, dove la crosta ispessita si scalda, prevale il metamorfismo di temperatura più alta e la crosta può fondere in parte, dando graniti. Intanto l'erosione consuma la catena e, per isostasia, la radice risale: dopo decine di milioni di anni affiorano in superficie rocce che si erano formate a decine di chilometri di profondità.

15.4.2 Il ciclo di Wilson

Nel 1966 il geofisico canadese John Tuzo Wilson, lo stesso delle faglie trasformi e dei punti caldi, si chiese se l'Atlantico non si fosse già chiuso e poi riaperto: le rocce e i fossili dei due lati dell'oceano suggerivano che lungo le sue coste un oceano più antico fosse esistito e scomparso. Ne nacque l'idea di un ciclo, che oggi porta il suo nome: il **ciclo di Wilson** è la sequenza di stadi con cui un oceano si apre per rifting, si allarga, comincia a chiudersi per subduzione e scompare con la collisione dei continenti che lo bordavano (Figura 15.6). Ogni stadio si osserva oggi in qualche luogo della Terra, e la catena prodotta dalla collisione è una zona debole che un nuovo rift potrà riaprire. Un ciclo dura centinaia di milioni di anni.

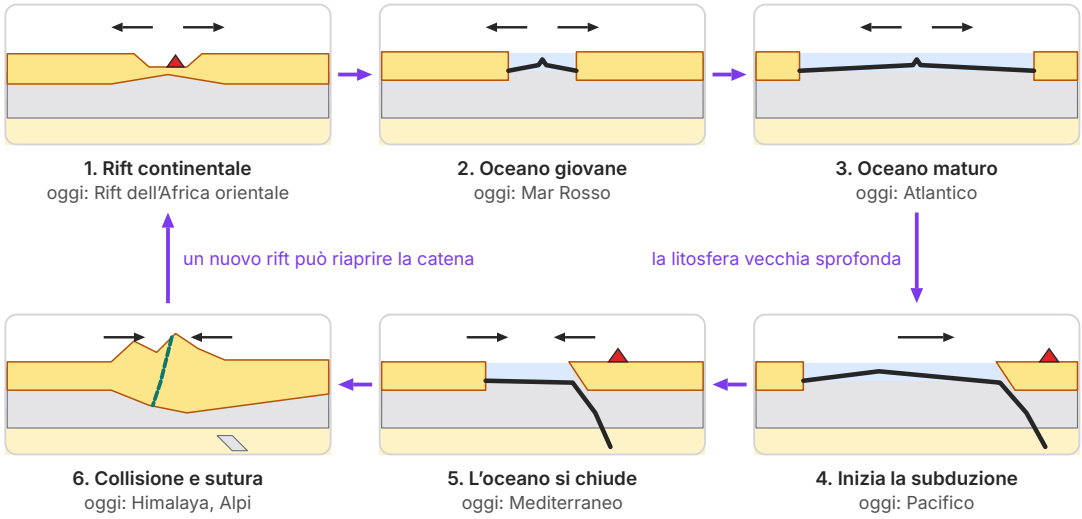


Figura 15.6 Il ciclo di Wilson. Un rift continentale (1) diventa un oceano giovane (2) e poi maturo (3); quando la sua litosfera, invecchiando, diventa abbastanza densa, comincia la subduzione (4) e l'oceano si restringe (5) fino alla collisione dei continenti, che lascia una sutura e una catena montuosa (6). Per ogni stadio è indicato un esempio attuale. Schemi non in scala.

Il ciclo spiega anche i **supercontinenti**. La Pangea si riunì alla fine del Paleozoico, chiudendo gli oceani che separavano i continenti di allora, e cominciò a frammentarsi circa 200 milioni di anni fa, aprendo l'Atlantico; prima di essa era esistito un supercontinente più antico, Rodinia, circa un miliardo di anni fa (*Tavole di riferimento*, Tabella F.1). In questa prospettiva il Mediterraneo è ciò che resta di un oceano che si sta chiudendo: l'Africa si avvicina all'Europa di pochi millimetri all'anno e, se la convergenza continuerà, fra decine di milioni di anni il Mediterraneo potrebbe scomparire lasciando una nuova catena.

COLLEGAMENTI

Latino e greco · Teti, Gondwana e la Tetide. Il nome dell'oceano mesozoico che separava l'Europa dall'Africa lo scelse nel 1893 il geologo austriaco Eduard Suess, lo stesso che aveva dato il nome di Gondwana a un antico continente meridionale (vedi il capitolo 14). Suess lo chiamò *Tethys*, dalla titanide che nella *Teogonia* di Esiodo è figlia di Urano e di Gea e sposa di Oceano, madre dei fiumi e delle ninfe oceanine: un nome adatto a un mare scomparso, «sorella e sposa» dell'oceano. Attenzione: in italiano anche la nereide madre di Achille si chiama Teti, ma in greco è un'altra figura (*Thétis*, non *Tēthýs*). È un esempio di come la scienza dell'Ottocento attingesse al mito classico per dare nomi a ciò che scopriva.

IN SINTESI

Inclinazione del piano di Benioff da due ipocentri: tan α = $\Delta z/\Delta x$; distanza dell'arco dalla fossa ≈ z_{arco}/tan α, con z_{arco} ≈ 100–150 km.
Velocità di un movimento da uno spostamento e un'età: $v = d/t$ (1 km/Ma = 0,1 cm/anno).
Margini: divergente → nuova litosfera, terremoti superficiali, basalti; convergente → subduzione o collisione, terremoti fino a ≈ 700 km, archi andesitici; trasforme → scorrimento orizzontale, terremoti superficiali, niente vulcani.
Ciclo di Wilson: rift → oceano giovane → oceano maturo → subduzione → chiusura → collisione e sutura.

15.5 La geologia dell'Italia e del Mediterraneo

15.5.1 Dalla Tetide al Mediterraneo

Nel Giurassico, mentre la Pangea si frammentava, fra l'Europa e l'Africa si aprì un braccio della Tetide, l'**oceano ligure-piemontese**. Sul suo margine meridionale c'era un promontorio di crosta continentale legato all'Africa, che i geologi chiamano **Adria**: oggi ne fanno parte la Pianura Padana, l'Adriatico, la Puglia e le Alpi meridionali, comprese le Dolomiti. Dal Cretaceo l'Africa ha cominciato a convergere verso l'Europa, e questa convergenza, oggi di pochi millimetri all'anno, è la causa ultima di quasi tutto ciò che accade nella geologia italiana. Ma il Mediterraneo centrale non è un semplice margine fra due placche: è un mosaico di microplacche, di zone di subduzione con versi opposti e di bacini che si sono aperti mentre altri si chiudevano. Ciò che segue è una sintesi del modello più accettato; alcuni punti sono ancora discussi, e lo diremo.

15.5.2 Le Alpi, una catena di collisione

Le Alpi sono nate dalla chiusura dell'oceano ligure-piemontese e dalla successiva collisione fra il margine europeo e Adria. Dal Cretaceo la litosfera dell'oceano scese in subduzione sotto Adria; quando l'oceano fu consumato, nel Paleogene, il margine europeo arrivò a contatto e la crosta fu accorciata, impilata in falde di ricoprimento e sollevata. Per questo nelle Alpi si riconoscono tre insiemi di rocce: unità di origine **europea**, come il massiccio del Monte Bianco; le **ofioliti** dell'oceano scomparso, come quelle del Monviso e di Zermatt, spesso trasformate dal metamorfismo di alta pressione; e unità di origine **adriatica**, accavallate sopra le altre verso nord e verso ovest: anche le rocce della cima del Cervino, che in *Scienze naturali 4* hai visto provenire da molto più a sud, sono di origine adriatica, cioè «africane». Una grande faglia, la **linea insubrica**, separa il corpo principale della catena dalle Alpi meridionali, rimaste al margine di Adria e spinte verso sud, sotto la Pianura Padana.

15.5.3 Appennini, arco calabro e Tirreno

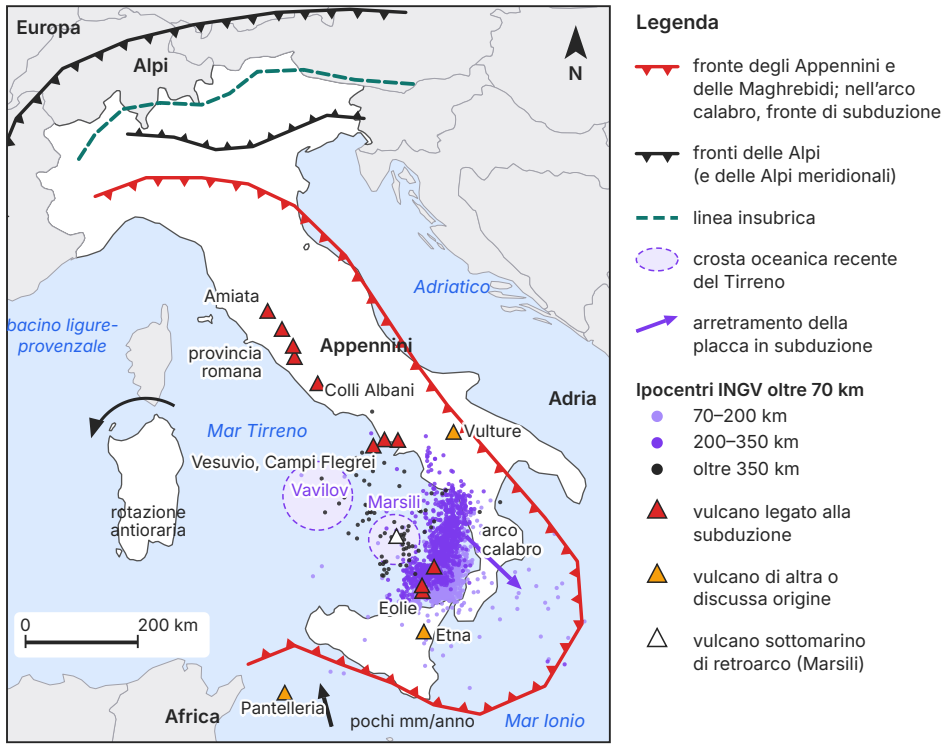


Figura 15.7 Schema geodinamico semplificato dell'Italia e del Tirreno. I fronti delle catene sono tracciati in modo indicativo; i triangoli sono rivolti verso la catena che si accavalla. I punti sono gli ipocentri dei terremoti di magnitudo ≥ 2,5 più profondi di 70 km dal 1985 al 2024 (catalogo INGV): si approfondiscono verso nord-ovest sotto il Tirreno meridionale. Le aree tratteggiate in viola indicano in modo approssimativo la crosta oceanica recente delle piane del Vavilov e del Marsili. Coste da Natural Earth.

Gli Appennini hanno una storia diversa (Figura 15.7). A partire da circa 30 milioni di anni fa, lungo il margine dell'Europa meridionale, la litosfera di Adria e quella dell'attuale Mar Ionio hanno cominciato a scendere in subduzione **verso ovest**, sotto il blocco sardo-corso. La placca che scendeva era pesante e la sua cerniera è arretrata verso est e sud-est. La subduzione e il suo arretramento hanno avuto due conseguenze. Davanti, sul lato adriatico, le rocce dei margini di Adria sono state staccate, piegate e accavallate in falde: è la catena appenninica, il cui fronte si è spostato sempre più verso est e oggi è in buona parte sepolto sotto la Pianura Padana e l'Adriatico. Dietro, sul lato tirrenico, la litosfera è stata stirata: prima si è aperto il bacino ligure-provenzale, mentre la Corsica e la Sardegna ruotavano in senso antiorario fino alla posizione attuale; poi, negli ultimi 10 milioni di anni circa, il **Mar Tirreno**, un bacino di retroarco che nella sua

parte più profonda ha un fondo di vera crosta oceanica, formata prima nella piana del Vavilov e poi in quella del Marsili.

Oggi la subduzione è riconoscibile soprattutto sotto la **Calabria**. L'arco calabro è un frammento di crosta di tipo alpino trasportato verso sud-est dall'arretramento della placca, e davanti a esso, nel Mar Ionio, un grande prisma di accrezione segna il fronte della subduzione. Sotto il Tirreno meridionale il catalogo dell'INGV registra terremoti fino a oltre 500 km di profondità, disposti lungo un piano che scende verso nord-ovest con un'inclinazione di circa 60°: è la litosfera ionica, probabilmente oceanica e molto antica, che sprofonda. Se la subduzione sia ancora attiva, o se si stia esaurendo, è una questione discussa.

15.5.4 I vulcani italiani spiegati

Con questo quadro si capisce perché in poche centinaia di chilometri l'Italia abbia vulcani così diversi, e quali interpretazioni siano solide e quali discusse.

- **Le isole Eolie** (Stromboli, Vulcano, Lipari e le altre) sono l'**arco vulcanico** della subduzione calabra: si trovano sopra la parte della placca ionica che scende a circa 150–250 km, a nord-ovest dell'arco calabro, e i loro magmi hanno la composizione tipica degli archi.
- Il **Marsili**, il grande vulcano sottomarino del Tirreno meridionale, sorge al centro del bacino di retroarco più giovane, come un vulcano di dorsale.
- **Vesuvio, Campi Flegrei, Ischia** e i vulcani della **provincia romana** (Vulsini, Vico, Sabatini, Colli Albani) emettono magmi ricchissimi di potassio. Secondo l'interpretazione più diffusa provengono da un mantello che la subduzione passata ha arricchito di fluidi e sedimenti, e risalgono dove la litosfera tirrenica è stirata. Il loro magmatismo è più esplosivo di quello di molti archi, come mostra la storia del Vesuvio.
- In **Toscana** l'assottigliamento della crosta dietro la catena ha portato calore e magmi vicino alla superficie: ne derivano il Monte Amiata e il campo geotermico di Larderello.
- L'**Etna** è un caso a parte: sorge sul margine della placca africana, all'estremità dell'arco calabro, e i suoi basalti non hanno la firma tipica degli archi. La sua origine è **discussa**: si è proposto un pennacchio di mantello, una risalita di mantello attorno al bordo della placca ionica che sprofonda, oppure la fusione per decompressione lungo grandi faglie che lo affiancano. Nessuna ipotesi è finora accettata da tutti.
- **Pantelleria** e Linosa sono legate ai rift del Canale di Sicilia, dove la crosta africana si sta stirando; anche il **Vulture**, in Basilicata, ha un'origine discussa.

15.5.5 I terremoti italiani spiegati

Anche la sismicità segue il modello. Lungo l'asse dell'Appennino, dove la catena è oggi stirata in direzione trasversale di pochi millimetri all'anno, i terremoti avvengono su faglie dirette a meno di 15–20 km di profondità: sono di questo tipo i terremoti dell'Irpinia del 1980, dell'Aquila del 2009 e di Norcia del 2016 (*Scienze naturali 4*, cap. 16). Sul fronte esterno sepolto, sotto la Pia-

nura Padana, la catena è ancora compressa e i terremoti avvengono su faglie inverse, come in Emilia nel 2012; nelle Alpi orientali, dove Adria preme contro l'Europa, la compressione produsse il terremoto del Friuli del 1976. Nell'arco calabro e nella Sicilia orientale, al bordo della subduzione, si sono verificati i terremoti più distruttivi della storia italiana, come quello di Messina e Reggio Calabria del 1908 (vedi *Storia 5*, cap. 2), mentre sotto il Tirreno meridionale avvengono i soli terremoti profondi d'Italia.

ERRORE FREQUENTE

«L'Italia è nata da una sola subduzione». È una semplificazione. Le Alpi sono una catena di collisione nata dalla chiusura di un oceano scomparso; l'Appennino settentrionale e centrale, l'arco calabro e la Sicilia sono legati a una subduzione diversa, verso ovest, con forte arretramento; il Tirreno è un bacino di retroarco; e alcuni vulcani (l'Etna, Pantelleria, il Vulture) non rientrano facilmente in nessuno di questi schemi. Quando usi lo schema della Figura 15.7, ricorda di dire che è semplificato e che alcune interpretazioni sono ancora in discussione.

ESPERIENZA DI LABORATORIO

Disegnare la placca che sprofonda sotto il Tirreno

Obiettivo. Ricostruire la forma della placca in subduzione sotto la Calabria a partire dai dati di un catalogo sismico reale, e confrontarla con quella delle Ande.

Materiali. Carta millimetrata o un foglio di calcolo, goniometro, calcolatrice; un computer collegato al sito dell'INGV.

Procedimento. 1) La Tabella 15.2 riassume i terremoti più profondi di 70 km registrati dall'INGV dal 1985 al 2024 lungo una fascia larga 100 km che parte dalla costa ionica della Calabria, presso Soverato, e procede verso nord-ovest attraverso il Tirreno. Riporta su un grafico la profondità mediana in funzione della distanza, usando **la stessa scala** sui due assi (per esempio 1 cm = 50 km). 2) Traccia la retta che meglio approssima i punti e misura con il goniometro il suo angolo con l'orizzontale; poi calcolalo con $\tan \alpha = \Delta z / \Delta x$ usando il primo e il penultimo punto. 3) Confronta l'angolo con quello delle Ande (Figura 15.3). 4) Sul sito dell'INGV apri la mappa dei terremoti degli ultimi giorni e filtra quelli più profondi di 100 km: dove si trovano?

Sicurezza. Nessun rischio particolare. Usa il sito ufficiale dell'INGV e cita sempre la fonte dei dati.

Risultati attesi. I punti si allineano su una retta che scende verso nord-ovest con un'inclinazione di circa 60°, molto più ripida di quella delle Ande (circa 30°). I terremoti profondi d'Italia sono concentrati sotto il Tirreno meridionale, fra la Calabria e le Eolie.

Domande. Perché è necessario usare la stessa scala sui due assi? Perché sotto il resto dell'Italia non ci sono terremoti così profondi? Dove si trovano le isole Eolie rispetto al piano che hai disegnato?

Tabella 15.2 Terremoti profondi sotto il Tirreno meridionale lungo una sezione da Soverato verso nord-ovest (catalogo INGV, 1985–2024, magnitudo ≥ 2,5, profondità ≥ 70 km, entro 50 km dalla linea di sezione): profondità mediana degli ipocentri per intervalli di 25 km di distanza. L'ultimo punto si basa su pochi terremoti.

Distanza da Soverato (km)	Numero di terremoti	Profondità mediana (km)
62,5	208	162
87,5	207	213
112,5	298	270
137,5	113	288
162,5	32	308
187,5	19	370
262,5	6	521

15.6 Tettonica, risorse e rischi

Molte risorse della Terra si concentrano lungo i margini di placca. Nelle zone di subduzione i fluidi caldi che accompagnano i magmi dell'arco depositano rame, molibdeno e oro in grandi giacimenti: il Cile, con i giacimenti di rame delle Ande, è il primo produttore mondiale di questo metallo. Alle dorsali, i camini neri depositano sul fondale solfuri di ferro, rame e zinco; quando la crosta oceanica viene sollevata in un'ofiolite, questi depositi diventano accessibili. A Cipro, che ha dato il nome al rame (il latino *cuprum* viene da *aes Cyprium*, «bronzo di Cipro»), e in Liguria, per esempio a Libiola, il rame è stato estratto per secoli dalle ofioliti.

Anche l'**energia geotermica** dipende dalla tettonica. A Larderello (*Scienze naturali 4*, cap. 16), dove nel 1904 si accesero le prime lampadine alimentate dal vapore naturale, il calore viene da magmi poco profondi risaliti nella crosta toscana stirata dietro gli Appennini. L'Islanda, che sta su una dorsale e su un punto caldo insieme, produce con la geotermia gran parte del calore per il riscaldamento delle case.

COLLEGAMENTI

Educazione civica e Agenda 2030 · Vivere su un margine di placca. L'obiettivo 11 dell'Agenda 2030 chiede città «inclusive, sicure, durature e sostenibili». Per chi vive su un margine di placca, come gran parte degli italiani, significa conoscere la pericolosità (la mappa di pericolosità sismica, i piani per Vesuvio e Campi Flegrei), ridurre la vulnerabilità adeguando gli edifici, a cominciare da scuole e ospedali, e informare i cittadini, come fa la campagna «Io non rischio». Anche le risorse dei margini entrano nell'Agenda: la transizione energetica (obiettivo 7) fa crescere la domanda di rame per cavi e motori elettrici, e l'obiettivo 12 chiede di estrarlo e riciclarlo in modo responsabile.

Il modello, infine, dà un fondamento al **rischio** vulcanico e sismico. Il rischio è il prodotto di pericolosità, vulnerabilità ed esposizione ($R = P \times V \times E$, *Scienze naturali 4*): la tettonica delle placche spiega la pericolosità, cioè dove e perché i terremoti e le eruzioni avvengono e quanto possono essere forti. Sapere che sotto il Tirreno meridionale una placca sprofonda, che l'Appennino si sta stirando o che i Campi Flegrei sono una caldera sopra un mantello ricco di fluidi non permette di prevedere il giorno di un terremoto o di un'eruzione, ma permette di mappare la pericolosità, scrivere norme per costruire e piani di emergenza per evacuare.

SINTESI

- I margini di placca sono divergenti (nasce litosfera), convergenti (si consuma o si accavalla) e trasformi (le placche scorrono una accanto all'altra).
- Un oceano nasce da un rift continentale (Africa orientale), diventa giovane (Mar Rosso) e poi maturo (Atlantico), con una dorsale al centro e margini passivi ai bordi.
- Alle dorsali il mantello fonde per decompressione e forma la crosta oceanica; i terremoti sono superficiali; le sorgenti idrotermali ospitano ecosistemi chemiosintetici. Le ofioliti sono litosfera oceanica sollevata sui continenti.
- Nella subduzione la litosfera oceanica scende nel mantello; i suoi terremoti disegnano il piano di Wadati–Benioff, fino a circa 700 km.
- L'acqua liberata dalla placca fa fondere il cuneo di mantello: nascono magmi andesitici ricchi di gas e vulcani esplosivi allineati in un arco, insulare o continentale.
- Alla fossa si forma un prisma di accrezione; se la placca arretra, dietro l'arco si apre un bacino di retroarco.
- Quando un oceano si chiude, i continenti collidono: la crosta si ispessisce e si forma una catena con una sutura, senza vulcanismo attivo (Himalaya, Alpi).
- Lungo i margini trasformi i terremoti sono superficiali e mancano i vulcani; il vulcanismo intraplacca si spiega con i punti caldi e le grandi province ignee.
- Le catene nascono per subduzione, collisione o accrezione di terrane; il ciclo di Wilson descrive l'apertura e la chiusura degli oceani.
- In Italia le Alpi sono una catena di collisione; Appennini e arco calabro derivano da una subduzione verso ovest con arretramento, che ha aperto il Tirreno. Le Eolie sono un arco vulcanico; l'origine dell'Etna è discussa.

ESERCIZI

Comprendere e ricordare

1. ● In quale tipo di margine si forma nuova litosfera?
   - **A.** convergente
   - **B.** trasforme
   - **C.** divergente
   - **D.** di collisione

2. ● Che cos'è il piano di Wadati–Benioff?
   - **A.** la superficie inclinata lungo cui si dispongono gli ipocentri dei terremoti di una placca in subduzione
   - **B.** il piano di una faglia trasforme che collega due dorsali
   - **C.** la discontinuità che separa la litosfera dall'astenosfera
   - **D.** il fondo pianeggiante di una fossa oceanica

3. ●● Perché i vulcani delle zone di subduzione hanno spesso eruzioni esplosive?
   - **A.** perché la placca che scende fonde completamente e produce magmi basaltici fluidi
   - **B.** perché l'acqua liberata dalla placca fa fondere il cuneo di mantello e produce magmi ricchi di gas e, dopo l'interazione con la crosta, di silice
   - **C.** perché la crosta continentale è più calda di quella oceanica
   - **D.** perché la pressione nelle fosse impedisce ai gas di uscire

4. ● Che cosa sono le ofioliti?
   - **A.** rocce vulcaniche tipiche degli archi insulari
   - **B.** sedimenti accumulati nei prismi di accrezione
   - **C.** graniti formati nel cuore delle catene di collisione
   - **D.** frammenti di antica litosfera oceanica sollevati e accavallati su un continente

5. ●● Perché nell'Himalaya non ci sono vulcani attivi?
   - **A.** perché l'Himalaya è troppo alta perché il magma arrivi in superficie
   - **B.** perché la crosta indiana è oceanica e troppo fredda
   - **C.** perché i due continenti sono troppo leggeri per sprofondare a lungo e manca una placca oceanica che liberi acqua nel mantello
   - **D.** perché la collisione è terminata e le placche sono ferme

6. ● La faglia di San Andreas è un margine…
   - **A.** trasforme fra la placca pacifica e quella nordamericana
   - **B.** divergente fra la placca pacifica e quella nordamericana
   - **C.** convergente fra la placca di Nazca e quella sudamericana
   - **D.** trasforme fra due segmenti della dorsale medio-atlantica

7. ●● Il Mar Tirreno è, secondo il modello più accettato…
   A. un oceano maturo, come l'Atlantico
   B. un bacino di retroarco aperto dall'arretramento della placca in subduzione sotto la Calabria
   C. un rift continentale come quello dell'Africa orientale
   D. una zona di frattura inattiva

8. ● A quale stadio del ciclo di Wilson corrisponde oggi il Mar Rosso?
   A. collisione e sutura
   B. oceano maturo con margini passivi
   C. inizio della subduzione
   D. oceano giovane

9. ●● Che cosa forma il «fumo» nero dei camini idrotermali delle dorsali?
   A. minuscoli cristalli di solfuri metallici che precipitano quando il fluido caldo si mescola con l'acqua fredda
   B. cenere vulcanica emessa da piccole eruzioni sottomarine
   C. batteri chemiosintetici in sospensione
   D. vapore acqueo che si condensa a contatto con l'acqua fredda

Vero o falso

10. ● I terremoti più profondi, oltre 300 km, avvengono lungo le dorsali oceaniche.

11. ● Sotto una dorsale l'astenosfera è un oceano di magma liquido.

12. ●● Quando una placca oceanica converge con una continentale, è la placca oceanica, più densa, a scendere in subduzione.

13. ● Lungo le faglie trasformi delle dorsali è normale trovare vulcani attivi.

14. ●● Si sa con certezza che l'Etna è alimentato da un punto caldo.

Applicare

15. ●● Due ipocentri di una stessa zona di subduzione si trovano a 100 km dalla fossa e 60 km di profondità, e a 400 km dalla fossa e 290 km di profondità. Calcola l'inclinazione media del piano di Benioff fra i due punti.

16. ●● In una zona di subduzione il piano di Benioff ha un'inclinazione costante di 35° a partire dalla fossa. Supponendo che l'arco vulcanico sorga dove la placca si trova a 110 km di profondità, a quale distanza dalla fossa si trova l'arco?

17. ●● Un tratto di faglia trascorrente è bloccato e accumula uno spostamento potenziale di 3,5 cm all'anno, che si libera tutto in un terremoto quando ha raggiunto 5 m. Ogni quanti anni, in media, si ripeterebbe il terremoto? Perché nella realtà l'intervallo non è regolare?

18. ●● Prima della collisione l'India si spostava verso nord a circa 15 cm all'anno. Quanta strada avrebbe percorso in 20 milioni di anni? E quanta ne ha percorsa, a circa 4,5 cm all'anno, nei circa 50 milioni di anni successivi alla collisione? Esprimi i risultati in km.

19. ●●● Usa il modello di Airy dell'Approfondimento (ρ_c = 2,8 g/cm^3, ρ_m = 3,3 g/cm^3, crosta normale spessa 35 km) per stimare lo spessore della crosta sotto una catena con quota media di 2,5 km, come le Alpi.

20. ●●● Il Mar Rosso si allarga oggi di circa 1,5 cm all'anno. Quanto tempo servirebbe, a questa velocità costante, per raggiungere una larghezza di 5 000 km, simile a quella dell'Atlantico? Che cosa ne deduci sulla velocità media con cui si è aperto l'Atlantico, in circa 180 milioni di anni?

21. ●●● Nella zona di subduzione delle Marianne il piano di Benioff è ripido. Supponi che sia inclinato di 60° e arrivi a 600 km di profondità. a) A quale distanza orizzontale dalla fossa si trovano i terremoti più profondi? b) Quanto è lunga, lungo l'inclinazione, la porzione di placca già scesa? c) Quanto tempo ha impiegato a scendere, se la placca entra nella fossa a 5 cm all'anno?

Leggere dati e figure

22. ●● Osserva la Figura 15.3. a) Fino a quale distanza dalla fossa e a quale profondità si trovano i terremoti più superficiali, in arancio? b) A quale profondità si trova il piano di Benioff sotto i vulcani? c) Fra circa 300 e 500 km di profondità quasi non ci sono terremoti: significa che la placca si interrompe? Motiva.

23. ●● Osserva la Figura 15.5. a) In quali regioni si trovano i terremoti più profondi di 300 km? b) Perché lungo la dorsale medio-atlantica ci sono terremoti ma nessuno profondo? c) Che cosa hanno in comune, nella figura, l'Himalaya e la faglia di San Andreas?

24. ●● Osserva la Figura 15.1c. Spiega perché i terremoti avvengono solo nel tratto della faglia compreso fra i due segmenti di dorsale e non lungo le zone di frattura, indicando in quale verso si muovono le rocce sui due lati della faglia in ciascun tratto.

25. ●●● Osserva la Figura 15.7. a) Dove si trovano i terremoti più profondi di 350 km, e come cambia la profondità degli ipocentri procedendo dalla Calabria verso nord-ovest? b) Dove si trovano le Eolie rispetto a questi ipocentri? c) Le piane del Vavilov e del Marsili hanno crosta oceanica di età diversa: quale ti aspetti più giovane, sapendo che l'arretramento è avvenuto verso sud-est? Motiva.

Indagare e argomentare

26. ●●● Islanda e Giappone sono entrambi paesi con vulcani attivi e terremoti, ma i loro vulcani sono molto diversi. Spiega le differenze (tipo di margine, origine del magma, tipo di eruzioni, profondità dei terremoti) usando il modello di questo capitolo.

27. ●●● Le zone di terremoti profondi sotto il Giappone e sotto le Ande erano note già negli anni Trenta e Cinquanta, prima della tettonica delle placche. Spiega perché a quel tempo erano difficili da interpretare e perché, dopo il 1968, diventarono una delle prove più forti del nuovo modello. Che cosa ci insegna questo caso sul rapporto fra osservazioni e teorie?

28. ●● Un tuo compagno dice: «In Italia i vulcani ci sono perché l'Africa sta andando sotto l'Europa, come in una sola grande subduzione». Valuta l'affermazione: che cosa c'è di vero, che cosa è semplificato e quali vulcani italiani non si spiegano così?

Verso l'esame

29. ●●● **Dal documento al colloquio.** Giacomo Leopardi scrisse *La ginestra* nel 1836, alle falde del Vesuvio. Il canto si apre così: «Qui su l'arida schiena / del formidabil monte / sterminator Vesevo» (vv. 1–3), e poco dopo descrive «Questi campi cosparsi / di ceneri infeconde, e ricoperti / dell'impietrata lava» (vv. 17–19). a) Quali prodotti vulcanici nomina il poeta, e quale dei due ha seppellito Pompei ed Ercolano nel 79 d.C.? b) Spiega perché il Vesuvio esiste, inserendolo nel quadro geodinamico dell'Italia meridionale, e perché le sue eruzioni sono spesso esplosive. c) Che cosa significa oggi ridurre il rischio vulcanico al Vesuvio? d) Collega il Vesuvio di Leopardi, «sterminatore», alla sua idea di natura (vedi *Italiano 5*, cap. 2) e confrontala con lo sguardo della scienza.

30. ●●● **Collegare.** Nel capitolo 14 la tettonica delle placche è nata dalle prove (paleomagnetismo, età dei fondali); in questo capitolo è diventata uno strumento per spiegare. Nel capitolo 16 incontrerai il ciclo lento del carbonio. Mostra come i margini di placca partecipano a quel ciclo: dove il carbonio entra nel mantello, dove ne esce, e quale ruolo hanno le catene montuose, con la loro erosione, nel sottrarre CO_2 all'atmosfera.

Approfondimento

31. ●●● (Approfondimento) Con il modello di Airy ($\rho_c = 2{,}8$ g/cm^3, $\rho_m = 3{,}3$ g/cm^3, crosta normale 35 km) calcola la profondità della radice e lo spessore totale della crosta sotto un altopiano alto in media 4,5 km.

32. ●●● (Approfondimento) In una catena in equilibrio isostatico l'erosione asporta uno spessore di roccia di 1 000 m dalla superficie, in modo uniforme. Usando il modello di Airy, calcola di quanto si abbassa in media la superficie della catena dopo che l'isostasia ha riportato l'equilibrio. Perché le rocce che affiorano oggi in cima a molte catene si sono formate a grandi profondità?

PER APPROFONDIRE

- [GRO] J. Grotzinger, T. H. Jordan, *Understanding Earth*: i capitoli sulla tettonica delle placche, sulla formazione delle catene montuose e sull'evoluzione dei continenti, con molte sezioni e carte.
- [KEA] P. Kearey, K. A. Klepeis, F. J. Vine, *Global Tectonics*: per chi vuole andare oltre, i capitoli sui rift continentali, sulle dorsali, sulle zone di subduzione, sulle catene di collisione e sul ciclo di Wilson.

Glossario del capitolo

Adria
Promontorio di litosfera continentale legato all'Africa, oggi in parte sotto la Pianura Padana e l'Adriatico, da cui derivano le Alpi meridionali e le unità superiori delle Alpi (ingl. *Adria*, *Adriatic microplate*).

Arco insulare
Catena di isole vulcaniche che si forma sopra una zona di subduzione oceano–oceano (ingl. *island arc*).

Arco vulcanico
Fila di vulcani parallela a una fossa, alimentata dalla fusione del cuneo di mantello sopra una placca in subduzione (ingl. *volcanic arc*).

Arretramento della fossa
Migrazione della cerniera di una placca in subduzione verso l'oceano, che stira la placca sovrastante (ingl. *slab roll-back*).

Bacino di retroarco
Bacino che si apre per distensione dietro un arco vulcanico, spesso con una sua dorsale e crosta oceanica (ingl. *back-arc basin*).

Ciclo di Wilson
Sequenza di stadi con cui un oceano si apre per rifting, si allarga, si chiude per subduzione e scompare con la collisione dei continenti (ingl. *Wilson cycle*).

Collisione continentale
Scontro fra due margini continentali dopo la chiusura dell'oceano che li separava, con accorciamento e ispessimento della crosta (ingl. *continental collision*).

Cuneo di mantello
Porzione di astenosfera compresa fra una placca in subduzione e la litosfera sovrastante, sede della fusione che alimenta gli archi (ingl. *mantle wedge*).

Grande provincia ignea
Area vastissima coperta da enormi volumi di basalto emessi in tempi geologicamente brevi, per esempio i Trappi del Deccan (ingl. *large igneous province*).

Margine passivo
Bordo di un continente in cui la crosta continentale passa a quella oceanica all'interno della stessa placca, senza terremoti né vulcani (ingl. *passive margin*).

Ofiolite
Frammento di antica litosfera oceanica sollevato e accavallato su un continente (ingl. *ophiolite*).

Orogene
Catena montuosa considerata con la sua struttura profonda, formata lungo un margine convergente (ingl. *orogen*).

Piano di Wadati–Benioff
Superficie inclinata lungo cui si dispongono gli ipocentri dei terremoti di una placca in subduzione, fino a circa 700 km (ingl. *Wadati–Benioff zone*).

Prisma di accrezione
Cuneo di sedimenti e rocce deformate raschiati dalla placca che scende e accumulati davanti alla placca sovrastante (ingl. *accretionary wedge*).

Rift continentale
Zona in cui la litosfera continentale si stira e si fratttura, con graben e vulcanismo, primo stadio di un nuovo oceano (ingl. *continental rift*).

Sorgente idrotermale
Emissione di acqua calda ricca di sostanze disciolte dal fondale, tipica delle dorsali (ingl. *hydrothermal vent*).

Subduzione
Discesa di una placca litosferica, di solito oceanica, nel mantello sotto un'altra placca (ingl. *subduction*).

Sutura
Zona lungo cui si sono saldati due continenti dopo la chiusura di un oceano, spesso segnata da ofioliti (ingl. *suture*).

Terrane
Frammento di crosta con una storia geologica propria, saldato a un continente lungo un margine convergente (ingl. *terrane*).

Tetide
Oceano mesozoico che separava i continenti settentrionali da quelli meridionali, di cui il Mediterraneo conserva alcuni resti (ingl. *Tethys*).

Soluzioni

1. C. Lungo i margini divergenti il mantello risale e fonde in parte, e il magma forma nuova crosta e nuova litosfera.

2. A. Il piano di Wadati–Benioff è la superficie inclinata, dalla fossa fino a circa 700 km, lungo cui si dispongono gli ipocentri: segue la placca fredda che scende nel mantello.

3. B. L'acqua ceduta dalla placca abbassa la temperatura di fusione del cuneo di mantello; il magma che ne nasce è ricco di acqua e gas e, risalendo attraverso la crosta, si arricchisce di silice e diventa viscoso.

4. D. Le ofioliti sono porzioni di litosfera oceanica (sedimenti di mare profondo, basalti a cuscino, filoni, gabbri, peridotiti) sollevate e accavallate su un continente durante la chiusura di un oceano.

5. C. La crosta continentale, poco densa, non sprofonda a lungo nel mantello; senza una placca oceanica che scenda non viene liberata acqua nel mantello e non si formano magmi di arco.

6. A. Lungo la faglia di San Andreas la placca pacifica scorre verso nord-ovest rispetto a quella nordamericana: è un margine trasforme che attraversa un continente.

7. B. L'arretramento verso sud-est della placca che scende sotto la Calabria ha stirato la litosfera alle sue spalle: il Tirreno è un bacino di retroarco, con crosta oceanica recente.

8. D. Il Mar Rosso è un oceano giovane: la crosta continentale si è rotta e nella fossa assiale si forma da pochi milioni di anni crosta oceanica.

9. A. Il fluido idrotermale, a oltre 350 °C, contiene metalli e zolfo disciolti; quando si mescola con l'acqua fredda i solfuri di ferro, rame e zinco precipitano in minuscoli cristalli scuri.

10. F. I terremoti profondi avvengono solo nelle zone di subduzione, dove c'è litosfera fredda a grandi profondità; alle dorsali i terremoti sono superficiali.

11. F. L'astenosfera è solida, anche sotto le dorsali; risalendo, una piccola frazione della peridotite fonde per decompressione.

12. V. La litosfera oceanica è più densa di quella continentale e scende sotto di essa.

13. F. Lungo le faglie trasformi le placche scorrono orizzontalmente, senza risalita di mantello né subduzione: i terremoti sono superficiali e non ci sono vulcani.

14. F. L'origine dell'Etna è discussa: oltre al punto caldo si propongono una risalita di mantello attorno al bordo della placca ionica e la fusione per decompressione lungo grandi faglie.

15. $\Delta z = 290 - 60 = 230$ km; $\Delta x = 400 - 100 = 300$ km; $\tan \alpha = 230/300 = 0{,}767$, quindi $\alpha \approx 37°$.

16. $d = z/\tan \alpha = 110$ km / $\tan 35° = 110$ km / $0{,}700 \approx 160$ km (157 km).

17. 5 m = 500 cm; 500 cm / 3,5 cm/anno ≈ 140 anni (143). Nella realtà l'intervallo varia perché lo scorrimento non si libera sempre tutto in un terremoto, la resistenza della faglia cambia e i terremoti su faglie vicine modificano gli sforzi.

18. 15 cm/anno = 0,15 m/anno; 0,15 m/anno × $2{,}0 \times 10^7$ anni = $3{,}0 \times 10^6$ m = 3 000 km. Dopo la collisione: 0,045 m/anno × $5{,}0 \times 10^7$ anni = $2{,}25 \times 10^6$ m ≈ 2 200 km (2 250 km), assorbiti in gran parte dall'accorciamento e dall'ispessimento della crosta asiatica e dallo scivolamento laterale di blocchi.

19. $r = h \cdot \rho_c/(\rho_m - \rho_c) = 2{,}5$ km × 2,8/0,5 = 14 km. Spessore della crosta ≈ 35 + 2,5 + 14 ≈ 52 km, circa una volta e mezzo quello normale: è l'ordine di grandezza delle «radici» delle Alpi misurate con le onde sismiche (*Scienze naturali 4*, cap. 16).

20. 5 000 km = $5{,}0 \times 10^8$ cm; $5{,}0 \times 10^8$ cm / 1,5 cm/anno ≈ $3{,}3 \times 10^8$ anni, cioè circa 330 milioni di

anni. L'Atlantico si è aperto in circa 180 milioni di anni: la sua velocità media di apertura è stata di circa 5 000 km / 180 Ma ≈ 2,8 cm/anno, quasi il doppio di quella attuale del Mar Rosso.

21. a) $x = 600$ km / tan 60° = 600/1,732 ≈ 350 km (346 km). b) $L = 600$ km / sin 60° = 600/0,866 ≈ 690 km (693 km). c) $t = 6{,}93 \times 10^7$ cm / 5 cm/anno ≈ $1{,}4 \times 10^7$ anni, circa 14 milioni di anni.

22. a) I terremoti superficiali si trovano dalla fossa fino a circa 150–200 km verso est, a meno di 70 km di profondità (lungo il contatto fra le placche); ce ne sono alcuni anche nella crosta sotto le Ande. b) Sotto i vulcani, fra circa 290 e 390 km dalla fossa, il piano di Benioff è a circa 120–180 km di profondità. c) No: la placca continua a scendere ma, a quelle profondità e temperature, non si rompe abbastanza da produrre terremoti di magnitudo ≥ 4,5; i terremoti fra 500 e 600 km mostrano che la placca è presente anche più in basso.

23. a) Sotto le zone di subduzione del Pacifico occidentale (Tonga e Fiji, Indonesia, Filippine, Giappone, Kamčatka), sotto il Sudamerica (Ande) e, come caso isolato, sotto la Spagna meridionale. Nel Tirreno meridionale ci sono terremoti profondi, ma nessuno di magnitudo ≥ 6 nel periodo della figura (vedi la Figura 15.7). b) Alla dorsale la litosfera è sottile e calda: sotto pochi chilometri le rocce sono troppo calde per rompersi. c) Entrambi hanno molti terremoti superficiali e nessun vulcano attivo: in nessuno dei due c'è una placca oceanica che scende in subduzione.

24. Fra i due segmenti di dorsale le rocce a nord della faglia appartengono alla placca di destra e si muovono verso est, quelle a sud alla placca di sinistra e si muovono verso ovest: le due parti scorrono in versi opposti, e lo sforzo si libera in terremoti. Lungo le zone di frattura, invece, le rocce ai due lati appartengono alla stessa placca e si muovono insieme: non c'è scorrimento.

25. a) I terremoti più profondi di 350 km si trovano nel Tirreno meridionale, fra le Eolie e la Campania; la profondità aumenta procedendo dalla costa ionica della Calabria verso nord-ovest, segno di una placca che scende in quella direzione. b) Le Eolie si trovano sopra la parte della placca che scende a circa 150–250 km, tra i terremoti intermedi della Calabria e quelli profondi del Tirreno: in posizione di arco vulcanico. c) Ci si aspetta più giovane la piana del Marsili, più a sud-est: l'apertura del bacino ha seguito l'arretramento della placca verso sud-est, quindi le parti più giovani sono quelle più vicine all'arco attuale.

26. *Traccia di risposta.* L'Islanda si trova su un margine divergente (la dorsale medio-atlantica) e su un punto caldo: il mantello che risale fonde per decompressione e dà magmi basaltici, fluidi, con eruzioni per lo più effusive o fessurali; i terremoti sono superficiali. Il Giappone si trova su margini convergenti: la placca pacifica e quella delle Filippine scendono in subduzione, l'acqua liberata fa fondere il cuneo di mantello e dà magmi andesitici, ricchi di gas, con eruzioni esplosive da strato-vulcani; i terremoti vanno da superficiali (con grandi terremoti e maremoti alla fossa, come nel 2011) a profondi, lungo il piano di Benioff.

27. *Traccia di risposta.* Prima della tettonica delle placche si pensava che i continenti e i fondali fossero fissi: terremoti a centinaia di chilometri, in un mantello che si riteneva troppo caldo per rompersi, erano un'anomalia senza spiegazione. Con il modello delle placche (1965–1968) e l'espansione dei fondali, le zone di Benioff diventarono la «firma» della litosfera che scende nel mantello: spiegavano dove finisce la litosfera prodotta alle dorsali. Un'osservazione può restare in attesa di una teoria che la interpreti, e una buona teoria spiega insieme fatti prima scollegati; collegamento possibile con le riflessioni sul cambiamento dei paradigmi (vedi il box di Filosofia del capitolo 14 e *Filosofia 5*).

28. *Traccia di risposta.* È vero che la convergenza fra Africa ed Europa è la causa ultima della geologia italiana e che una subduzione (verso ovest, sotto il Tirreno) spiega le Eolie e, indirettamente, il magmatismo campano e laziale. È semplificato perché le subduzioni sono state più d'una e con versi diversi (le Alpi sono nate dalla chiusura di un oceano e da una collisione), perché il Tirreno si è aperto per arretramento e non per semplice spinta, e perché la

placca che scende sotto la Calabria è la litosfera ionica. Non si spiegano così, o non con certezza, l'Etna, Pantelleria e il Vulture.

29. *Traccia di risposta.* a) Le «ceneri infeconde» (piroclasti) e la «impietrata lava» (colate solidificate); Pompei ed Ercolano furono sepolte dai piroclasti — pomici e ceneri cadute dalla colonna e flussi piroclastici —, non dalla lava (*Scienze naturali 4*). b) Il Vesuvio appartiene alla provincia vulcanica campana: secondo il modello più diffuso i suoi magmi, ricchi di potassio e di gas, vengono da un mantello arricchito da fluidi della subduzione verso ovest sotto il Tirreno e risalgono attraverso una litosfera stirata; sono viscosi e ricchi di volatili, quindi spesso esplosivi (eruzioni pliniane come quella del 79 d.C.). c) Conoscere la pericolosità, sorvegliare il vulcano (INGV, Osservatorio Vesuviano), ridurre l'esposizione con il piano di evacuazione della zona rossa, informare i cittadini (Educazione civica). d) Per Leopardi la natura è indifferente al destino umano, «matrigna», e la ginestra è simbolo di una solidarietà fra gli uomini di fronte a essa; la scienza non giudica la natura ma ne spiega le cause, e proprio questa conoscenza permette di ridurre il rischio: due sguardi diversi, uno sul senso e uno sui meccanismi.

30. *Traccia di risposta.* Il carbonio entra nel mantello con la placca in subduzione, che trascina sedimenti carbonatici e crosta oceanica alterata; in parte ne esce come CO_2 dai vulcani degli archi e delle dorsali (degassamento). Le catene montuose, sollevate dalla collisione e dalla subduzione, espongono rocce fresche all'alterazione dei silicati, che consuma CO_2 atmosferica: il carbonio va ai fiumi come ione idrogenocarbonato e finisce nei carbonati dei fondali, che a loro volta possono scendere in subduzione. Il ciclo lento, su milioni di anni, regola così la CO_2 dell'atmosfera; collegamenti con la tettonica di questo capitolo e con le prove del capitolo 14.

31. $r = 4{,}5\ \text{km} \times 2{,}8/0{,}5 = 25{,}2\ \text{km} \approx 25\ \text{km}$; spessore della crosta $\approx 35 + 4{,}5 + 25 \approx 65$ km.

32. Se si asporta uno spessore e di crosta, la radice risale finché l'equilibrio è ristabilito; il rilievo medio si abbassa solo di $e \cdot (1 - \rho_c/\rho_m) = 1\,000\ \text{m} \times (1 - 2{,}8/3{,}3) = 1\,000\ \text{m} \times 0{,}15 \approx 150$ m, mentre le rocce risalgono di circa 850 m. Per questo, mentre l'erosione consuma la cima, la catena continua a sollevarsi e porta in superficie rocce formate a decine di chilometri di profondità, come le eclogiti del Monviso.