CAPITOLO

16

Vulcani, terremoti e interno della Terra

Nessuno ha mai visto l'interno della Terra: lo conosciamo ascoltando, con i sismografi, come vibra il pianeta quando una faglia si rompe.

OBIETTIVI

1. Spiegare l'origine del calore interno e descrivere la distribuzione di vulcani e terremoti sulla Terra.
2. Descrivere come si formano e risalgono i magmi e collegare viscosità, silice e gas al tipo di eruzione, agli edifici e ai prodotti vulcanici.
3. Conoscere i vulcani attivi italiani e i fenomeni di vulcanesimo secondario, e valutare il rischio vulcanico come prodotto di pericolosità, vulnerabilità ed esposizione.
4. Descrivere pieghe e faglie, la teoria del rimbalzo elastico e le onde sismiche; localizzare un epicentro dall'intervallo S − P di tre stazioni.
5. Distinguere intensità e magnitudo, calcolare rapporti di ampiezza e di energia e conoscere i comportamenti che riducono il rischio sismico.
6. Ricostruire la struttura interna della Terra dalle onde sismiche e descrivere l'orogenesi come fenomeno.

INDICE DEL CAPITOLO

16.1 Un pianeta caldo e inquieto 2
16.2 Il vulcanesimo 3
16.3 I vulcani italiani e il rischio vulcanico 7
16.4 Le rocce si deformano: pieghe, faglie e terremoti 11
16.5 Misurare un terremoto e difendersi 17
16.6 L'interno della Terra e le montagne 23

Scienze naturali 4 · Parte V · Vulcani e terremoti · versione 1.0
Capitolo 16: Vulcani, terremoti e interno della Terra · pagine 465–496 del volume completo · estratto per lo studio

Il 6 aprile 2009, alle 3:32 di notte, una scossa di una ventina di secondi svegliò gli abitanti dell'Aquila. Quasi duemila anni prima, nel 79 d.C., gli abitanti di Pompei avevano visto alzarsi dal Vesuvio una nube altissima. Terremoti ed eruzioni sono i segni più evidenti di un pianeta ancora caldo e in movimento, e l'Italia è uno dei luoghi migliori del mondo per studiarli. In questo capitolo li affrontiamo come *fenomeni*: come nasce un magma e perché alcune eruzioni sono tranquille e altre catastrofiche; perché le rocce si piegano o si rompono; come si misura e si localizza un terremoto; che cosa le onde sismiche rivelano dell'interno della Terra; come si formano le montagne. Imparerai anche a valutare il rischio vulcanico e sismico e che cosa fare per ridurlo.

16.1 Un pianeta caldo e inquieto

16.1.1 Il calore interno della Terra

Scendendo in una miniera la temperatura aumenta: nella parte superiore della crosta cresce in media di circa 25–30 °C per ogni chilometro di profondità. Questo aumento, il **gradiente geotermico**, è il segno che dall'interno del pianeta esce continuamente calore. Il flusso è debole, in media meno di un decimo di watt per metro quadrato, ma su tutta la superficie terrestre è stimato intorno a 45 TW, più del doppio della potenza consumata dall'umanità.

Una parte di questo calore è **primordiale**: si accumulò quando la Terra si formò, circa 4,6 miliardi di anni fa, dagli urti di innumerevoli corpi più piccoli e dallo sprofondare del ferro verso il centro. L'altra parte è **radiogenica**: la producono gli isotopi radioattivi a lunghissimo tempo di dimezzamento, soprattutto uranio-238, uranio-235, torio-232 e potassio-40 (*Scienze naturali 3*, cap. 3 e cap. 12). Il calore interno fonde le rocce in profondità, mantiene in lento movimento il mantello e, indirettamente, carica le tensioni che si liberano nei terremoti.

16.1.2 Vulcani e terremoti non sono distribuiti a caso

Se si segnano su un planisfero i vulcani attivi e gli epicentri dei terremoti, i punti si allineano lungo fasce strette e lunghe migliaia di chilometri. La più importante è la **cintura circumpacifica**, o «anello di fuoco», che circonda l'oceano Pacifico dalle Ande al Giappone e alla Nuova Zelanda: vi si trovano la maggior parte dei vulcani attivi e dei grandi terremoti. La **cintura mediterraneo-himalayana** va dalle Azzorre all'Indonesia passando per l'Italia, la Grecia, la Turchia e l'Himalaya. Una terza fascia, quasi tutta sommersa, segue le **dorsali medio-oceaniche**, catene montuose sottomarine con vulcani e terremoti poco profondi; l'Islanda ne è un tratto emerso.

Vulcani, terremoti e catene montuose sono manifestazioni diverse degli stessi movimenti della parte esterna e rigida del pianeta. Il modello che li spiega insieme, la tettonica globale, lo studierai il prossimo anno; qui ci occupiamo dei fenomeni, di come si osservano e si misurano.

16.2 Il vulcanesimo

> **DA RICORDARE**
>
> **Richiamo.** In *Scienze naturali 3*, cap. 12, hai visto che il magma è un fuso silicatico con gas disciolti, a circa 700–1200 °C, e che la lava è magma arrivato in superficie; che le rocce magmatiche si classificano in base al contenuto di silice (acide oltre il 65 %, intermedie, basiche fra il 45 e il 52 %, ultrabasiche); che la serie di Bowen descrive l'ordine in cui i minerali cristallizzano da un magma che si raffredda. Usiamo qui questi termini senza ridefinirli.

16.2.1 Come nasce un magma

Sotto la crosta non c'è un mare di roccia fusa: il mantello è quasi tutto solido, come mostrano le onde sismiche. I magmi si formano solo in zone particolari, per **fusione parziale**: fondono i minerali con il punto di fusione più basso e il liquido si separa dal residuo solido. Perché una roccia calda ma solida cominci a fondere basta una di tre condizioni.

- **Decompressione.** La temperatura di fusione delle rocce cresce con la pressione: se una porzione di mantello caldo risale, la pressione cala più in fretta della temperatura e la roccia comincia a fondere senza ricevere calore. Nascono così i magmi basaltici delle dorsali e dell'Islanda.
- **Aggiunta di acqua.** L'acqua abbassa di centinaia di gradi la temperatura di fusione delle rocce, come il sale quella del ghiaccio. Dove rocce ricche di acqua sono trascinate in profondità, l'acqua liberata fa fondere il mantello sovrastante: è l'origine di molti magmi della cintura circumpacifica e dell'Italia meridionale.
- **Riscaldamento.** Un magma basaltico che si arresta nella crosta può fondere le rocce circostanti, producendo magmi più ricchi di silice.

Il magma, meno denso delle rocce da cui proviene, risale lungo fratture e spesso si arresta a qualche chilometro di profondità in una **camera magmatica**, dove si accumula, si raffredda lentamente e cambia composizione per cristallizzazione frazionata. Da qui può raggiungere la superficie attraverso un condotto (o camino) e uscire dal cratere; lungo fratture laterali forma filoni, che possono alimentare coni avventizi sui fianchi (Figura 16.1). Un vulcano, quindi, non è soltanto la montagna: è un'apertura della crosta da cui esce materiale magmatico, insieme all'edificio costruito dalle eruzioni.

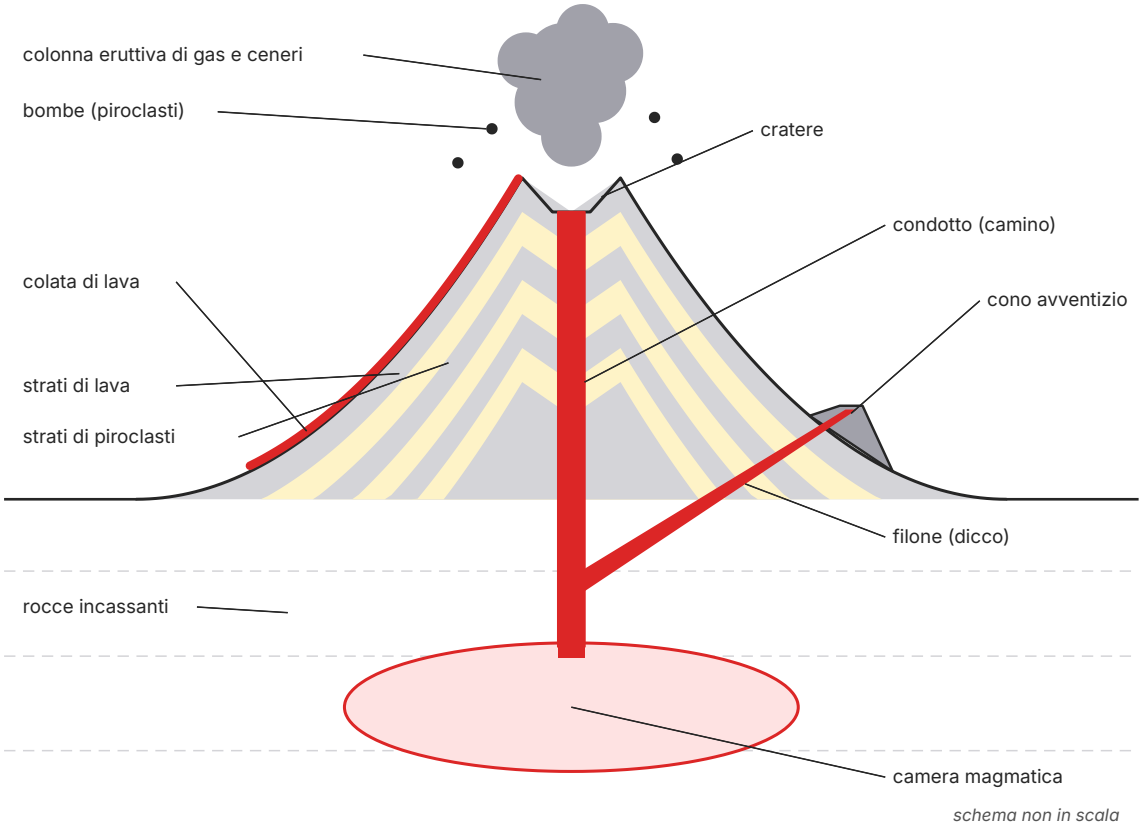

Figura 16.1 Sezione schematica di uno strato-vulcano. Il magma si accumula nella camera magmatica e risale lungo il condotto fino al cratere; un filone laterale alimenta un cono avventizio sul fianco. L'edificio è formato da strati alternati di lave e di piroclasti. Schema non in scala: in un vulcano reale la camera magmatica si trova di solito a diversi chilometri di profondità.

16.2.2 Viscosità, silice e gas decidono l'eruzione

Che cosa accade quando il magma arriva in superficie dipende soprattutto dalla **viscosità**, cioè dalla resistenza di un fluido a scorrere, e dalla quantità di gas disciolti. In un magma ricco di silice i tetraedri $[SiO_4]^{4-}$ sono già collegati in catene e reticoli e il fuso è viscosissimo, come pece; un magma basaltico, più povero di silice e più caldo, scorre quasi come uno sciroppo (Tabella 16.1).

I gas, soprattutto vapore acqueo, poi diossido di carbonio e diossido di zolfo, restano disciolti finché la pressione è alta, come il diossido di carbonio in una bottiglia di acqua frizzante chiusa. Mentre il magma risale la pressione cala e i gas formano bolle. In un magma fluido le bolle sfuggono facilmente; in un magma viscoso restano intrappolate, la loro pressione cresce e il fuso si frammenta in un'esplosione, come uno spumante agitato e stappato di colpo.

Tabella 16.1 Caratteristiche tipiche dei principali tipi di magma (valori indicativi). La viscosità cresce di molti ordini di grandezza passando dai magmi basaltici a quelli riolitici.

Magma	SiO_2 (% in massa)	Temperatura (°C)	Viscosità	Gas	Eruzioni tipiche	Esempi
basaltico	45–52	1100–1200	bassa	pochi, sfuggono facilmente	effusive; esplosioni modeste	Hawaii, Islanda, Etna
andesitico	52–63	900–1050	intermedia	abbondanti	esplosive	Ande, vulcani del Giappone
riolitico	oltre 65	700–850	molto alta	abbondanti, intrappolati	molto esplosive	caldere di Yellowstone

16.2.3 Le eruzioni effusive

Nelle **eruzioni effusive** il magma esce con poche esplosioni e forma *colate* di lava, che avanzano di solito a pochi chilometri all'ora e si fermano quando la lava, raffreddandosi, diventa troppo viscosa. Le lave basaltiche solidificano con due aspetti indicati con nomi hawaiani: le lave **pahoehoe**, o *lave a corda*, hanno una superficie liscia o a corde, perché una crosta sottile e ancora plastica viene piegata dal fuso che scorre sotto; le lave **aa** hanno una superficie scabrosa di blocchi e scorie taglienti, e si formano quando la colata è più fredda o più degassata. A volte la lava esce da lunghe fratture anziché da un cratere (*eruzioni fissurali*), come spesso in Islanda.

16.2.4 Le eruzioni esplosive

Nelle **eruzioni esplosive** il magma esce frammentato in brandelli. Si classificano con nomi di vulcani reali, in ordine di violenza crescente.

- **Stromboliane** (dallo Stromboli): esplosioni discontinue, ogni pochi minuti, che lanciano a qualche centinaio di metri brandelli di lava incandescente.
- **Vulcaniane** (dall'isola di Vulcano, che eruttò così fra il 1888 e il 1890): esplosioni brevi e violente che sfondano un tappo di lava solidificata nel condotto, lanciando blocchi e nubi scure di cenere.
- **Pliniane** (da Plinio il Giovane): il magma, molto ricco di gas, esce per ore come un getto continuo che forma una colonna eruttiva alta decine di chilometri; quando la colonna collassa, scende lungo i fianchi come flusso piroclastico.
- **Peleane** (dalla Montagne Pelée, in Martinica): un duomo di lava viscosissima sopra il cratere collassa o esplode lateralmente generando nubi ardenti. L'8 maggio 1902 una di queste distrusse in pochi minuti la città di Saint-Pierre, uccidendo decine di migliaia di persone.

L'eruzione del 79 d.C. è la prima descritta con precisione da un testimone. Plinio il Giovane, che aveva diciassette anni e si trovava a Miseno, dall'altra parte del golfo di Napoli, la raccontò in

due lettere allo storico Tacito (*Epistulae* VI, 16 e 20). Nella prima, dedicata alla morte dello zio Plinio il Vecchio, descrive così la colonna eruttiva: «*Nubes – incertum procul intuentibus ex quo monte; Vesuvium fuisse postea cognitum est – oriebatur, cuius similitudinem et formam non alia magis arbor quam pinus expresserit. Nam longissimo velut trunco elata in altum quibusdam ramis diffundebatur*», cioè: «Si alzava una nube (chi guardava da lontano non sapeva da quale monte; si seppe poi che era il Vesuvio) la cui forma nessun albero avrebbe reso meglio di un pino: salita in alto come su un tronco lunghissimo, si allargava in una specie di rami». La data tradizionale, il 24 agosto, è oggi discussa: un'iscrizione scoperta a Pompei nel 2018 fa pensare all'autunno.

ERRORE FREQUENTE

«Pompei fu sepolta dalla lava». No. Nel 79 d.C. il Vesuvio non emise colate di lava: Pompei fu coperta da alcuni metri di pomici e ceneri cadute dalla colonna pliniana, e chi era rimasto in città fu ucciso il mattino seguente dai flussi piroclastici. Ercolano fu sepolta da circa 20 m di depositi di flussi piroclastici. Due errori vicini: **magma e lava non sono sinonimi** (la lava è magma arrivato in superficie, che ha perso gran parte dei gas) e **non tutti i vulcani esplodono**: le eruzioni hawaiane e islandesi sono per lo più effusive.

16.2.5 I prodotti delle eruzioni

Un vulcano emette lave, piroclasti e gas. I **piroclasti** (dal greco «frammenti di fuoco») sono i frammenti di magma e di roccia lanciati dalle esplosioni: *ceneri* (meno di 2 mm), *lapilli* (da 2 a 64 mm) e *bombe* o blocchi (oltre 64 mm); le pomici sono piroclasti così ricchi di bolle da galleggiare sull'acqua. I gas sono soprattutto vapore acqueo, poi CO_2 e SO_2, con H_2S e cloruro di idrogeno (HCl); il SO_2 portato in alta quota dalle grandi eruzioni forma goccioline di acido solforico che schermano la luce solare e possono raffreddare il clima per uno o due anni.

Due fenomeni causano la maggior parte delle vittime. Un **flusso piroclastico** è una miscela di gas caldissimi, ceneri e frammenti di roccia, più densa dell'aria, che scende lungo i fianchi del vulcano a velocità che possono superare i 100 km/h, a centinaia di gradi. Un **lahar** (parola indonesiana) è una colata di fango formata da piroclasti e acqua di piogge, ghiacciai fusi o laghi craterici, che può scorrere per decine di chilometri lungo le valli: nel 1985 un lahar del Nevado del Ruiz, in Colombia, seppellì la città di Armero causando oltre 20 000 vittime.

16.2.6 Le forme degli edifici vulcanici

La forma di un vulcano registra le eruzioni che lo hanno costruito (Figura 16.2). I **vulcani a scudo** sono formati quasi soltanto da colate di lava basaltica fluida, che scorrono lontano: hanno pendii di pochi gradi e possono essere larghi più di cento chilometri, come quelli delle Hawaii. Gli **strato-vulcani** sono formati da strati alternati di lave e piroclasti: hanno la forma conica classica, con fianchi concavi che vicino alla cima superano i 20–30°. Il Vesuvio, il Fuji e

lo Stromboli sono strato-vulcani; l'Etna è un grande strato-vulcano cresciuto su una base più antica e più piatta.

I **coni di scorie**, alti da decine a poche centinaia di metri, si formano accumulando piroclasti intorno a una bocca durante una sola eruzione: i fianchi dell'Etna ne sono punteggiati, come i Monti Silvestri. Una **caldera** è una vasta depressione che si forma quando il tetto di una camera magmatica crolla dopo una grande eruzione. I Campi Flegrei sono una caldera nata da due eruzioni gigantesche, circa 39 000 e 15 000 anni fa; i laghi di Bolsena e di Bracciano occupano caldere di vulcani spenti.

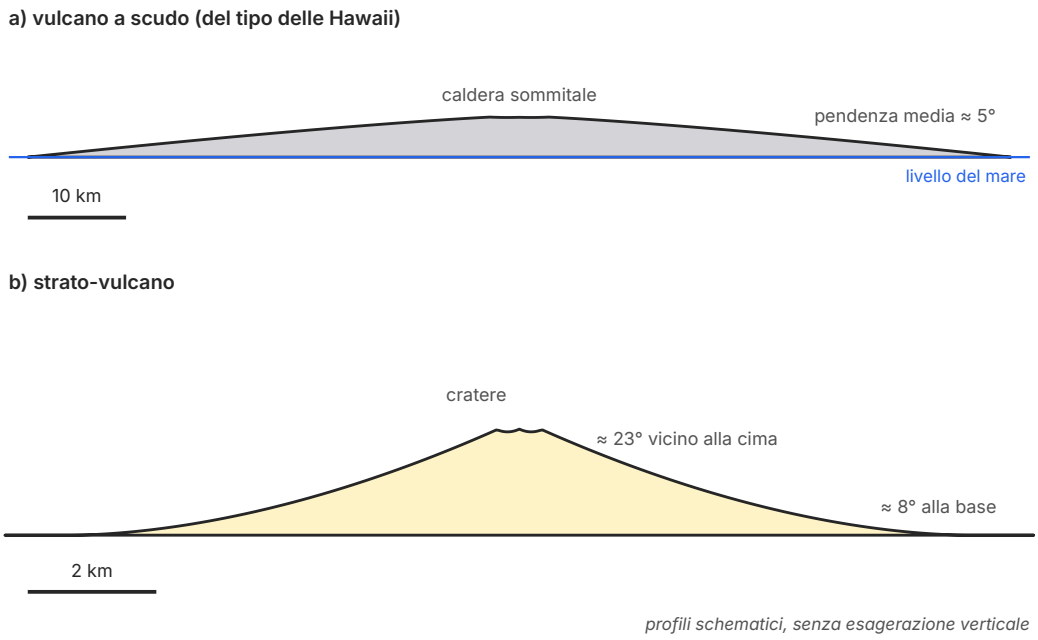

Figura 16.2 Profili schematici di un vulcano a scudo e di uno strato-vulcano, disegnati senza esagerazione verticale (le scale orizzontale e verticale sono uguali in ciascun profilo). Il vulcano a scudo ha pendenze di pochi gradi; lo strato-vulcano ha fianchi concavi, ripidi vicino alla cima e dolci alla base. Le pendenze indicate sono calcolate dai profili disegnati.

16.3 I vulcani italiani e il rischio vulcanico

16.3.1 Il vulcanesimo secondario

Anche quando non erutta, un vulcano può restare attivo per secoli: il magma che si raffredda in profondità cede calore e gas alle rocce e alle acque sotterranee. È il **vulcanesimo secondario**. Le *fumarole* sono emissioni di vapore acqueo e altri gas da fessure del suolo; se sono ricche di composti dello zolfo si chiamano *solfatare*, dalla Solfatara di Pozzuoli, ai Campi Flegrei. Le *sor-*

genti termali, come quelle di Ischia e di Viterbo, sono acque piovane riscaldate in profondità e risalite; i *geyser* lanciano a intervalli colonne di acqua bollente e vapore (il nome viene dal Geysir islandese).

Ai Campi Flegrei si osserva il **bradisismo** (dal greco «movimento lento del suolo»): un sollevamento o abbassamento del suolo di centimetri o metri, distribuito su mesi o secoli, legato alla pressione del magma e dei fluidi caldi in profondità. Le colonne del cosiddetto Serapeo di Pozzuoli, in realtà il mercato della città romana, portano a qualche metro dal pavimento una fascia di fori scavati da molluschi marini, i datteri di mare: dopo l'epoca romana il suolo si abbassò fino a sommergerle in parte, poi risalì. Nel settembre 1538, dopo anni di sollevamento, un'eruzione costruì in pochi giorni il Monte Nuovo, alto circa 130 m: è l'ultima dei Campi Flegrei. Fra il 1982 e il 1984 il porto di Pozzuoli si sollevò di circa 1,8 m; dal 2005 il suolo è tornato a salire e ha superato il metro (dati dell'Osservatorio Vesuviano, INGV).

COLLEGAMENTI

Energia e Agenda 2030 · Larderello, dove nacque l'energia geotermica. Nella zona di Larderello, in provincia di Pisa, getti naturali di vapore caldo, i *soffioni boraciferi*, escono dal suolo da sempre; nell'Ottocento se ne ricavava acido borico. Nel 1904 il principe Piero Ginori Conti collegò una piccola dinamo a una macchina mossa dal vapore dei soffioni e accese alcune lampadine: era la prima volta che si produceva elettricità dal calore della Terra. Nel 1913 entrò in funzione a Larderello la prima centrale geotermoelettrica del mondo, da 250 kW. Il principio è semplice: il vapore, estratto con pozzi da rocce calde e permeabili a qualche chilometro di profondità, fa girare una turbina collegata a un alternatore, come nelle centrali termoelettriche, ma senza bruciare combustibili.

Oggi le centrali geotermiche della Toscana, a Larderello e sul Monte Amiata, coprono una quota rilevante dei consumi elettrici della regione, e il calore residuo scalda case e serre. L'energia geotermica è rinnovabile su scale di tempo umane e produce poco CO_2, anche se i fluidi estratti contengono gas, come H_2S, che vanno trattati: contribuisce all'obiettivo 7 dell'Agenda 2030 («energia pulita e accessibile»). Nelle case si diffondono invece le pompe di calore geotermiche, che sfruttano la temperatura quasi costante del sottosuolo a pochi metri di profondità.

16.3.2 I vulcani attivi italiani

L'Italia ha alcuni dei vulcani più studiati del mondo (Figura 16.3, Tabella 16.2). Un vulcano è *attivo* se ha eruttato negli ultimi diecimila anni circa; fra quelli attivi alcuni hanno un'attività persistente o frequente, altri sono *quiescenti*, in riposo ma con un sistema magmatico ancora alimentato. L'**Etna**, alto oltre 3 300 m, è il vulcano attivo più alto d'Europa e alterna colate di lava a fontane di lava e colonne di cenere. Lo **Stromboli**, con le sue piccole esplosioni ogni pochi minuti, è chiamato «il faro del Mediterraneo». Il **Vesuvio** ebbe nel dicembre 1631 l'eruzione più violenta dell'età moderna, che uccise migliaia di persone, e l'ultima nel marzo 1944; da allora è

quiescente. I **Campi Flegrei** sono una caldera di circa 12–15 km di diametro, in parte sommersa nel golfo di Pozzuoli. Il **Marsili**, nel Tirreno meridionale, è il più grande vulcano d'Europa, ma è interamente sommerso.

Tabella 16.2 I principali vulcani attivi italiani e la loro ultima eruzione (fonte: INGV).

Vulcano	Tipo di edificio	Ultima eruzione	Attività attuale
Etna	strato-vulcano su base a scudo	frequente	eruzioni effusive ed esplosive
Stromboli	strato-vulcano	persistente	esplosioni stromboliane continue
Vulcano	strato-vulcano	1888–1890	fumarole
Vesuvio	strato-vulcano nella caldera del Somma	1944	quiescente
Campi Flegrei	caldera	1538	bradisismo, fumarole, terremoti
Ischia	isola vulcanica	1302	sorgenti termali, fumarole
Pantelleria	isola vulcanica	1891 (sottomarina)	fumarole
Colli Albani	distretto vulcanico	nessuna in epoca storica	emissioni di gas, terremoti
Marsili	vulcano sottomarino	non datata	sorvegliato

16.3.3 Il rischio vulcanico

In protezione civile «pericolo» e «rischio» non sono sinonimi. La **pericolosità** (P) è la probabilità che in una zona e in un intervallo di tempo si verifichi un fenomeno di una data intensità, per esempio che un flusso piroclastico raggiunga un paese nei prossimi cinquant'anni. La **vulnerabilità** (V) è la frazione di ciò che è esposto che verrebbe danneggiata: un tetto piano crolla sotto il peso della cenere più facilmente di uno spiovente. L'**esposizione** (E) è la quantità di persone, edifici e beni presenti. Il **rischio** è il prodotto dei tre fattori:

$$R = P \times V \times E$$

Il Vesuvio non è il vulcano più pericoloso del mondo, ma è fra quelli a rischio più alto perché intorno a lui vivono centinaia di migliaia di persone. Sulla pericolosità non possiamo intervenire; possiamo ridurre la vulnerabilità e, al momento del bisogno, l'esposizione, con l'evacuazione preventiva.

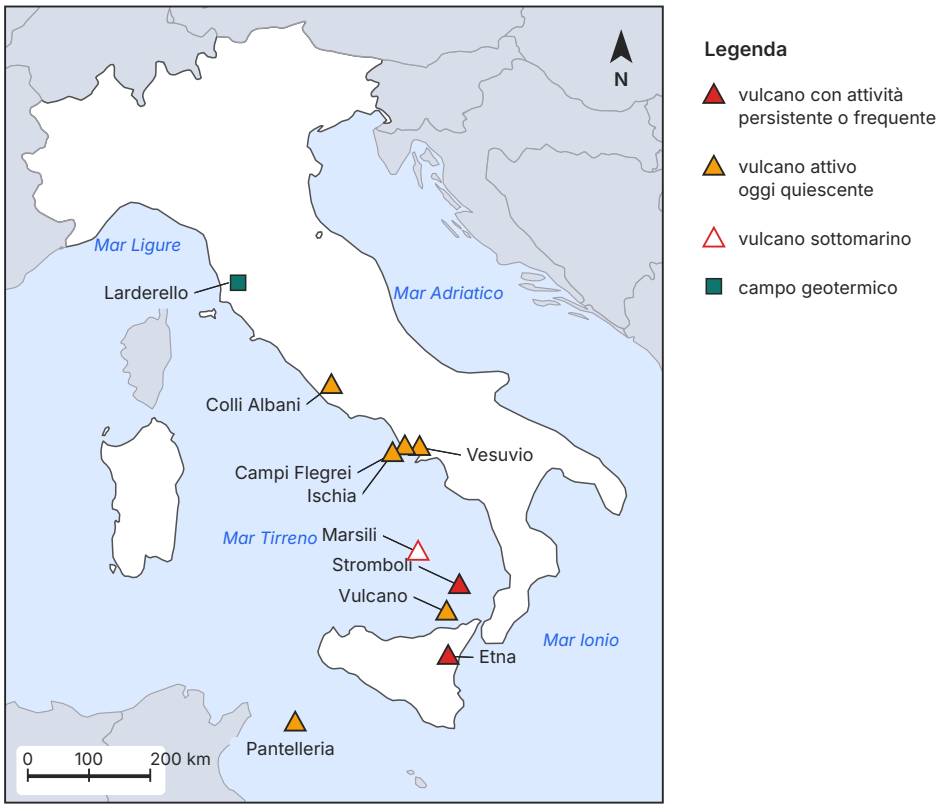

Figura 16.3 I principali vulcani attivi italiani e il campo geotermico di Larderello. In rosso i vulcani con attività persistente o frequente, in arancio quelli attivi ma oggi quiescenti; il Marsili è sottomarino. Coste da dati Natural Earth (dominio pubblico); proiezione cilindrica semplice.

Per questo i vulcani italiani sono sorvegliati giorno e notte dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). L'**Osservatorio Vesuviano**, fondato nel 1841, è il più antico osservatorio vulcanologico del mondo. Si misurano i terremoti (il magma in risalita frattura le rocce), le deformazioni del suolo con GPS e satelliti, la composizione e la temperatura dei gas delle fumarole. Un'eruzione non si prevede al giorno, ma di solito è preceduta da segnali che indicano un sistema in risveglio.

In base ai dati il Dipartimento della Protezione Civile stabilisce un **livello di allerta** (verde, giallo, arancione, rosso). Per Vesuvio e Campi Flegrei i piani di emergenza definiscono una **zona rossa**, che potrebbe essere investita dai flussi piroclastici e andrebbe evacuata prima dell'eruzione, e una zona gialla, esposta alla ricaduta di ceneri; ogni comune della zona rossa è gemellato con una regione che ne accoglierebbe gli abitanti. Per i Campi Flegrei il livello di allerta è giallo dal dicembre 2012, e lo era ancora nel 2025.

16.4 Le rocce si deformano: pieghe, faglie e terremoti

16.4.1 Elastiche, plastiche, fragili

Le rocce della crosta subiscono **sforzi**: compressione, distensione o taglio. Con sforzi piccoli si deformano in modo **elastico**, come una molla, e tornano alla forma iniziale quando lo sforzo cessa. Oltre un limite, in profondità, dove temperatura e pressione sono alte e gli sforzi durano milioni di anni, si deformano in modo **plastico**, permanente, come la plastilina; vicino alla superficie, fredde, si comportano in modo **fragile** e si rompono, come un biscotto.

Le **pieghe** sono ondulazioni di strati rocciosi prodotte da una deformazione plastica, di solito per compressione (Figura 16.4d). Una piega convessa verso l'alto, ad arco, è un'**anticlinale**: al suo nucleo si trovano le rocce più antiche. Una piega concava verso l'alto, a conca, è una **sinclinale**, con le rocce più giovani al nucleo. In una piega si distinguono la *cerniera*, la zona di massima curvatura, i *fianchi* e il *piano assiale*, che divide la piega in due metà.

Una **faglia** è una frattura lungo la quale i due blocchi di roccia si sono spostati l'uno rispetto all'altro. La superficie di rottura è il **piano di faglia**; lo spostamento misurato lungo di esso è il **rigetto**. Se il piano è inclinato, il blocco che sta sopra si chiama *tetto* e quello sotto *letto*. Si distinguono tre tipi di faglia (Figura 16.4a–c).

- **Faglia diretta** (o normale): il tetto scende rispetto al letto. Si forma per distensione, quando la crosta viene stirata: è il tipo di faglia più comune lungo l'Appennino, e i grandi terremoti dell'Appennino centrale e meridionale, come quelli dell'Aquila (2009) e di Norcia (2016), sono avvenuti su faglie dirette.
- **Faglia inversa**: il tetto sale rispetto al letto. Si forma per compressione, che accorcia la crosta; quando il piano è poco inclinato si parla di sovrascorrimento. Il terremoto dell'Emilia del 2012 è avvenuto su faglie inverse sepolte sotto i sedimenti della Pianura Padana.
- **Faglia trascorrente**: il piano è quasi verticale e i blocchi scorrono orizzontalmente l'uno accanto all'altro, per uno sforzo di taglio. La più famosa è la faglia di San Andreas, in California.

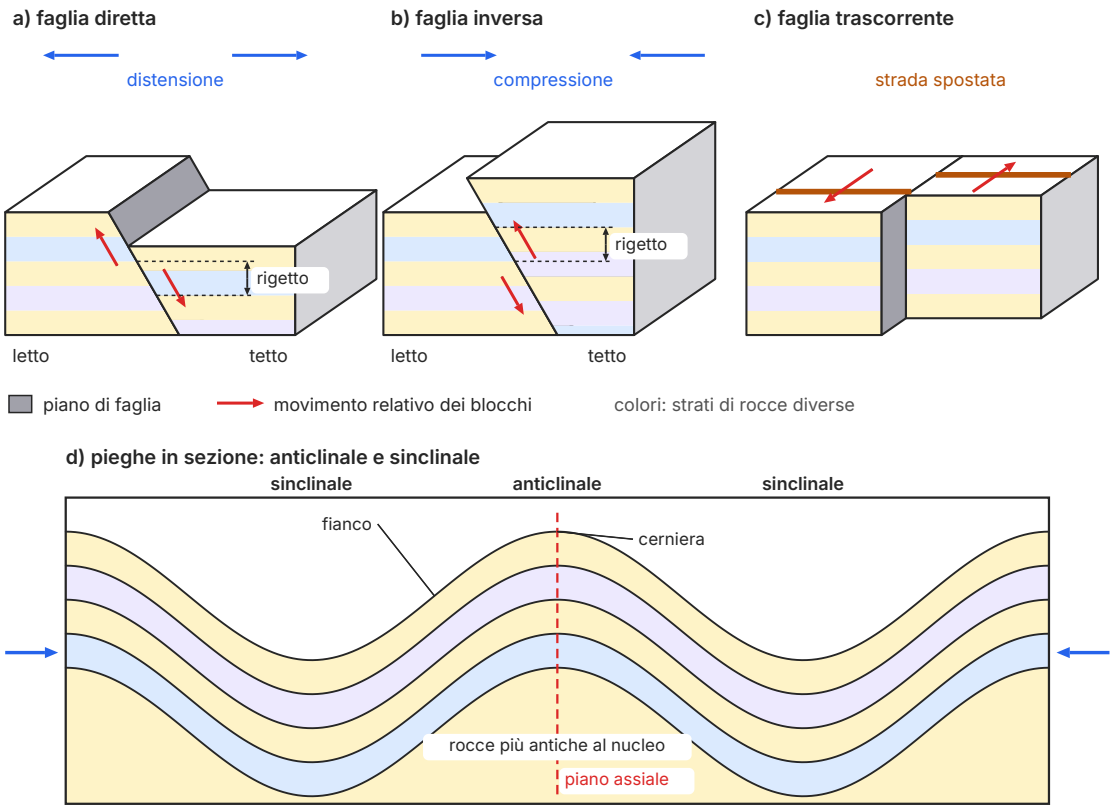

Figura 16.4 a–c) I tre tipi di faglia in diagrammi a blocchi: nella faglia diretta il tetto scende rispetto al letto, nella faglia inversa sale; nella faglia trascorrente i blocchi scorrono orizzontalmente e spostano una strada. Le frecce blu indicano gli sforzi, quelle rosse il movimento relativo dei blocchi. d) Pieghe in sezione: anticlinali e sinclinali prodotte dalla compressione.

16.4.2 Il rimbalzo elastico

Perché una faglia produce un terremoto? Dopo il terremoto di San Francisco del 1906 il geofisico statunitense Harry F. Reid confrontò le misure topografiche precedenti e successive: i punti lontani dalla faglia di San Andreas si erano spostati lentamente nei decenni, quelli vicini erano rimasti fermi finché, durante la scossa, si erano spostati di colpo di alcuni metri. Ne ricavò la **teoria del rimbalzo elastico**: i due blocchi, spinti in versi opposti, restano bloccati dall'attrito lungo la faglia e si deformano elasticamente, accumulando energia come una molla. Quando lo sforzo supera la resistenza, scorrono di colpo e l'energia accumulata in decenni o secoli si libera in pochi secondi, in parte come onde sismiche.

Un terremoto (o sisma) è quindi una vibrazione del terreno prodotta dalla liberazione improvvisa di energia elastica, di solito per lo scorrimento di una faglia. Il punto in profondità da cui comincia la rottura è l'**ipocentro**; il punto della superficie sulla sua verticale è l'**epicentro**.

In Italia gli ipocentri sono per lo più a meno di 15–20 km, ma sotto il Tirreno meridionale si registrano terremoti fino a circa 500 km. Una grande scossa è spesso seguita da *repliche*, più deboli; a volte è preceduta da scosse premonitrici, riconoscibili però solo a posteriori.

16.4.3 Le onde sismiche

Un'**onda** è una perturbazione che si propaga trasportando energia ma non materia: le particelle del mezzo oscillano intorno alla loro posizione. Se oscillano nella direzione di propagazione l'onda è *longitudinale*, se oscillano perpendicolarmente è *trasversale*. Dall'ipocentro partono tre tipi di onde (Figura 16.5), con velocità che dipendono da rigidità, compressibilità e densità delle rocce.

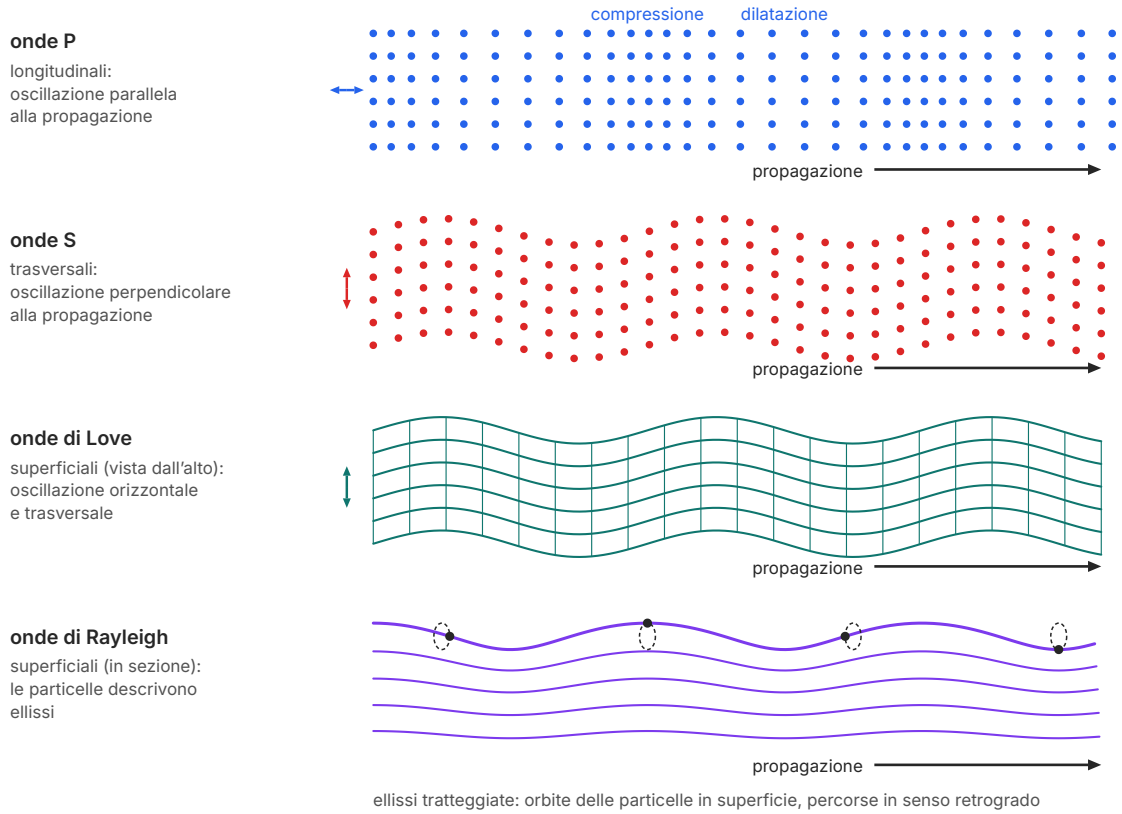

Figura 16.5 Il moto delle particelle nei quattro tipi di onde sismiche. Nelle onde P le particelle oscillano avanti e indietro nella direzione di propagazione, creando compressioni e dilatazioni; nelle onde S oscillano perpendicolarmente. Nelle onde di Love, viste dall'alto, il terreno oscilla orizzontalmente e trasversalmente; nelle onde di Rayleigh le particelle della superficie percorrono ellissi in un piano verticale, in senso retrogrado, con un'ampiezza che diminuisce con la profondità. Gli spostamenti sono molto esagerati.

- Le **onde P** (prime) sono longitudinali: comprimono e dilatano le rocce nella direzione di propagazione, come il suono. Sono le più veloci, circa 6 km/s nella crosta, e si propagano nei solidi, nei liquidi e nei gas, perché ogni mezzo resiste alla compressione.
- Le **onde S** (seconde) sono trasversali: deformano le rocce di taglio, spostandole perpendicolarmente alla propagazione. Sono più lente, circa 3,5 km/s nella crosta, e **non si propagano nei liquidi**, perché un liquido non oppone resistenza a uno sforzo di taglio: non c'è nulla che riporti indietro una particella spostata lateralmente.
- Le **onde superficiali** nascono quando le onde P e S raggiungono la superficie e si propagano lungo di essa, attenuandosi rapidamente con la profondità. Nelle **onde di Love** il terreno oscilla orizzontalmente, perpendicolarmente alla direzione di propagazione; nelle **onde di Rayleigh** le particelle descrivono ellissi in un piano verticale, un po' come le onde del mare, ma in superficie in verso opposto (moto retrogrado). Sono le più lente, arrivano per ultime ma con le oscillazioni più ampie, e causano gran parte dei danni.

Le velocità indicate sono tipiche della crosta; nel mantello sono maggiori, perché le rocce sono molto più rigide. Nelle rocce della crosta il rapporto fra le due velocità è abbastanza costante: v_P è circa 1,7 volte v_S.

ESPERIENZA DI LABORATORIO

Le onde sismiche con una molla

Obiettivo. Osservare la differenza fra onde longitudinali e trasversali e confrontarne la velocità.

Materiali. Una molla elicoidale lunga e morbida (tipo Slinky, di metallo o di plastica); un pavimento liscio o un banco lungo almeno 3 m; un nastro adesivo colorato; un cronometro o lo smartphone per riprendere al rallentatore; un metro.

Procedimento. 1) Due studenti tengono la molla per le estremità, tesa sul pavimento per circa 3 m; legate un pezzetto di nastro a una spira a metà lunghezza. 2) Onda longitudinale: uno studente spinge di colpo in avanti la sua estremità e la riporta indietro, nella direzione della molla. Osservate l'impulso di spire addensate che percorre la molla e il movimento del nastro. 3) Onda trasversale: lo stesso studente sposta di colpo lateralmente la sua estremità e la riporta indietro. 4) Riprendete al rallentatore i due impulsi e misurate il tempo che impiegano a percorrere la molla, mantenendo la stessa tensione; ripetete tre volte e calcolate la media.

Sicurezza. Non tendete troppo la molla e non lasciatela andare quando è tesa: richiudendosi di scatto può ferire le mani o il viso. Lavorate sul pavimento, lontano da oggetti fragili.

Risultati attesi. Nel primo caso il nastro si sposta avanti e indietro lungo la molla, come le particelle in un'onda P; nel secondo si sposta lateralmente, come in un'onda S. Nella molla le due velocità dipendono dalla tensione e possono risultare simili: nelle rocce, invece, le onde P sono sempre più veloci, perché le rocce resistono alla compressione più che al taglio.

Domande. a) In quale caso l'onda trasporta energia senza trasportare la molla? b) Perché in un liquido un'onda come quella del punto 3 non potrebbe propagarsi? c) Quale grandezza misurereste per calcolare la velocità di ciascun impulso?

16.4.4 Sismografi e sismogrammi

Lo strumento che registra i movimenti del terreno è il **sismografo**. Il suo principio è l'inerzia: una massa sospesa a una molla tende a restare ferma mentre il supporto, fissato al suolo, si muove con il terreno; lo spostamento relativo misura il moto del suolo. Oggi un sensore elettronico lo trasforma in un segnale digitale, di solito in tre componenti (verticale e due orizzontali); i dati delle centinaia di stazioni della rete dell'INGV arrivano in tempo reale alla sala di sorveglianza di Roma.

La registrazione si chiama **sismogramma** (Figura 16.6a). Prima di tutto arrivano le onde P, con oscillazioni rapide e di solito piccole; poi le onde S, più ampie; infine le onde superficiali, con oscillazioni più lente e più ampie ancora. L'intervallo fra l'arrivo delle onde P e quello delle onde S, l'**intervallo S − P**, cresce con la distanza dalla sorgente, perché le onde S accumulano ritardo per tutto il percorso: è l'informazione chiave per localizzare un terremoto.

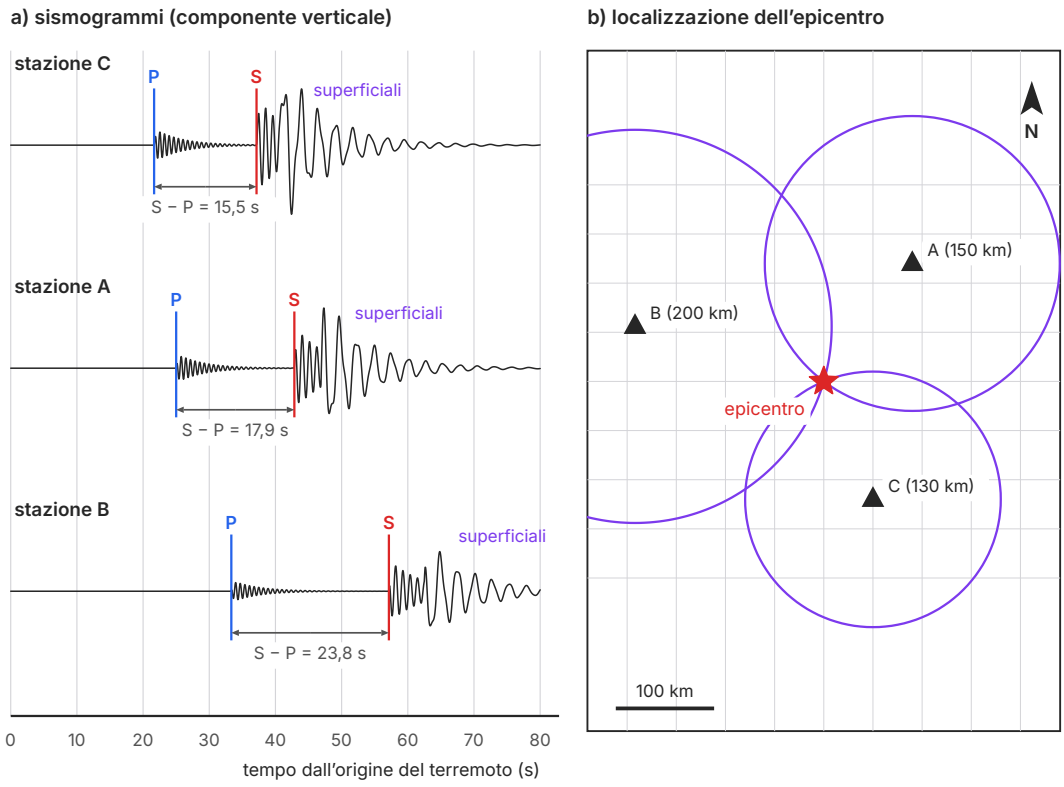

Figura 16.6 a) Sismogrammi sintetici dello stesso terremoto registrati da tre stazioni, calcolati con v_P = 6,0 km/s, v_S = 3,5 km/s e velocità delle onde superficiali di 3,2 km/s (dati di esempio). L'intervallo S − P cresce con la distanza e l'ampiezza diminuisce. b) Le circonferenze centrate nelle tre stazioni, con raggio uguale alla distanza calcolata dall'intervallo S − P, si intersecano nell'epicentro.

16.4.5 Localizzare l'epicentro

Supponiamo che le onde P e S partano insieme dall'ipocentro e viaggino con velocità costanti v_P e v_S. Per arrivare a una stazione distante d impiegano i tempi d/v_P e d/v_S, e l'intervallo S − P vale

$$\Delta t = \frac{d}{v_S} - \frac{d}{v_P} = d \cdot \frac{v_P - v_S}{v_P\, v_S}$$

da cui si ricava la distanza della stazione dalla sorgente:

$$d = \Delta t \cdot \frac{v_P\, v_S}{v_P - v_S}$$

Con i valori tipici della crosta, $v_P \approx 6{,}0$ km/s e $v_S \approx 3{,}5$ km/s, il fattore $v_P v_S/(v_P - v_S)$ vale circa 8,4 km/s: ogni secondo di intervallo S − P corrisponde a circa 8 km. Una stazione dice però solo

quanto è lontano il terremoto, non *dove*: l'epicentro sta su una circonferenza centrata nella stazione. Con tre stazioni si tracciano tre circonferenze, che si intersecano in un solo punto, l'epicentro (Figura 16.6b). Oggi l'INGV usa decine di stazioni e modelli di velocità realistici, e calcola in pochi minuti anche la profondità dell'ipocentro; il principio è lo stesso.

ESEMPIO SVOLTO

Trovare l'epicentro con tre stazioni

Problema. Le stazioni A, B e C della Figura 16.6 registrano intervalli S − P di 17,9 s, 23,8 s e 15,5 s. Calcola la distanza di ciascuna stazione dall'epicentro e l'istante in cui le onde P arrivano alla stazione A, sapendo che il terremoto è avvenuto alle 10:15:00 (si trascuri la profondità dell'ipocentro). Usa $v_P = 6{,}0$ km/s e $v_S = 3{,}5$ km/s.

Soluzione. Il fattore di conversione è $v_P v_S/(v_P - v_S) = (6{,}0 \times 3{,}5)/(6{,}0 - 3{,}5) = 21/2{,}5 = 8{,}4$ km/s. Quindi:

- stazione A: $d = 17{,}9 \text{ s} \times 8{,}4 \text{ km/s} = 150$ km;
- stazione B: $d = 23{,}8 \text{ s} \times 8{,}4 \text{ km/s} = 200$ km;
- stazione C: $d = 15{,}5 \text{ s} \times 8{,}4 \text{ km/s} = 130$ km.

Le onde P percorrono i 150 km fino ad A in $d/v_P = 150 \text{ km} / 6{,}0 \text{ km/s} = 25$ s, e arrivano alle 10:15:25; le onde S arrivano dopo altri 17,9 s, alle 10:15:43 circa. Su una carta in scala si tracciano tre circonferenze di raggio 150 km, 200 km e 130 km centrate nelle stazioni: il loro punto comune è l'epicentro.

Controllo. Il risultato è plausibile: la stazione con l'intervallo S − P più breve, C, è anche quella con le onde P in arrivo per prime e con le oscillazioni più ampie.

16.5 Misurare un terremoto e difendersi

16.5.1 L'intensità: gli effetti

Un terremoto si può «misurare» in due modi molto diversi. Il primo valuta i suoi **effetti** su persone, edifici e ambiente. L'**intensità macrosismica** è un grado, in numeri romani, assegnato a ogni località colpita in base a ciò che vi si è osservato; in Italia si usa la **scala Mercalli–Cancani–Sieberg** (MCS), a dodici gradi (Tabella 16.3), in Europa anche la simile scala EMS-98.

L'intensità non misura l'energia: lo stesso terremoto produce intensità diverse in luoghi diversi, che di solito diminuiscono allontanandosi dall'epicentro ma dipendono anche dalla profondità dell'ipocentro, dal terreno (i sedimenti soffici amplificano le oscillazioni) e dalla qualità degli edifici. Ha però un pregio unico: si ricava anche per i terremoti del passato, dalle cronache e dalle descrizioni dei danni. Così il catalogo dei terremoti italiani risale a più di duemila anni fa.

16.5.2 La magnitudo: l'energia

Il secondo modo misura il terremoto alla sorgente. Nel 1935 il sismologo statunitense Charles Richter, studiando i terremoti della California, propose di confrontarli in base all'ampiezza massima delle oscillazioni registrate da un sismografo di tipo standard. Poiché le ampiezze variano enormemente da un terremoto all'altro, usò il loro logaritmo: la **magnitudo** locale è

$$M = \log \frac{A}{A_0}$$

dove A è l'ampiezza massima registrata, riportata alla distanza standard di 100 km, e $A_0 = 0{,}001$ mm è un'ampiezza di riferimento. Un terremoto che a 100 km produce un'oscillazione di 1 mm ha magnitudo $\log(1/0{,}001) = 3$; uno che ne produce 10 mm ha magnitudo 4. La scala non ha né minimo né massimo: i terremoti piccolissimi hanno magnitudo negative, e il più forte mai registrato, in Cile nel 1960, superò 9.

Tabella 16.3 La scala Mercalli–Cancani–Sieberg (MCS), in sintesi. Ogni grado descrive gli effetti osservati in una località.

Grado	Nome	Effetti principali
I	strumentale	registrata solo dagli strumenti
II	leggerissima	avvertita da poche persone in quiete, ai piani alti
III	leggera	avvertita da alcune persone in casa, come il passaggio di un camion
IV	moderata	avvertita in casa da molti; tremano vetri e stoviglie
V	piuttosto forte	avvertita da tutti in casa, molti si svegliano; oscillano i lampadari, cadono oggetti instabili
VI	forte	spavento, molti escono all'aperto; crepe negli intonaci, danni lievi
VII	molto forte	danni moderati agli edifici; cadono comignoli e tegole
VIII	rovinosa	danni gravi, crolli parziali degli edifici meno resistenti
IX	distruttiva	molti edifici gravemente danneggiati, alcuni crollano
X	completamente distruttiva	crollo di molti edifici in muratura; frane e fratture nel suolo
XI	catastrofica	pochi edifici in muratura restano in piedi; ponti e strade distrutti
XII	grandemente catastrofica	distruzione totale; il paesaggio è modificato

Una scala logaritmica in base 10 significa che **ogni unità di magnitudo in più corrisponde a un'ampiezza dieci volte maggiore**. L'energia cresce ancora di più. Secondo una relazione empi-

rica, l'energia E liberata come onde sismiche, in joule, è legata alla magnitudo da

$$\log E = 1{,}5\,M + 4{,}8$$

Se la magnitudo aumenta di 1, $\log E$ aumenta di 1,5 e l'energia viene moltiplicata per $10^{1,5} \approx 31{,}6$, circa 32 (Figura 16.7). Due unità di magnitudo valgono un fattore $10^3 = 1000$; bastano 0,2 unità per raddoppiare l'energia, perché $10^{0,3} \approx 2$. Un terremoto di magnitudo 6 non è quindi «il doppio» di uno di magnitudo 3: ha ampiezza mille volte maggiore e libera circa $10^{4,5} \approx 32\,000$ volte più energia.

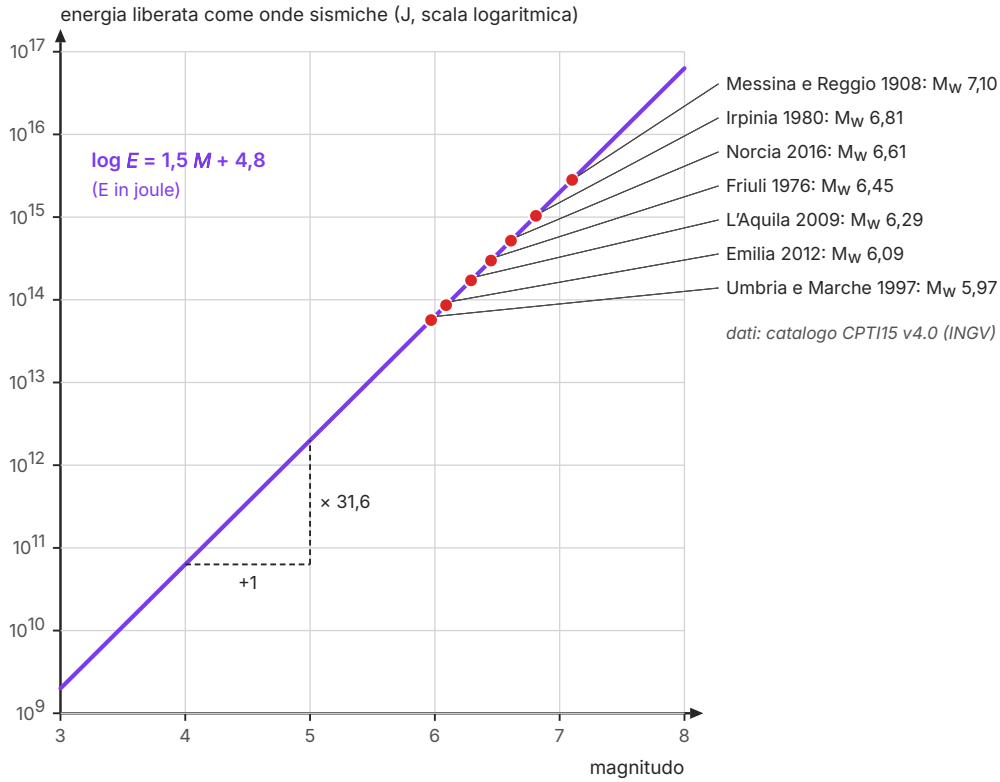

Figura 16.7 Energia liberata come onde sismiche in funzione della magnitudo, calcolata con la relazione empirica $\log E = 1{,}5\,M + 4{,}8$ (E in joule); l'asse verticale è logaritmico. Un aumento di magnitudo di 1 moltiplica l'energia per $10^{1,5} \approx 31{,}6$. I punti indicano alcuni terremoti italiani, con la magnitudo momento del catalogo CPTI15 (INGV).

Per i terremoti molto forti la magnitudo di Richter «satura»: l'ampiezza delle onde non cresce più in proporzione alla grandezza della rottura. Per questo oggi si usa soprattutto la **magnitudo momento** M_w, calcolata dalle dimensioni della faglia e dallo spostamento dei blocchi; per i terremoti medi dà valori simili. Le tabelle di questo capitolo riportano magnitudo momento.

APPROFONDIMENTO

Approfondimento · La magnitudo momento. Per un grande terremoto la grandezza fisica che meglio descrive la sorgente è il **momento sismico**, $M_0 = \mu \cdot S \cdot D$, dove μ è la rigidità delle rocce (circa 3×10^{10} Pa nella crosta), S l'area della faglia che si è rotta e D lo spostamento medio dei due blocchi. Il momento si misura in N·m e si ricava dai sismogrammi o, dopo il terremoto, dalle misure sul terreno e da satellite. La magnitudo momento è definita come

$$M_w = \frac{2}{3}(\log M_0 - 9{,}1)$$

con M_0 in N·m. Per esempio, una faglia lunga 20 km e larga 12 km che scorre di 0,6 m ha $M_0 = 3 \times 10^{10}$ Pa $\times$ ($2{,}0 \times 10^4$ m $\times$ $1{,}2 \times 10^4$ m) $\times$ 0,6 m $\approx 4{,}3 \times 10^{18}$ N·m, e $M_w = (2/3)(18{,}64 - 9{,}1) \approx 6{,}4$: valori simili a quelli del terremoto dell'Aquila. La formula mostra perché i terremoti più forti richiedono faglie lunghe: a parità di rigidità, per aumentare M_w di 1 il prodotto $S \cdot D$ deve crescere di circa 32 volte.

ESEMPIO SVOLTO

Magnitudo, ampiezza ed energia

Problema. a) A 100 km dall'epicentro un sismografo standard registra un'ampiezza massima di 15 mm. Qual è la magnitudo? b) Quante volte più ampie sono le oscillazioni di un terremoto di magnitudo 6,3 rispetto a uno di magnitudo 4,2, a parità di distanza? Quante volte maggiore è l'energia? c) Quanta energia liberò come onde sismiche il terremoto dell'Aquila del 2009 (M_w 6,29)? Quante volte di più quello di Messina del 1908 (M_w 7,10)?

Soluzione. a) $M = \log(15 \text{ mm} / 0{,}001 \text{ mm}) = \log 15\,000 = 4{,}18 \approx 4{,}2$.

b) La differenza di magnitudo è $6{,}3 - 4{,}2 = 2{,}1$. Il rapporto delle ampiezze è $10^{2{,}1} \approx 126$; il rapporto delle energie è $10^{1{,}5 \times 2{,}1} = 10^{3{,}15} \approx 1{,}4 \times 10^3$.

c) $\log E = 1{,}5 \times 6{,}29 + 4{,}8 = 14{,}24$, quindi $E = 10^{14{,}24}$ J $\approx 1{,}7 \times 10^{14}$ J. Il rapporto fra Messina e L'Aquila è $10^{1{,}5 \times (7{,}10 - 6{,}29)} = 10^{1{,}22} \approx 16$.

Attenzione. Nel calcolo dei rapporti non serve conoscere la costante 4,8: conta solo la differenza di magnitudo.

ERRORE FREQUENTE

Magnitudo e intensità non sono la stessa cosa. La magnitudo è un numero unico per ogni terremoto e misura l'energia liberata alla sorgente; l'intensità cambia da luogo a luogo e misura gli effetti. Un terremoto di magnitudo moderata sotto una città con edifici fragili può avere intensità più alta di uno più forte in una zona disabitata. Due altri errori: la scala Richter **non va «da 1 a 10»** e non è lineare (non ha limiti e ogni unità vale un fattore 10 in ampiezza); e i terremoti **non si possono prevedere**, cioè annunciare con luogo, data e magnitudo. Si può invece stimare la probabilità che una zona sia colpita nei prossimi decenni. Non esiste nemmeno un «tempo da terremoto»: le scosse nascono a chilometri di profondità, dove il meteo non arriva.

16.5.3 I terremoti in Italia

In Italia i terremoti più forti si concentrano lungo l'Appennino, nell'arco calabro, in Sicilia orientale e nel Friuli; ne sono quasi prive la Sardegna e parte della Puglia. La Tabella 16.4 riporta i principali terremoti dal 1900, con i dati del **Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani CPTI15** dell'INGV (versione 4.0, 2022). Il più grave fu quello del 28 dicembre 1908, che distrusse Messina e Reggio Calabria uccidendo molte decine di migliaia di persone, seguito da un maremoto con onde alte diversi metri.

Tabella 16.4 Alcuni grandi terremoti italiani dal 1900. Data, area epicentrale, magnitudo momento e intensità massima osservata dal catalogo CPTI15 v4.0 (INGV, 2022); le intensità dei terremoti più recenti sono espresse nella scala EMS-98, simile alla MCS.

Data	Area epicentrale	M_w	Intensità massima
28 dicembre 1908	Stretto di Messina	7,10	XI (MCS)
6 maggio 1976	Friuli	6,45	IX–X (MCS)
23 novembre 1980	Irpinia e Basilicata	6,81	X (MCS)
26 settembre 1997	Appennino umbro-marchigiano	5,97	IX (MCS)
6 aprile 2009	Aquilano	6,29	IX–X (MCS)
20 maggio 2012	Pianura emiliana	6,09	VII (EMS-98)
24 agosto 2016	Monti della Laga (Amatrice)	6,18	X (EMS-98)
30 ottobre 2016	Valnerina (Norcia)	6,61	XI (EMS-98)

Molti furono sequenze: in Umbria e Marche, il 26 settembre 1997, la scossa principale fu preceduta di nove ore da una di magnitudo 5,66; in Emilia una seconda scossa di magnitudo 5,90 colpì il 29 maggio 2012; la sequenza dell'Italia centrale, cominciata ad Amatrice nell'agosto 2016, culminò il 30 ottobre con la scossa di Norcia, la più forte in Italia dal 1980.

16.5.4 Il rischio sismico

Come per i vulcani, il rischio sismico dipende da pericolosità, vulnerabilità ed esposizione. La pericolosità è descritta dalla **mappa di pericolosità sismica MPS04** dell'INGV, adottata ufficialmente nel 2006: per ogni punto del territorio indica lo scuotimento del suolo che ha il 10 % di probabilità di essere superato in 50 anni. Su di essa si basano le norme tecniche che fissano come costruire in ogni comune.

La vulnerabilità del patrimonio edilizio italiano è alta: molti edifici sono antichi, in muratura, costruiti prima delle norme antisismiche. Gli edifici nuovi si progettano perché possano oscillare senza crollare; quelli esistenti si possono adeguare collegando bene muri e solai, rinforzando le strutture o, negli ospedali e nelle scuole, isolandoli dal terreno con appoggi che assorbono le oscillazioni. Per questo si dice che «non è il terremoto che uccide, ma la casa che crolla».

COLLEGAMENTI

Educazione civica · Che cosa fare in caso di terremoto. La campagna «Io non rischio», promossa dal Dipartimento della Protezione Civile con l'INGV e associazioni di volontariato, riassume i comportamenti che salvano la vita.

- **Prima**: informati sulla pericolosità del tuo comune e sul piano di protezione civile; fissa alle pareti mobili pesanti e scaffali, e non mettere oggetti pesanti in alto; sappi dove sono gli interruttori di luce, gas e acqua; concorda con la famiglia un punto d'incontro.
- **Durante**: se sei in un edificio, riparati sotto un tavolo robusto o vicino a un muro portante, lontano da finestre, vetri e mobili che possono cadere; non correre verso le scale e non usare l'ascensore. Se sei all'aperto, allontanati da edifici, alberi, lampioni e linee elettriche.
- **Dopo**: esci con prudenza indossando le scarpe, senza usare l'ascensore; chiudi gas, acqua e luce; raggiungi un'area di attesa del piano comunale; usa il telefono solo per le emergenze. Se sei vicino al mare e senti una scossa forte o vedi il mare ritirarsi all'improvviso, allontanati subito verso un luogo elevato.

16.5.5 I maremoti

Un terremoto in mare che solleva o abbassa di colpo il fondale mette in movimento tutta la colonna d'acqua e genera un **maremoto** (o tsunami); possono causarlo anche frane sottomarine ed eruzioni. In mare aperto le onde sono basse ma lunghe centinaia di chilometri e corrono a centinaia di chilometri all'ora; vicino alla costa rallentano, crescono in altezza e possono invadere la terra. Spesso sono precedute da un ritiro improvviso del mare. In Italia, oltre a quello del 1908, ricordiamo il piccolo maremoto del 30 dicembre 2002, causato da una frana dello Stromboli; il Centro Allerta Tsunami dell'INGV sorveglia il Mediterraneo.

IN SINTESI

Distanza della stazione dall'epicentro dall'intervallo S − P: $d = \Delta t \cdot v_P v_S/(v_P - v_S)$; con $v_P \approx 6{,}0$ km/s e $v_S \approx 3{,}5$ km/s, $d \approx \Delta t \times 8{,}4$ km/s. Con tre stazioni: tre circonferenze → epicentro.
Magnitudo di Richter: $M = \log(A/A_0)$, con $A_0 = 0{,}001$ mm a 100 km; +1 di magnitudo → ampiezza × 10.
Energia: $\log E = 1{,}5\,M + 4{,}8$ (E in J); rapporto fra le energie di due terremoti = $10^{1{,}5\,\Delta M}$: +1 → × 31,6; +2 → × 1000; +0,2 → × 2.
Rischio: $R = P \times V \times E$ (pericolosità × vulnerabilità × esposizione).

16.6 L'interno della Terra e le montagne

16.6.1 Le onde sismiche come sonde

Il pozzo più profondo mai scavato, nella penisola di Kola, in Russia, si ferma a circa 12 km: meno di due millesimi del raggio terrestre, di 6 371 km. Ciò che sappiamo dell'interno viene da misure indirette, soprattutto dalle onde sismiche. Come la luce fra aria e vetro, un'onda che passa in una roccia dove ha velocità diversa in parte si **riflette** e in parte si **rifrange**, cioè cambia direzione; e poiché la velocità in generale cresce con la profondità, i raggi sismici sono curvi.

Dai tempi di arrivo dello stesso terremoto in centinaia di stazioni si è ricostruito come cambia la velocità delle onde P e S con la profondità (Figura 16.8, a destra). In alcune superfici la velocità cambia bruscamente, perché cambiano composizione o stato fisico: sono le **discontinuità** sismiche, che dividono la Terra in involucri concentrici.

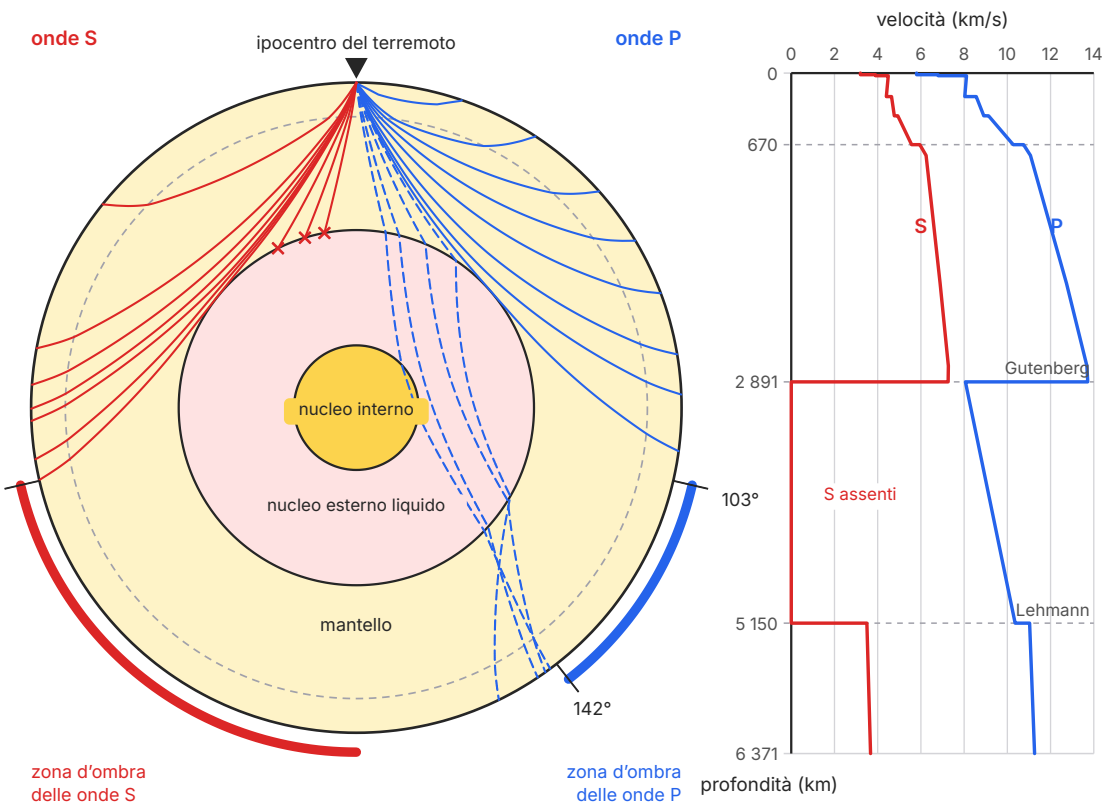

Figura 16.8 Sinistra: sezione della Terra in scala con alcuni raggi sismici, calcolati con un modello di velocità semplificato ricavato dal modello PREM (Dziewonski e Anderson, 1981): onde P a destra (tratteggiati i raggi che attraversano il nucleo), onde S a sinistra, che si arrestano al nucleo esterno liquido (×). Gli archi colorati sono le zone d'ombra; la linea grigia tratteggiata è la discontinuità a 670 km. La crosta è più sottile del contorno. Destra: velocità delle onde P e S in funzione della profondità.

- La **discontinuità di Mohorovičić** (o Moho) fu scoperta nel 1909 dal sismologo croato Andrija Mohorovičić, che notò due serie di onde P nei sismogrammi di un terremoto vicino a Zagabria: una diretta e una più veloce, rifratta in profondità. Separa la crosta dal mantello: sotto di essa la velocità delle onde P passa da circa 6–7 a circa 8 km/s.
- La **discontinuità di Gutenberg**, individuata nel 1914 dal sismologo tedesco Beno Gutenberg, si trova a circa 2 900 km di profondità e separa il mantello dal nucleo. Qui le onde P rallentano bruscamente, da circa 13,7 a circa 8 km/s, e le onde S scompaiono.
- La **discontinuità di Lehmann** fu proposta nel 1936 dalla sismologa danese Inge Lehmann, che spiegò alcune deboli onde P registrate dove non avrebbero dovuto arrivare con l'esistenza, al centro del nucleo, di un *nucleo interno* in cui la velocità torna a crescere. Si trova a circa 5 150 km di profondità.

16.6.2 La zona d'ombra e il nucleo liquido

La prova più chiara viene dalla **zona d'ombra** (Figura 16.8). Le onde S dirette di un forte terremoto arrivano solo fino a circa 103° di distanza angolare dall'epicentro, misurata dal centro della Terra; oltre, mancano. Le onde P mancano, o arrivano debolissime, fra circa 103° e 142°, poi ricompaiono. La spiegazione è una sola: a circa 2 900 km comincia un nucleo che le onde S non attraversano, quindi **liquido**, nel quale le onde P rallentano e vengono deviate come da una lente.

> **ERRORE FREQUENTE**
>
> **«Sotto la crosta c'è un mare di magma».** No: le onde S attraversano tutto il mantello, quindi il mantello è **solido**, anche se a temperature di migliaia di gradi; può fluire lentamente, di pochi centimetri all'anno, come un solido plastico. Anche l'astenosfera è solida: è solo più calda e meno rigida, e contiene al più una piccola frazione di fuso. L'unico involucro liquido è il nucleo esterno, e infatti è l'unico che le onde S **non** attraversano. Il nucleo interno è solido nonostante sia più caldo, perché la pressione enorme innalza il punto di fusione del ferro.

16.6.3 Il modello a involucri

Le onde sismiche, insieme alla densità media della Terra (circa 5,5 g/cm^3, contro 2,7–3 g/cm^3 delle rocce superficiali), ai meteoriti e agli esperimenti ad alta pressione, hanno portato a un modello a involucri concentrici.

- La **crosta** è l'involucro più esterno, formato da rocce silicatiche. La crosta **continentale** è spessa in genere da circa 30 a 70 km, più spessa sotto le grandi catene montuose, ed è ricca di rocce di composizione granitica; la crosta **oceanica** è spessa solo circa 5–10 km ed è formata da basalti e gabbri.
- Il **mantello** si estende dalla Moho fino a circa 2 900 km di profondità ed è formato da rocce silicatiche ricche di ferro e magnesio, come la peridotite, ultrabasica. Contiene la maggior parte del volume della Terra.
- Il **nucleo** ha un raggio di circa 3 480 km ed è formato soprattutto da ferro, con nichel e una piccola quantità di elementi più leggeri. Il **nucleo esterno** è liquido; il **nucleo interno**, con un raggio di circa 1 220 km, è solido. Al centro la temperatura è stimata intorno a 5 000–6 000 °C.

Crosta, mantello e nucleo differiscono per *composizione*. Il comportamento *meccanico* divide la parte esterna del pianeta in modo diverso. La **litosfera**, formata dalla crosta e dalla parte più alta del mantello, è rigida e spessa in media circa 100 km. Sotto, fino a qualche centinaio di chilometri, c'è l'**astenosfera**, una parte del mantello più calda e meno rigida, in cui le onde sismi-

che rallentano un poco: è solida, ma si deforma lentamente in modo plastico. Il prossimo anno vedrai che la litosfera è divisa in placche che scorrono sull'astenosfera.

Il nucleo esterno liquido spiega anche il **campo magnetico terrestre**. Non può derivare da ferro magnetizzato, perché a temperature così alte il ferro perde il magnetismo permanente: lo genera la *geodinamo*, cioè il moto del ferro liquido, buon conduttore, nel nucleo esterno, che produce correnti elettriche e quindi un campo magnetico. Il campo protegge la superficie da gran parte delle particelle cariche del vento solare; le sue tracce nelle rocce, studiate dal paleomagnetismo, sono un tema del prossimo anno.

16.6.4 Il calore e l'equilibrio dei blocchi

Il gradiente di 25–30 °C/km non può continuare fino al centro, dove si arriverebbe a più di 150 000 °C: la temperatura cresce in fretta nella litosfera, dove il calore passa per conduzione, e molto più lentamente nel mantello, dove lo trasporta anche il lento movimento delle rocce. Il **flusso di calore** è più alto nelle zone vulcaniche, come la Toscana meridionale o i Campi Flegrei.

La litosfera «galleggia» sull'astenosfera come blocchi di legno di spessore diverso su un liquido: un blocco più spesso sprofonda di più ma emerge anche di più. È l'**isostasia**; per questo le montagne hanno «radici», e sotto le Alpi la crosta è spessa circa il doppio che sotto la pianura. In Scandinavia, durante l'ultima glaciazione, una calotta spessa fino a circa 3 km fece sprofondare la regione; sciolto il ghiaccio, circa diecimila anni fa, la regione risale ancora oggi, fino a circa 1 cm all'anno nel golfo di Botnia.

16.6.5 Come nascono le montagne

L'**orogenesi** è l'insieme dei processi che formano le catene montuose. In una catena come le Alpi o l'Himalaya le rocce sono intensamente **piegate e fagliate**, segno di una compressione che ha accorciato la crosta di decine o centinaia di chilometri. Molte rocce in cima alle montagne sono **sedimenti marini** con fossili: le Dolomiti sono antiche scogliere tropicali (*Scienze naturali 3*, cap. 12) e la cima dell'Everest è di calcari marini con resti di crinoidi e trilobiti, oggi a quasi 9 km di quota. Nelle Alpi, infine, porzioni di crosta spesse chilometri si sono staccate e sono state trasportate per decine di chilometri sopra altre rocce, formando le **falde di ricoprimento**: le rocce della cima del Cervino provengono da un'area che si trovava molto più a sud.

Le catene si sollevano mentre l'erosione le consuma. Alpi e Appennini sono catene giovani, nate nelle ultime decine di milioni di anni, e ancora attive: il GPS misura movimenti di millimetri all'anno e i terremoti dell'Appennino mostrano che la catena continua a deformarsi. La causa, la convergenza fra le placche della litosfera, la studierai il prossimo anno con la tettonica globale.

ESPERIENZA DI LABORATORIO

Pieghe e faglie in una scatola di sabbia

Obiettivo. Riprodurre in piccolo la formazione di pieghe e faglie inverse per compressione, come in una catena montuosa.

Materiali. Una scatola trasparente lunga e stretta (per esempio una teca di plexiglas di circa 50 × 10 × 15 cm) o un contenitore con una parete di vetro; sabbia fine asciutta di due o tre colori (si può colorare con tempera in polvere); farina o talco; una tavoletta di legno larga quanto la scatola, che fa da parete mobile; un righello; una fotocamera.

Procedimento. 1) Disponi nella scatola strati orizzontali alternati di sabbia colorata e farina, ciascuno spesso circa 1 cm, fino a 6–8 cm di altezza, livellandoli con il righello; la farina rappresenta strati più deboli. 2) Fotografa la sezione visibile attraverso la parete trasparente. 3) Spingi lentamente la tavoletta verso l'interno, di 1 cm alla volta, e fotografa la sezione dopo ogni spostamento, fino a un accorciamento di circa 10–15 cm. 4) Ripeti l'esperimento cambiando una sola variabile: lo spessore degli strati, oppure la presenza di uno strato di farina alla base.

Sicurezza. Lavora con calma per non sollevare polvere; se usi talco o farina in quantità, indossa una mascherina e gli occhiali. Non usare sabbia umida in contenitori di vetro che potrebbero rompersi sotto la spinta; pulisci il banco a fine attività.

Risultati attesi. Davanti alla parete mobile gli strati si inarcano e si rompono lungo piani inclinati: si formano faglie inverse successive, che sovrappongono porzioni di strati e ispessiscono il «prisma» di sabbia, e pieghe sopra di esse. La superficie si solleva: il modello si accorcia e si ispessisce come una catena montuosa.

Domande. a) Le faglie che osservi sono dirette o inverse? Da che cosa lo capisci? b) Che cosa rappresentano, in natura, l'accorciamento e l'ispessimento del modello? c) Quale limite ha un modello di sabbia rispetto alle rocce reali, che si deformano in milioni di anni e a pressioni elevate?

SINTESI

- Dall'interno della Terra esce calore, in parte primordiale e in parte prodotto dal decadimento radioattivo; vulcani e terremoti si concentrano in fasce: la cintura circumpacifica, quella mediterraneo-himalayana e le dorsali medio-oceaniche.
- I magmi nascono per fusione parziale delle rocce (decompressione, aggiunta di acqua, riscaldamento), si raccolgono in camere magmatiche e risalgono lungo condotti e filoni.
- Silice, temperatura e gas decidono l'eruzione: i magmi basaltici, fluidi, danno eruzioni effusive (lave pahoehoe e aa); quelli ricchi di silice, viscosi, eruzioni esplosive (stromboliane, vulcaniane, pliniane, peleane).
- I prodotti delle eruzioni sono lave, piroclasti (ceneri, lapilli, bombe) e gas (H_2O, CO_2, SO_2); flussi piroclastici e lahar sono i fenomeni più letali. Gli edifici possono essere vulcani a scudo, strato-vulcani, coni di scorie e caldere.
- Il vulcanesimo secondario comprende fumarole, solfatare, sorgenti termali e geyser; il bradisismo dei Campi Flegrei solleva e abbassa il suolo; a Larderello nacque l'energia geotermica (1904, 1913).
- Il rischio è il prodotto di pericolosità, vulnerabilità ed esposizione; i vulcani italiani sono sorvegliati dall'INGV e per Vesuvio e Campi Flegrei esistono piani di emergenza con una zona rossa.
- Sotto sforzo le rocce si deformano in modo elastico, plastico (pieghe: anticlinali e sinclinali) o fragile (faglie dirette, inverse e trascorrenti).
- Secondo la teoria del rimbalzo elastico, un terremoto libera di colpo l'energia elastica accumulata lungo una faglia; dall'ipocentro partono onde P (longitudinali, circa 6 km/s), onde S (trasversali, circa 3,5 km/s, non attraversano i liquidi) e, in superficie, onde di Love e di Rayleigh.
- Dall'intervallo S − P si calcola la distanza di una stazione, $d = \Delta t \cdot v_P v_S / (v_P - v_S)$; con tre stazioni si localizza l'epicentro.
- L'intensità (scala MCS, dodici gradi) misura gli effetti in un luogo; la magnitudo misura l'energia alla sorgente con una scala logaritmica: +1 significa ampiezza × 10 ed energia × 32 circa. I terremoti non si possono prevedere, ma il rischio si riduce con edifici adeguati e comportamenti corretti.
- Le onde sismiche rivelano le discontinuità di Mohorovičić, Gutenberg (≈ 2 900 km) e Lehmann (≈ 5 150 km) e le zone d'ombra: la Terra ha crosta, mantello solido, nucleo esterno liquido e nucleo interno solido; litosfera rigida e astenosfera plastica; l'isostasia ne regola l'equilibrio verticale.
- Le catene montuose sono formate da rocce piegate e fagliate, spesso marine, e da falde di ricoprimento; Alpi e Appennini sono catene giovani e ancora attive; la loro causa, la convergenza fra placche, si studia il prossimo anno.

ESERCIZI

Comprendere e ricordare

1. ● Quale caratteristica rende un magma più viscoso?
   A. una temperatura più alta
   B. un contenuto di silice più basso
   C. un contenuto di silice più alto
   D. un contenuto più alto di ferro e magnesio

2. ● Un'eruzione pliniana è caratterizzata da:
   A. colate di lava fluida che scorrono per chilometri
   B. una colonna eruttiva sostenuta, alta decine di chilometri
   C. piccole esplosioni discontinue ogni pochi minuti
   D. l'emissione di sola acqua e vapore

3. ● Le onde S:
   A. sono le più veloci fra le onde sismiche
   B. sono longitudinali
   C. si propagano solo lungo la superficie
   D. non si propagano nei liquidi

4. ● L'epicentro di un terremoto è:
   A. il punto della superficie che si trova sulla verticale dell'ipocentro
   B. il punto in profondità in cui inizia la rottura
   C. la stazione sismica più vicina alla faglia
   D. la località in cui l'intensità è minima

5. ●● Se la magnitudo aumenta di 2, a parità di distanza l'ampiezza delle oscillazioni e l'energia liberata diventano, rispettivamente:
   A. 2 volte e 4 volte maggiori
   B. 100 volte e circa 1000 volte maggiori
   C. 20 volte e 64 volte maggiori
   D. 100 volte e 100 volte maggiori

6. ●● L'intensità macrosismica di un terremoto:
   A. è un unico valore che misura l'energia liberata
   B. si ricava dall'ampiezza registrata dai sismografi a 100 km
   C. si assegna a ogni località in base agli effetti osservati
   D. non può essere stimata per i terremoti del passato

7. ●● In una faglia inversa:
   A. il tetto scende rispetto al letto, per distensione
   B. i blocchi scorrono orizzontalmente
   C. il piano di faglia è sempre verticale
   D. il tetto sale rispetto al letto, per compressione

8. ●● La discontinuità di Gutenberg:
   A. separa il mantello dal nucleo, a circa 2 900 km di profondità
   B. separa la crosta dal mantello
   C. separa il nucleo esterno dal nucleo interno
   D. separa la litosfera dall'astenosfera

9. ●●● Una stazione posta a 150° di distanza angolare dall'epicentro registra onde P ma nessuna onda S diretta. La spiegazione corretta è:
   A. le onde S si sono smorzate a causa della grande distanza
   B. le onde S non attraversano il nucleo esterno, che è liquido
   C. le onde P sono più ampie e coprono le onde S
   D. la stazione si trova nella zona d'ombra delle onde P

Vero o falso

10. ● Nel 79 d.C. Pompei fu sepolta da colate di lava del Vesuvio.

11. ● Le onde P si propagano nei solidi, nei liquidi e nei gas.

12. ●● L'astenosfera è uno strato di roccia fusa su cui galleggia la litosfera.

13. ●● Un terremoto di magnitudo 6 libera il doppio dell'energia di un terremoto di magnitudo 3.

14. ● Grazie ai precursori sismici oggi si può annunciare il giorno e il luogo di un forte terremoto.

15. ●●● Due terremoti con la stessa magnitudo possono produrre intensità massime diverse.

Applicare

16. ● Una stazione sismica registra un intervallo S − P di 12,0 s. Usando $v_P = 6{,}0$ km/s e $v_S = 3{,}5$ km/s, calcola la distanza della stazione dalla sorgente del terremoto.

17. ● A 100 km dall'epicentro un sismografo standard registra un'ampiezza massima di 23 mm. Calcola la magnitudo di Richter del terremoto ($A_0 = 0{,}001$ mm).

18. ●● Due terremoti avvengono alla stessa distanza da una stazione: il primo ha magnitudo 6,3, il secondo 4,3. Quante volte più ampie sono le oscillazioni registrate per il primo? Quante volte maggiore è l'energia liberata?

19. ●● Usando i dati della Tabella 16.4, calcola quante volte l'energia liberata dal terremoto dell'Irpinia del 1980 supera quella del terremoto dell'Aquila del 2009.

20. ●●● Una stazione registra l'arrivo delle onde P alle 14:02:10,0 e quello delle onde S alle 14:02:22,6. Con v_P = 6,0 km/s e v_S = 3,5 km/s, calcola la distanza della stazione e l'ora in cui è avvenuto il terremoto (si trascuri la profondità dell'ipocentro).

21. ●●● Calcola con la relazione $\log E = 1{,}5\,M + 4{,}8$ l'energia liberata come onde sismiche da un terremoto di magnitudo 5,0 ed esprimila in kilotoni di tritolo (1 kt = $4{,}184 \times 10^{12}$ J).

22. ●●● Tre stazioni sismiche si trovano, in un sistema di riferimento in km, nei punti A(0; 0), B(100; 0) e C(0; 100). Gli intervalli S − P registrati sono 5,95 s in A, 7,99 s in B e 9,60 s in C. Con v_P = 6,0 km/s e v_S = 3,5 km/s, calcola le distanze e le coordinate dell'epicentro (suggerimento: scrivi le equazioni delle circonferenze centrate in A e B, e in A e C, e sottraile).

23. ●●● Durante l'ultima glaciazione una calotta di ghiaccio spessa 3,0 km (densità 0,90 g/cm^3) copriva la Scandinavia. Supponendo che la litosfera galleggi sul mantello (densità 3,3 g/cm^3) e che l'equilibrio isostatico fosse raggiunto, di quanto sprofondò la regione sotto il peso del ghiaccio? (Il peso del ghiaccio è uguale al peso del mantello spostato.)

Leggere dati e figure

24. ● Osserva la Figura 16.6a. Quale stazione è più vicina all'epicentro, e da quali due indizi del sismogramma lo capisci? Leggi l'intervallo S − P della stazione B e verifica la distanza indicata nella parte b.

25. ●● Osserva la Tabella 16.4. a) Quante volte più energia liberò il terremoto dell'Irpinia rispetto alla scossa principale del 1997 in Umbria e Marche? b) Il terremoto dell'Emilia del 20 maggio 2012 e quello dell'Aquila hanno magnitudo simili ma intensità massime molto diverse: proponi almeno due motivi.

26. ●● Osserva il grafico della Figura 16.8. Quanto vale circa la velocità delle onde P appena sopra e appena sotto la discontinuità di Gutenberg? Che cosa accade alle onde S a quella profondità, e che cosa alle due velocità alla discontinuità di Lehmann? Che cosa si deduce sullo stato fisico del nucleo esterno e di quello interno?

27. ●●● Nella Figura 16.2 il vulcano a scudo è alto 4,2 km e ha un raggio di base di 50 km; lo stratovulcano è alto 1,8 km con un raggio di base di 7,0 km. Calcola la pendenza media dei due edifici (l'angolo la cui tangente è il rapporto fra altezza e raggio) e spiega la differenza con il tipo di eruzioni che li hanno costruiti.

Indagare e argomentare

28. ●● Spiega perché le eruzioni delle Hawaii sono di solito effusive, mentre quelle del Vesuvio sono state spesso esplosive. Usa i concetti di contenuto di silice, temperatura, viscosità e gas, e un'analogia della vita quotidiana.

29. ●● Progetta, a partire dall'esperienza della scatola di sabbia, un esperimento controllato per verificare se uno strato debole alla base (farina) cambia il modo in cui si formano le faglie. Indica la variabile indipendente, la variabile dipendente, le variabili da mantenere costanti, il controllo e le norme di sicurezza.

30. ●●● Un vulcano isolato in una regione disabitata del Cile è più pericoloso del Vesuvio, ma il rischio vulcanico del Vesuvio è considerato tra i più alti del mondo. Spiega perché, usando la relazione fra rischio, pericolosità, vulnerabilità ed esposizione, e descrivi tre azioni concrete con cui la società può ridurre il rischio.

Approfondimento

31. ●● Una faglia lunga 30 km e larga 15 km scorre durante un terremoto di 1,0 m in media. Con $\mu = 3{,}0 \times 10^{10}$ Pa, calcola il momento sismico M_0 e la magnitudo momento M_w.

32. ●●● Quale scorrimento medio servirebbe sulla faglia dell'Approfondimento (20 km × 12 km, $\mu = 3 \times 10^{10}$ Pa) per produrre un terremoto di magnitudo momento 7,0?

PER APPROFONDIRE

- [GRO] J. Grotzinger, T. H. Jordan, *Understanding Earth*: i capitoli sul vulcanesimo, sui terremoti, sulla deformazione delle rocce e sull'interno della Terra, con molti esempi di eruzioni e terremoti storici.
- [GRO] Nello stesso volume, i capitoli sulla formazione delle catene montuose e sulla tettonica delle placche, che anticipano il programma del quinto anno.

Glossario del capitolo

Astenosfera
Parte del mantello sotto la litosfera, solida ma meno rigida, che si deforma lentamente in modo plastico.

Bradisismo
Lento sollevamento o abbassamento del suolo in un'area vulcanica, tipico dei Campi Flegrei.

Caldera
Ampia depressione prodotta dal collasso del tetto di una camera magmatica svuotata da una grande eruzione.

Camera magmatica
Zona della crosta, a qualche chilometro di profondità, in cui il magma si accumula prima di un'eruzione.

Discontinuità sismica
Superficie interna della Terra in cui la velocità delle onde sismiche cambia bruscamente (Mohorovičić, Gutenberg, Lehmann).

Epicentro
Punto della superficie terrestre sulla verticale dell'ipocentro.

Faglia
Frattura lungo la quale due blocchi di roccia si sono spostati l'uno rispetto all'altro: diretta, inversa o trascorrente.

Flusso piroclastico
Miscela densa e rovente di gas, ceneri e frammenti di roccia che scende ad alta velocità lungo i fianchi di un vulcano.

Intensità macrosismica
Grado, in numeri romani, che misura gli effetti di un terremoto in una località (scala MCS, a dodici gradi).

Ipocentro
Punto in profondità in cui inizia la rottura che genera un terremoto.

Isostasia
Equilibrio per cui i blocchi di litosfera «galleggiano» sull'astenosfera, sprofondando ed emergendo di più se sono più spessi.

Lahar
Colata di fango formata da materiali vulcanici mescolati con acqua, che può percorrere decine di chilometri lungo le valli.

Litosfera
Involucro esterno rigido della Terra, formato dalla crosta e dalla parte più alta del mantello, spesso in media circa 100 km.

Magnitudo
Misura logaritmica dell'energia liberata da un terremoto; +1 significa ampiezza × 10 ed energia × 32 circa.

Onde P
Onde sismiche longitudinali, le più veloci (circa 6 km/s nella crosta); si propagano in solidi, liquidi e gas.

Onde S
Onde sismiche trasversali, più lente delle P (circa 3,5 km/s nella crosta); non si propagano nei liquidi.

Piega
Ondulazione di strati rocciosi prodotta da deformazione plastica; anticlinale se convessa verso l'alto, sinclinale se concava.

Piroclasti
Frammenti di magma e di roccia lanciati da un'eruzione esplosiva: ceneri, lapilli, bombe e blocchi.

Rischio
Prodotto di pericolosità, vulnerabilità ed esposizione: misura le perdite attese a causa di un fenomeno naturale.

Zona d'ombra
Fascia della superficie terrestre in cui non arrivano onde sismiche dirette di un terremoto: oltre circa 103° per le onde S, fra circa 103° e 142° per le onde P.

Soluzioni

1. C. Nei magmi ricchi di silice i tetraedri si collegano già nel liquido in catene e reticoli, che ostacolano lo scorrimento; una temperatura più alta, al contrario, riduce la viscosità.

2. B. Nelle eruzioni pliniane il magma ricco di gas esce per ore come un getto continuo che forma una colonna alta decine di chilometri.

3. D. Le onde S sono trasversali, deformano le rocce di taglio e un liquido non oppone resistenza al taglio; sono più lente delle onde P.

4. A. L'ipocentro è il punto in profondità in cui inizia la rottura; l'epicentro sta sulla sua verticale, in superficie.

5. B. Ampiezza $\times 10^2 = 100$; energia $\times 10^{1,5 \times 2} = 10^3 = 1000$.

6. C. L'intensità descrive gli effetti su persone, edifici e ambiente in ciascuna località; si stima anche per i terremoti storici, dalle cronache.

7. D. Nella faglia inversa la compressione accorcia la crosta e il tetto sale rispetto al letto.

8. A. A circa 2 900 km le onde P rallentano bruscamente e le onde S scompaiono: inizia il nucleo esterno liquido.

9. B. Oltre circa 103° le onde S dirette mancano perché dovrebbero attraversare il nucleo esterno liquido; a 150° le onde P arrivano, deviate dal nucleo (la zona d'ombra delle P va da circa 103° a 142°).

10. Falso. Pompei fu sepolta da pomici e ceneri cadute dalla colonna pliniana; le vittime rimaste in città furono uccise dai flussi piroclastici. Nel 79 d.C. il Vesuvio non emise colate di lava.

11. Vero. Ogni mezzo resiste alla compressione, quindi le onde longitudinali si propagano in solidi, liquidi e gas.

12. Falso. L'astenosfera è solida, solo più calda e meno rigida della litosfera, e si deforma lentamente in modo plastico; contiene al più una piccola frazione di fuso. Lo dimostra il fatto che le onde S la attraversano.

13. Falso. La differenza di magnitudo è 3: l'energia è $10^{1,5 \times 3} = 10^{4,5} \approx 3{,}2 \times 10^4$ volte maggiore e l'ampiezza 1000 volte maggiore.

14. Falso. I terremoti non si possono prevedere con data, luogo e magnitudo; si può solo stimare la probabilità che una zona sia colpita in un certo intervallo di tempo (pericolosità sismica).

15. Vero. L'intensità dipende anche dalla profondità dell'ipocentro, dal terreno, dalla distanza dei centri abitati e dalla vulnerabilità degli edifici; la magnitudo misura solo l'energia alla sorgente.

16. $d = 12{,}0\ \text{s} \times (6{,}0 \times 3{,}5)/(6{,}0 - 3{,}5)\ \text{km/s} = 12{,}0\ \text{s} \times 8{,}4\ \text{km/s} = 100{,}8\ \text{km} \approx 1{,}0 \times 10^2\ \text{km}$ (due cifre significative, come le velocità).

17. $M = \log(23\ \text{mm} / 0{,}001\ \text{mm}) = \log 23\,000 = 4{,}36 \approx 4{,}4$.

18. $\Delta M = 2{,}0$: ampiezza $10^{2,0} = 100$ volte maggiore; energia $10^{1,5 \times 2,0} = 10^{3,0} = 1{,}0 \times 10^3$ volte maggiore.

19. $\Delta M = 6{,}81 - 6{,}29 = 0{,}52$; rapporto delle energie $10^{1,5 \times 0,52} = 10^{0,78} \approx 6{,}0$: l'Irpinia liberò circa 6 volte più energia.

20. $\Delta t = 22{,}6\ \text{s} - 10{,}0\ \text{s} = 12{,}6\ \text{s}$; $d = 12{,}6\ \text{s} \times 8{,}4\ \text{km/s} = 105{,}8\ \text{km} \approx 1{,}1 \times 10^2\ \text{km}$. Le onde P hanno impiegato $105{,}8\ \text{km} / 6{,}0\ \text{km/s} = 17{,}6\ \text{s}$: il terremoto è avvenuto alle 14:02:10,0 − 17,6 s = 14:01:52,4, cioè alle 14:01:52 circa.

21. $\log E = 1{,}5 \times 5{,}0 + 4{,}8 = 12{,}3$; $E = 10^{12,3}\ \text{J} \approx 2{,}0 \times 10^{12}$ J; in kilotoni: $2{,}0 \times 10^{12} / 4{,}184 \times 10^{12} \approx 0{,}48$ kt, cioè circa mezzo kilotone.

22. Distanze: $d_A = 5{,}95 \times 8{,}4 = 50{,}0$ km; $d_B = 7{,}99 \times 8{,}4 = 67{,}1$ km; $d_C = 9{,}60 \times 8{,}4 = 80{,}6$ km. Circonferenze: $x^2 + y^2 = {d_A}^2$; $(x - 100)^2 + y^2 = {d_B}^2$; $x^2 + (y - 100)^2 = {d_C}^2$. Sottraendo la seconda dalla prima: $200x - 10\,000 = {d_A}^2 - {d_B}^2$, quindi $x = (2498 - 4505 + 10\,000)/200 \approx 40$

km; analogamente $y = (2498 - 6503 + 10\,000)/200 \approx 30$ km. L'epicentro è nel punto (40 km; 30 km). Verifica: $\sqrt{(40^2 + 30^2)} = 50$ km.

23. All'equilibrio il peso della colonna di ghiaccio uguaglia il peso del mantello spostato: $\rho_g \cdot h_g = \rho_m \cdot h$, quindi $h = 3{,}0 \text{ km} \times 0{,}90/3{,}3 = 0{,}82$ km, cioè circa $8{,}2 \times 10^2$ m. Per questo la Scandinavia, liberata dal ghiaccio, risale ancora oggi.

24. La stazione C: le onde P vi arrivano per prime (dopo circa 22 s) e l'intervallo S − P è il più breve (15,5 s); inoltre le oscillazioni sono le più ampie. Per la stazione B si legge S − P ≈ 23,8 s, quindi $d = 23{,}8 \text{ s} \times 8{,}4 \text{ km/s} \approx 2{,}0 \times 10^2$ km, in accordo con i 200 km della parte b.

25. a) $\Delta M = 6{,}81 - 5{,}97 = 0{,}84$; rapporto = $10^{1{,}5 \times 0{,}84} = 10^{1{,}26} \approx 18$. b) Traccia: l'intensità dipende dagli effetti, non dall'energia. All'Aquila l'epicentro era vicinissimo alla città, con molti edifici storici in muratura molto vulnerabili; in Emilia i centri abitati sono più sparsi e l'area epicentrale era in parte agricola. Contano anche la profondità dell'ipocentro, il terreno e la diversa scala usata (MCS nel 2009, EMS-98 nel 2012).

26. Appena sopra la discontinuità di Gutenberg le onde P viaggiano a circa 13,7 km/s, appena sotto a circa 8 km/s: un brusco rallentamento. Le onde S scompaiono (velocità zero) perché non si propagano nei liquidi: il nucleo esterno è liquido. Alla discontinuità di Lehmann la velocità delle onde P aumenta di nuovo (da circa 10,4 a 11 km/s) e ricompaiono onde S, con velocità di circa 3,5 km/s: il nucleo interno è solido.

27. Vulcano a scudo: $\tan \alpha = 4{,}2/50 = 0{,}084$, $\alpha \approx 4{,}8°$. Strato-vulcano: $\tan \alpha = 1{,}8/7{,}0 = 0{,}26$, $\alpha \approx 14°$. Le colate di lava basaltica fluida, che costruiscono i vulcani a scudo, scorrono lontano prima di solidificare e formano pendii dolcissimi; negli strato-vulcani le lave più viscose si fermano presto e i piroclasti si accumulano vicino al cratere con pendii ripidi, che vicino alla cima superano i 20°.

28. Traccia: i magmi delle Hawaii sono basaltici, poveri di silice (45–52 %) e caldi (1100–1200 °C): sono poco viscosi e i gas formano bolle che risalgono e sfuggono facilmente, quindi la lava esce e scorre (eruzioni effusive). Il Vesuvio ha emesso spesso magmi più evoluti, viscosi e ricchi di gas; le bolle restano intrappolate, la pressione cresce e il magma si frammenta (eruzioni esplosive, anche pliniane). Analogia: una bibita gassata versata lentamente rispetto a una bottiglia di spumante agitata e stappata; oppure soffiare in un bicchiere d'acqua o di miele con una cannuccia.

29. Traccia: variabile indipendente: presenza (o spessore) dello strato di farina alla base; variabile dipendente: numero, inclinazione e spaziatura delle faglie inverse e altezza del rilievo per un dato accorciamento. Costanti: dimensioni della scatola, sabbia, spessore totale e numero degli strati, velocità e accorciamento della spinta, modo di livellare. Controllo: lo stesso modello senza farina alla base. Ripetere ogni prova tre volte e misurare sulle foto. Sicurezza: evitare polvere (mascherina e occhiali), contenitori resistenti, pulizia del banco. Risultato atteso: con uno strato debole alla base le faglie tendono a essere più distanziate e la deformazione si propaga più lontano dalla parete mobile.

30. Traccia: $R = P \times V \times E$. Il vulcano cileno può avere una pericolosità maggiore (eruzioni più frequenti o più violente), ma esposizione quasi nulla: il rischio è basso. Intorno al Vesuvio vivono centinaia di migliaia di persone, con edifici e infrastrutture: anche con una pericolosità moderata il prodotto è altissimo. Azioni: sorveglianza continua (INGV, Osservatorio Vesuviano) per riconoscere i segnali di risveglio; piano di emergenza con zona rossa ed evacuazione preventiva, esercitazioni e informazione della popolazione; riduzione della vulnerabilità (tetti capaci di reggere la cenere, vie di fuga) e limiti all'edificazione nella zona rossa.

31. $M_0 = \mu \cdot S \cdot D = 3{,}0 \times 10^{10}$ Pa × $(3{,}0 \times 10^4 \text{ m} \times 1{,}5 \times 10^4 \text{ m}) \times 1{,}0$ m = $1{,}35 \times 10^{19}$ N·m ≈ $1{,}4 \times 10^{19}$ N·m. $M_w = (2/3)(\log 1{,}35 \times 10^{19} - 9{,}1) = (2/3)(19{,}13 - 9{,}1) \approx 6{,}7$.

32. Per $M_w = 7{,}0$: $\log M_0 = 1{,}5 \times 7{,}0 + 9{,}1 = 19{,}6$, $M_0 = 10^{19{,}6} \approx 4{,}0 \times 10^{19}$ N·m. $D = M_0/(\mu \cdot S) = 4{,}0 \times 10^{19} / (3 \times 10^{10} \times 2{,}4 \times 10^8) \approx 5{,}5$ m, poco realistico per una faglia così corta: i terremoti di magnitudo 7 avvengono su faglie più lunghe.