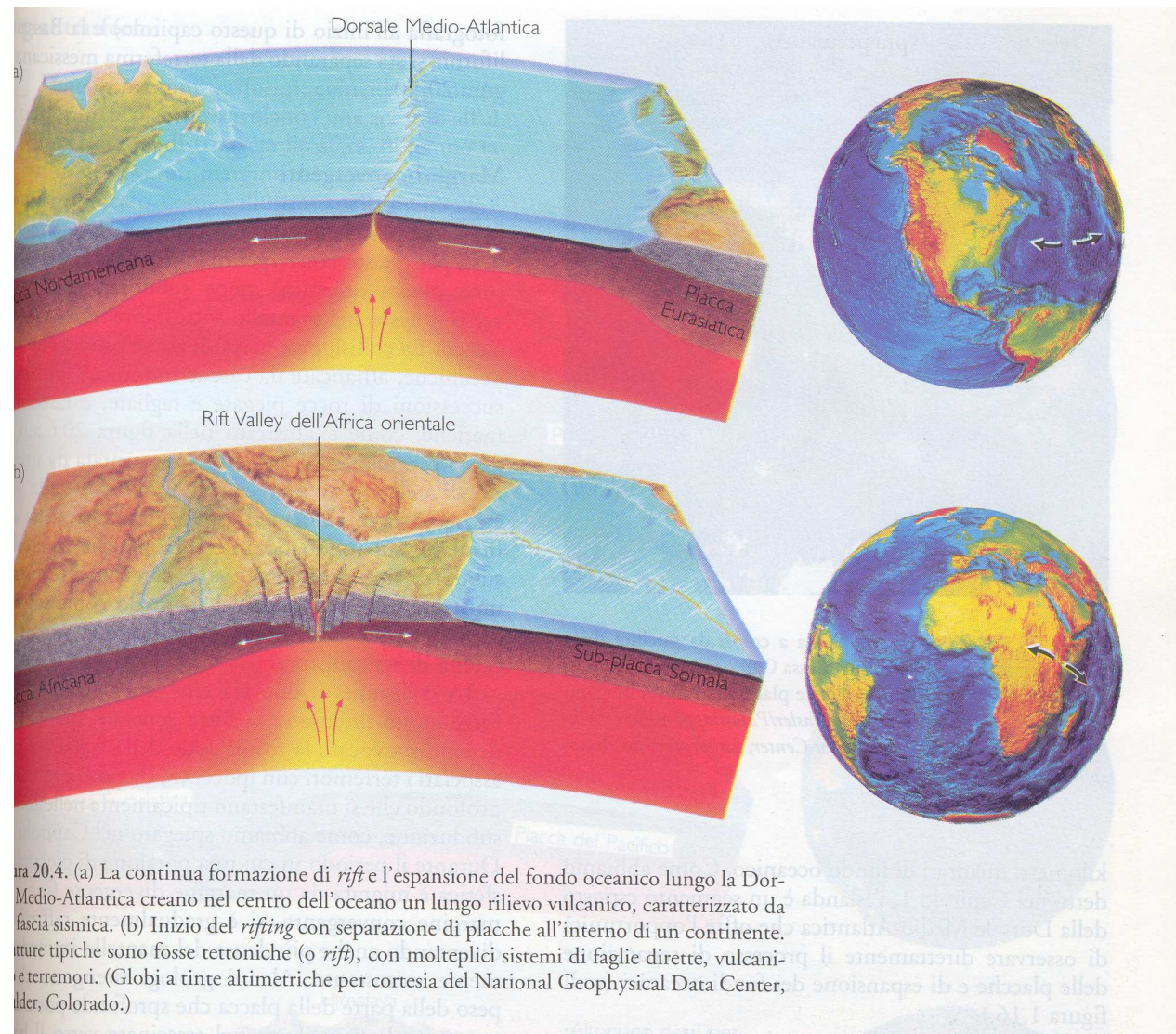
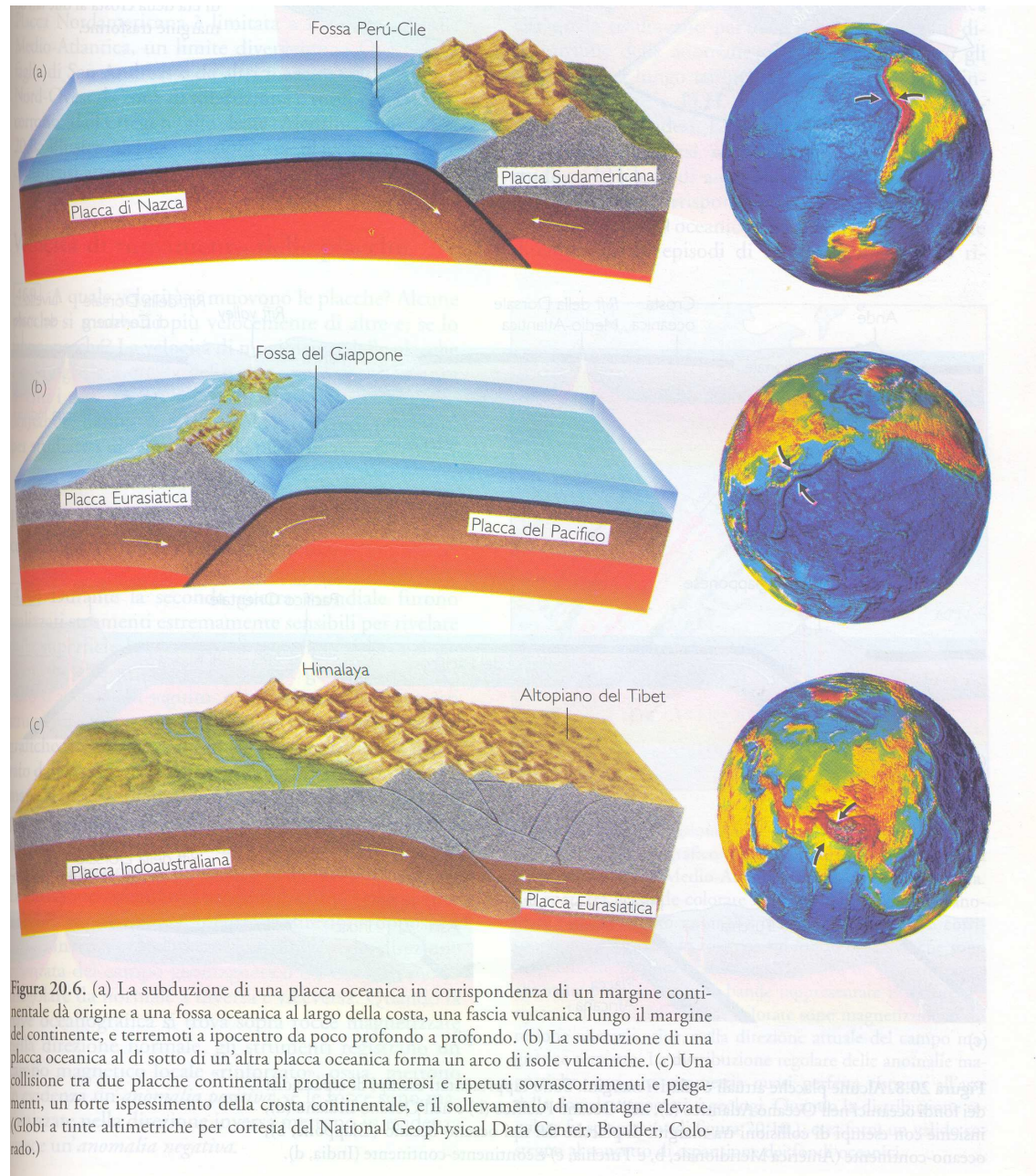


TETTONICA DELLE PLACCHE

Margini divergenti



Margini convergenti



Oceano-oceano

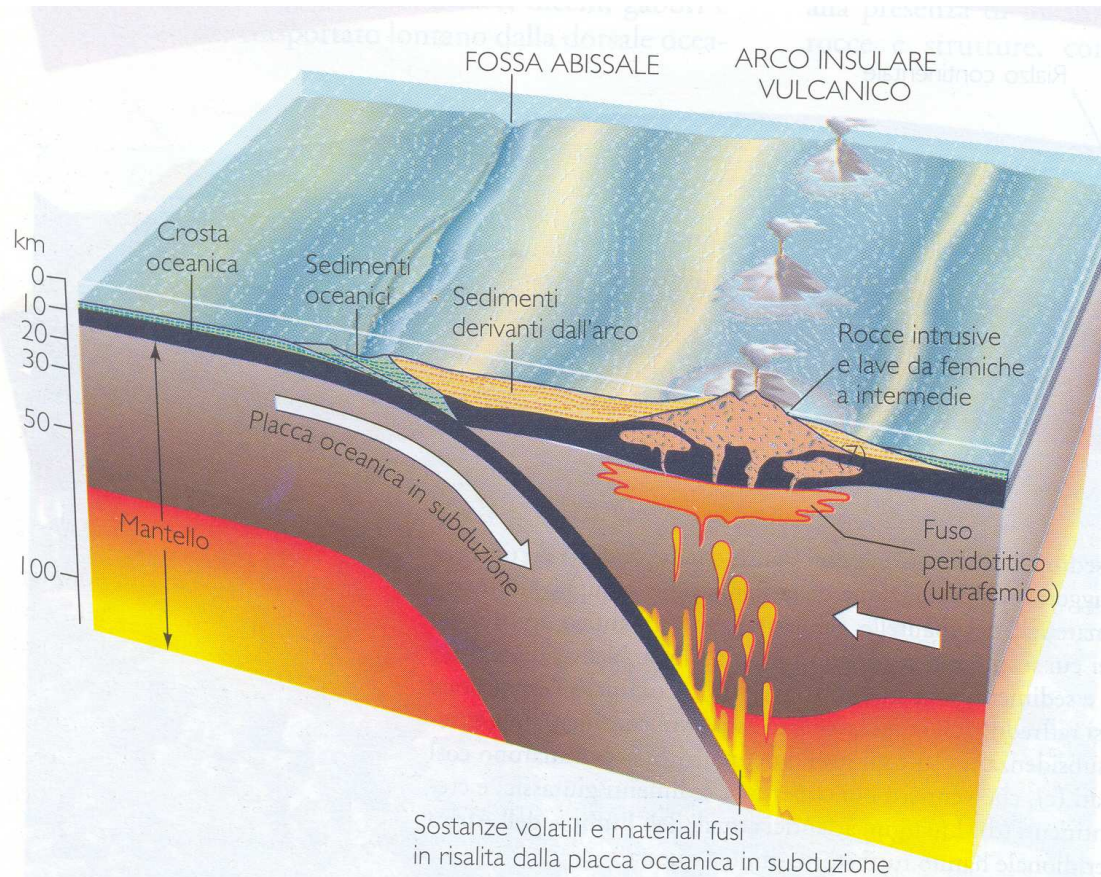
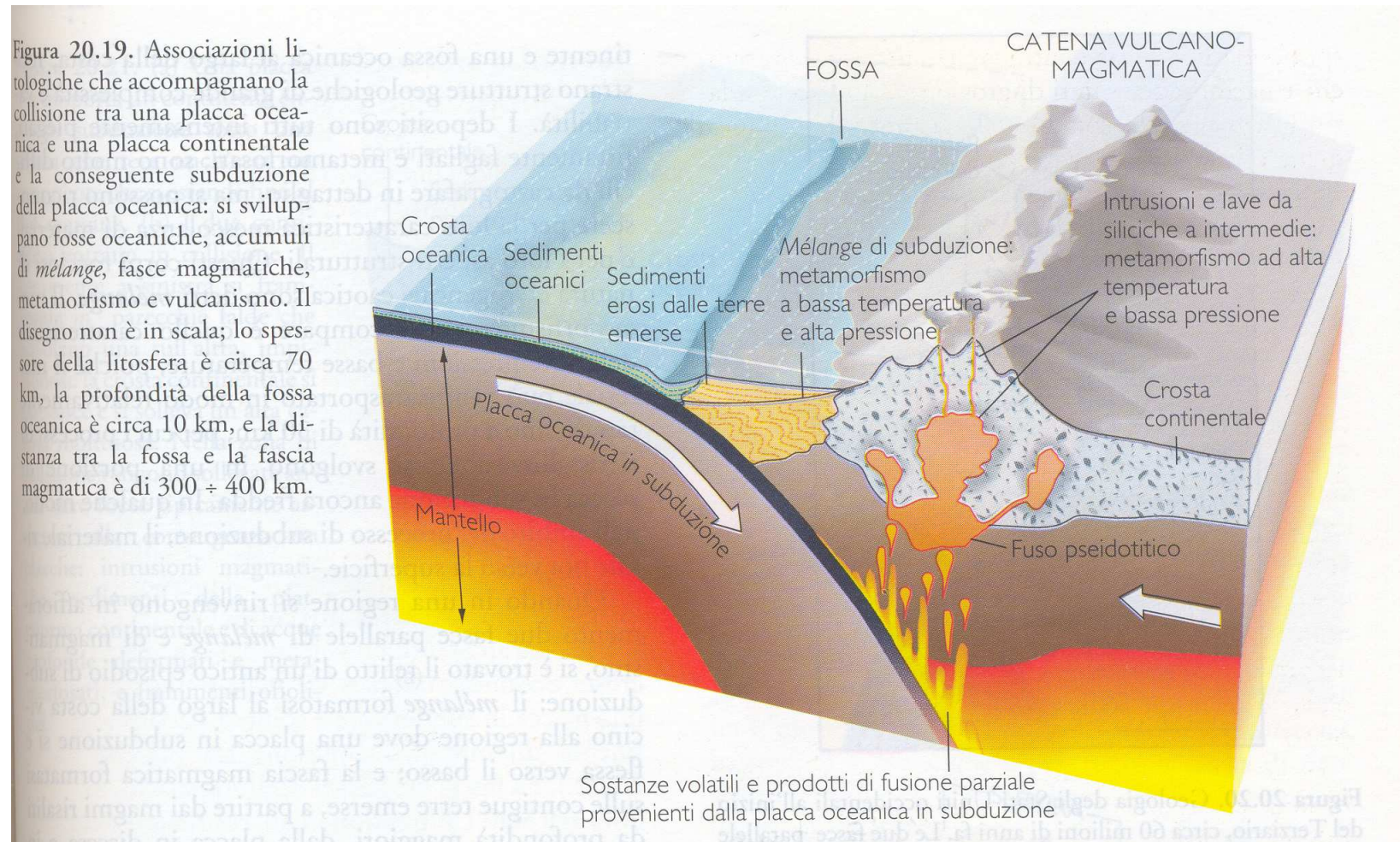


Figura 20.18. Associazioni litologiche che accompagnano la collisione tra due placche oceaniche e la conseguente subduzione di una delle due. Acqua, altre sostanze volatili, e materiali fusi risalgono dalla placca in subduzione man mano che questa si riscalda e determinano la fusione delle peridotiti nel sovrastante cuneo di mantello. Il magma si intrude nella crosta oceanica e fuoriesce sul fondo del mare, dove finisce per formare un arco di isole vulcaniche, che eruttano lave femiche e intermedie. (Tratto da: National Research Council, *Margins*, «Proceedings of Workshop of National Research Council», National Academy of Sciences, Washington, D.C., 1989.)

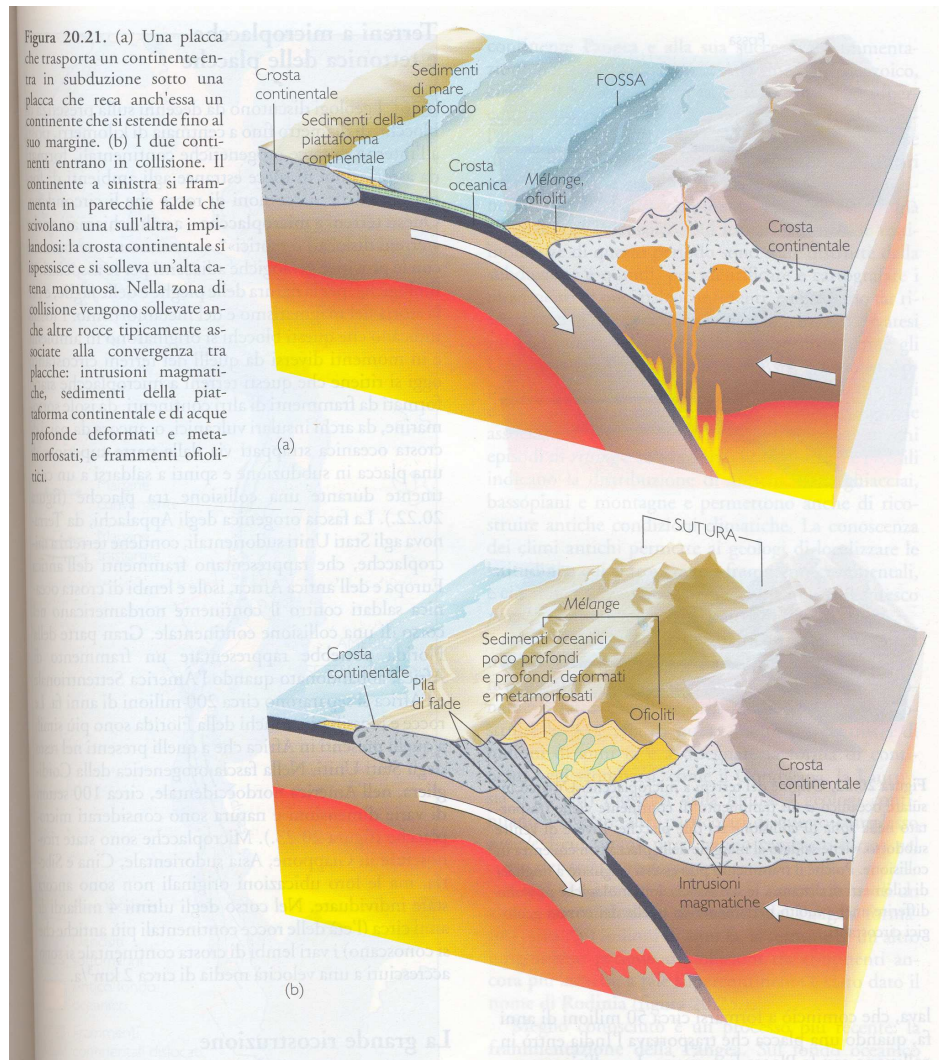
Oceano-continente

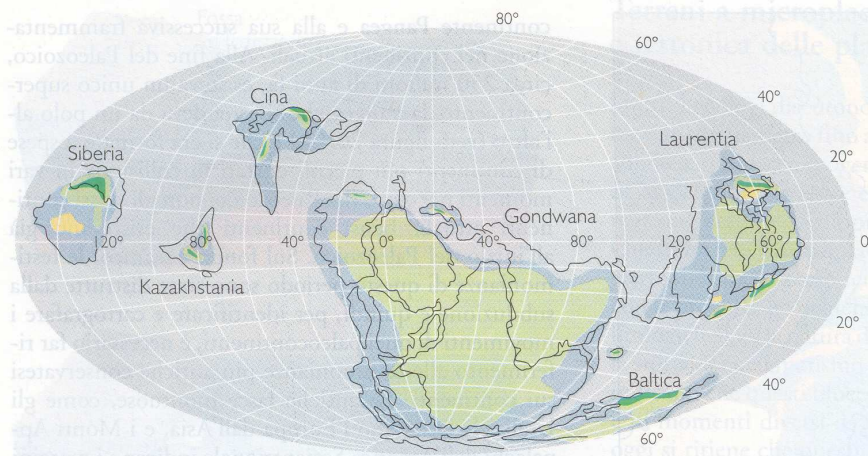
Figura 20.19. Associazioni litologiche che accompagnano la collisione tra una placca oceanica e una placca continentale e la conseguente subduzione della placca oceanica: si sviluppano fosse oceaniche, accumuli di *mélange*, fasce magmatiche, metamorfismo e vulcanismo. Il disegno non è in scala; lo spessore della litosfera è circa 70 km, la profondità della fossa oceanica è circa 10 km, e la distanza tra la fossa e la fascia magmatica è di 300 ÷ 400 km.



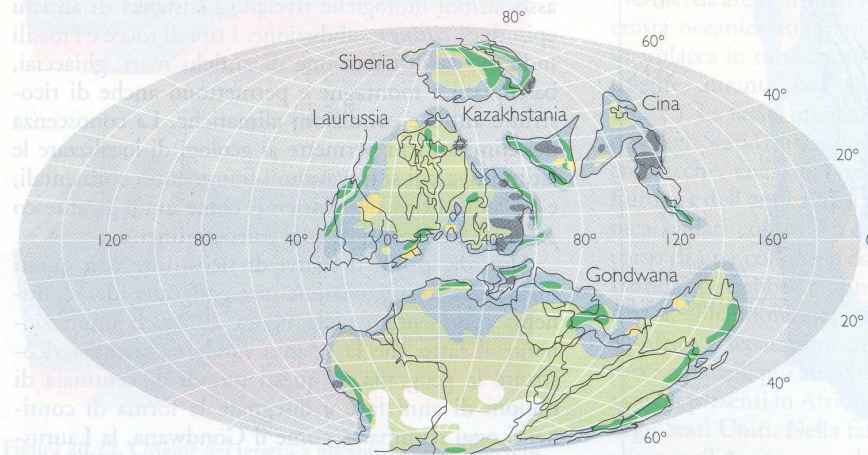
Mélange: corpi rocciosi di natura eterogenea, piegati, fagliati e metamorfosati che comprendono sedimenti, sedimenti di mare profondo, frammenti di ofioliti.

Continente -continente





(a) 475 ± 490 milioni di anni fa



(b) 340 ± 360 milioni di anni fa

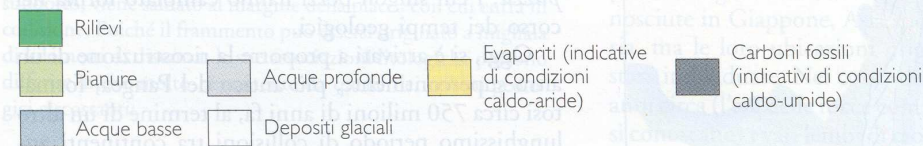
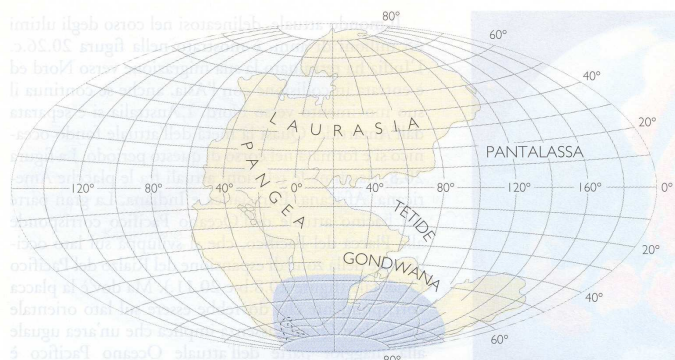
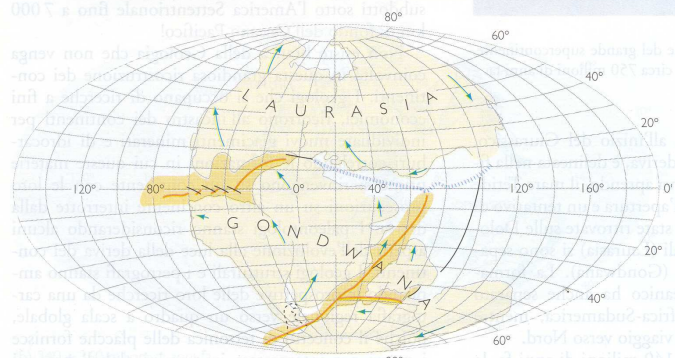


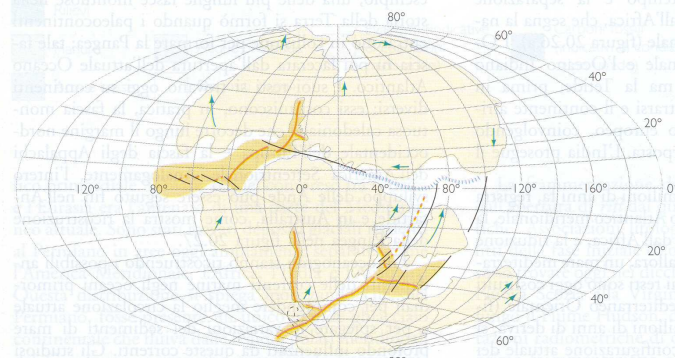
Figura 20.24. (a) I paleocontinenti durante l'Ordoviciano medio, circa 475-490 milioni di anni fa. In quel tempo i continenti erano i seguenti: Gondwana (comprendente settori di crosta che oggi si ritrovano a formare l'America e l'Europa meridionale, l'Africa, il Vicino Oriente, l'India, l'Australia, la Nuova Zelanda e l'Antartide), Laurentia (oggi smembrato in America Settentrionale e Groenlandia), Baltica (gran parte dell'Europa settentrionale e Russia europea), Kazakhstan (Asia centrale), Cina (Cina e Malesia) e Siberia. (b) I paleocontinenti nel Carbonifero inferiore, circa 340 ± 360 milioni di anni fa. Il Gondwana si è spostato attraverso il Polo sud, entrando nell'emisfero opposto; la Baltica è entrata in collisione con la Laurentia e insieme formano un continente più grande, la Laurussia. I continenti si vanno pian piano riunendo con una serie di collisioni che alla fine del Paleozoico, daranno origine al supercontinente Pangea. (Tratto da R.K. Bambach, C.R. Scotese, A.M. Ziegler, *Befi Pangea: The Geographies the Paleozoic World*, «American Scientist», vol. 6 gennaio 1980, pp. 26+38).



(a) La Terra 200 milioni di anni fa

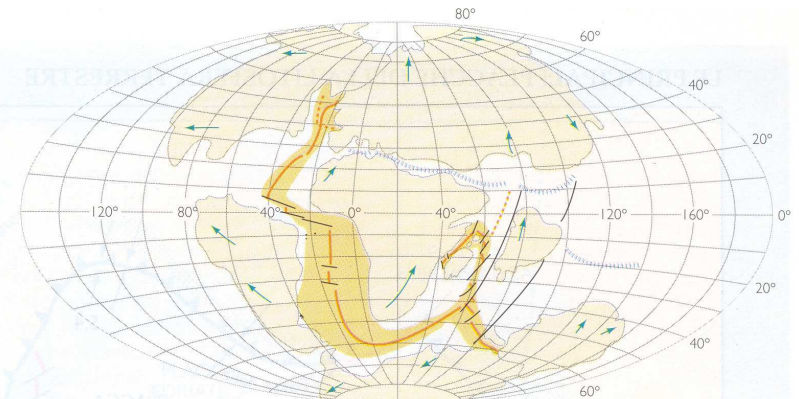


(b) Dopo 20 milioni di anni di deriva dei continenti

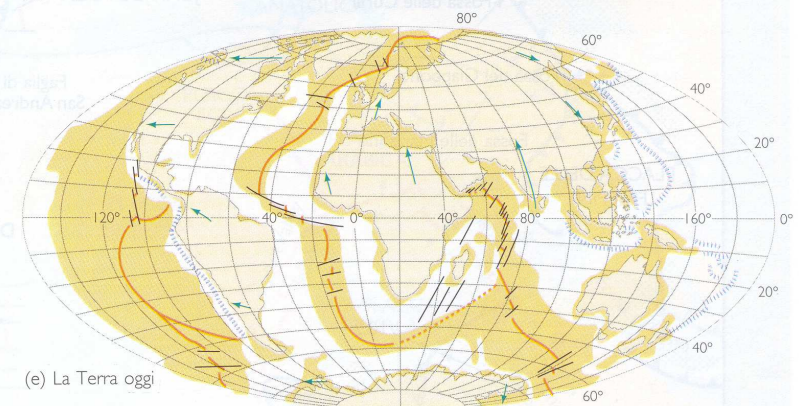


(c) Dopo 60 milioni di anni di deriva dei continenti

Figura 20.26. La frammentazione della Pangea. (Tratto da: R.S. Dietz, J.C. Holkden, *The Breakup of Pangea*, «Scientific American», ottobre 1970, p. 30. [Trad. it.: *La scissione della Pangea*, «Le Scienze», n. 29, gennaio 1971, p. 20.]



(d) Dopo 135 milioni di anni di deriva dei continenti



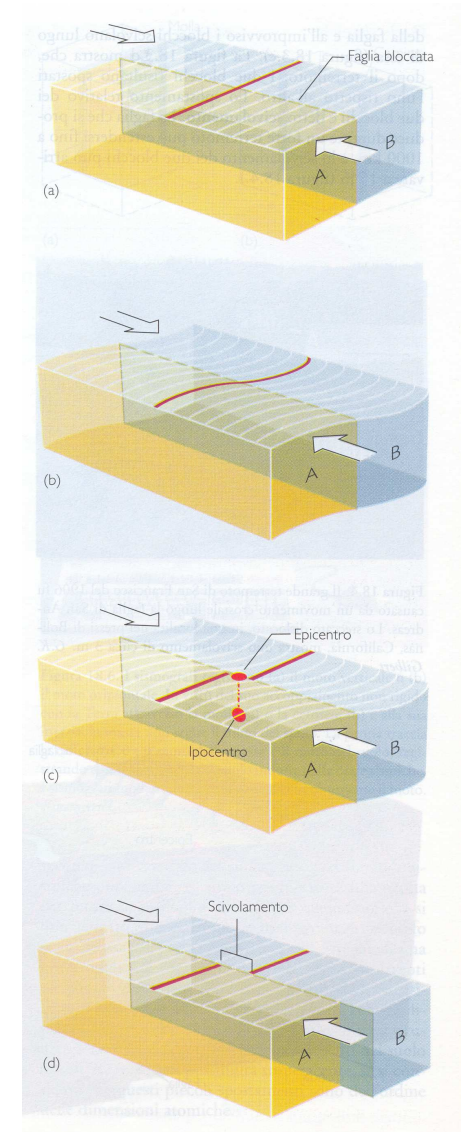
(e) La Terra oggi

- Zone di espansione
- - - - - Zone di subduzione
- Faglie trasformi
- Movimento dei continenti
- Ghiacciaio continentale
- Nuovo fondo oceanico

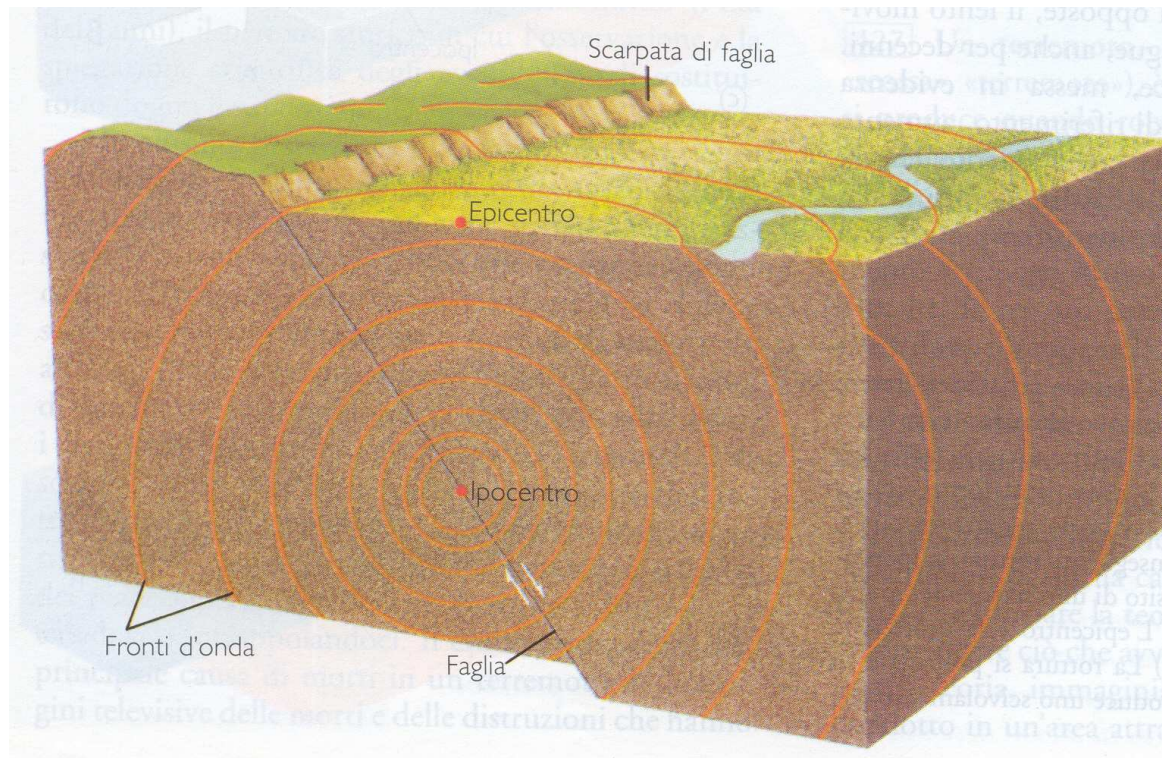
TERREMOTI

Un terremoto o sisma è una vibrazione del suolo che si produce quando rocce che vengono deformate si rompono all'improvviso lungo una faglia. I due blocchi di roccia ai lati della faccia scivolano all'improvviso mettendo il suolo in vibrazione.

Due blocchi crostali A e B vengono forzati a scivolare l'uno accanto all'altro. L'attrito lungo la faglia impedisce lo scivolamento e la crosta si deforma. La deformazione si accumula fino a superare il vincolo per attrito con conseguente rottura. La rottura si propaga e si produce lo scivolamento che causa il terremoto.



Il punto in cui comincia lo scivolamento è detto ipocentro, mentre la sua proiezione sulla superficie terrestre è detta epicentro. Quando i blocchi scivolano intense vibrazioni dette onde sismiche si propagano verso l'esterno dall'ipocentro.



I terremoti si studiano con i sismografi. Una massa viene fissata ad una molla. Quando le onde fanno muovere in su e in giù il suolo, la massa tende a rimanere in quiete in virtù della sua inerzia, ma la massa e il suolo si muovono l'uno rispetto all'altro poiché la molla può accorciarsi o allungarsi. In questo modo le vibrazioni possono esser scritte su carta.

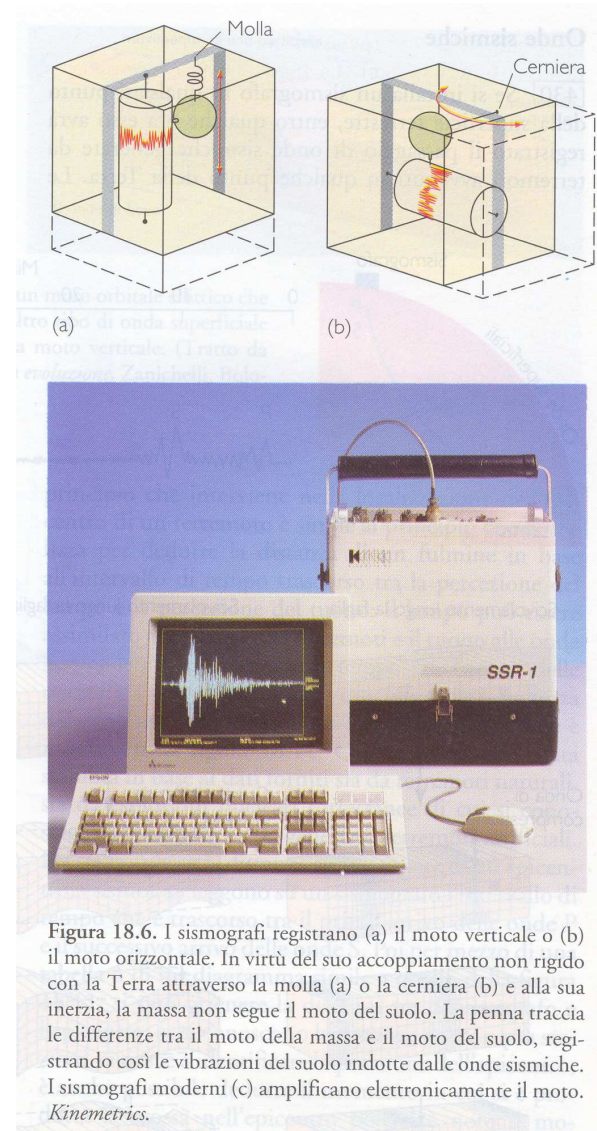


Figura 18.6. I sismografi registrano (a) il moto verticale o (b) il moto orizzontale. In virtù del suo accoppiamento non rigido con la Terra attraverso la molla (a) o la cerniera (b) e alla sua inerzia, la massa non segue il moto del suolo. La penna traccia le differenze tra il moto della massa e il moto del suolo, registrando così le vibrazioni del suolo indotte dalle onde sismiche. I sismografi moderni (c) amplificano elettronicamente il moto. *Kinematics*.

Onde sismiche

Le prime ad arrivare sono le onde p, seguono le onde s. entrambe queste onde si propagano attraverso l'interno della Terra. Infine arrivano quelle superficiali che si propagano sulla superficie terrestre.

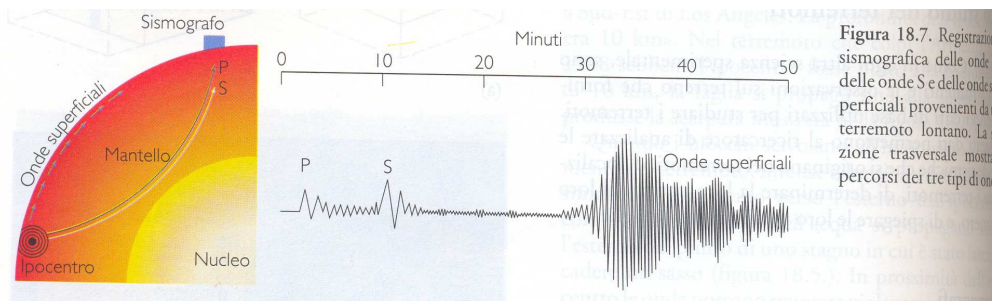
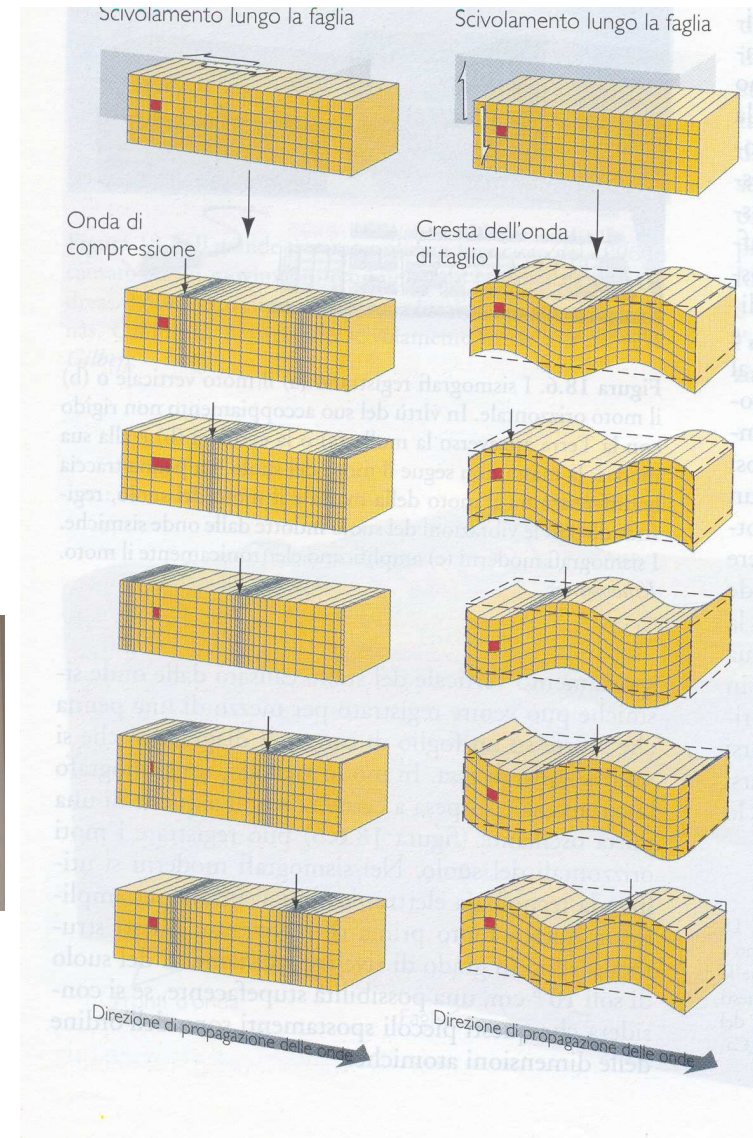
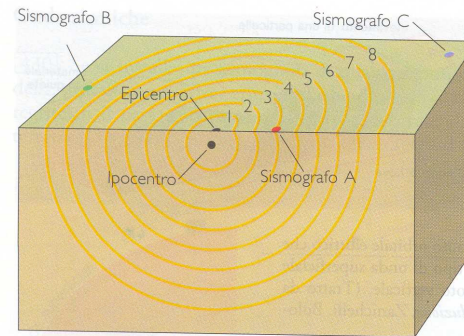


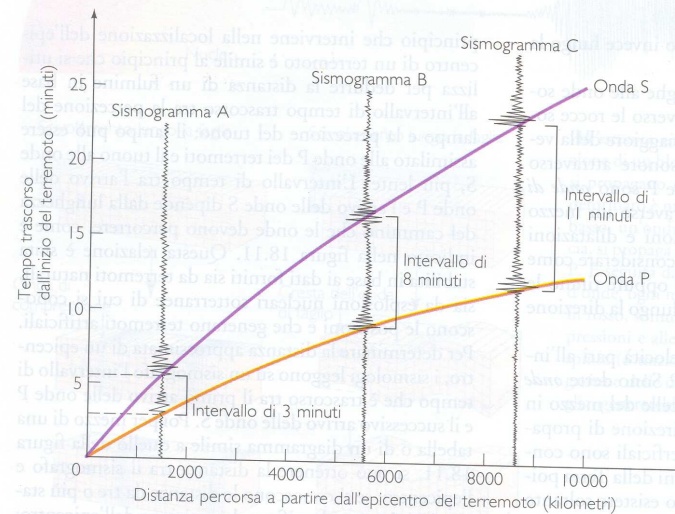
Figura 18.7. Registrazione sismografica delle onde P, delle onde S e delle onde superficiali provenienti da un terremoto lontano. La sezione trasversale mostra i percorsi dei tre tipi di onde.



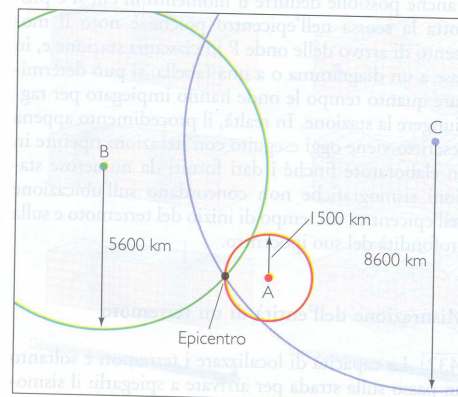
Localizzazione dell'epicentro



(a) Nello schema, i numeri che contrassegnano le curve, le tracce dei fronti d'onda esprimono l'intervallo di tempo (minuti) tra l'arrivo della prima onda P e l'arrivo della prima onda S a distanze successive dall'epicentro di un terremoto. Poiché le onde P si propagano a una velocità pari a circa il doppio di quella delle onde S, al crescere del cammino percorso dalle onde si allunga l'intervallo di tempo tra l'arrivo del primo tipo di onda e l'arrivo del secondo. Per esempio, la stazione sismografica A, più vicina all'epicentro, ha registrato un intervallo di tempo di 3 minuti, mentre la stazione B, più lontana, ha registrato un intervallo di tempo di 8 minuti. Gli intervalli di tempo tra l'arrivo delle onde P e l'arrivo delle onde S hanno un'importanza critica nell'interpretazione dei tracciati sismografici.



(b) Le dromocrone, curve spazio-tempo (impiegate in funzione della distanza percorsa dalle onde sismiche), con quelle mostrate in questo schema, sono mezzi fondamentali per determinare la distanza di un terremoto dal sismografo che lo registra. I geologi situati nella stazione A, in cui è stato registrato un intervallo di tempo di 3 minuti tra l'arrivo dell'onda P e l'onda S, possono cercare la posizione in cui sul diagramma questo intervallo di tempo corrisponde con la distanza verticale tra la curva per l'onda S e la curva per l'onda P e arrivano così a determinare che la loro distanza dall'epicentro è stata di 1500 km. allo stesso modo, la registrazione sismografica nella stazione B, con un intervallo di 8 minuti tra l'onda P e l'onda S, dà una distanza dall'epicentro di 5600 km, mentre la registrazione nella stazione C, con un intervallo di tempo di 11 minuti, dà una distanza dall'epicentro di 8600 km.



(c) Conoscendo la distanza di tre differenti stazioni dall'epicentro, i geologi sono in grado di identificare la localizzazione dell'epicentro usando una carta geografica e un semplice procedimento geometrico. È sufficiente tracciare tre circonferenze, ciascuna delle quali ha il centro in una delle tre stazioni e il raggio uguale alla distanza della stazione dall'epicentro. L'epicentro giace nel singolo punto di intersezione delle tre circonferenze. (Oggi la posizione dell'epicentro e la profondità dell'ipocentro si determinano con un computer che simula il metodo grafico.)

Figura 18.11. In base alle indicazioni di differenti stazioni sismografiche, i geologi riescono a localizzare l'epicentro di un terremoto.

Magnitudo di un terremoto

La magnitudo Richter dipende dall'ampiezza della vibrazione del suolo causata dalle onde sismiche. Si misura prendendo il logaritmo della massima ampiezza del suolo.

Altra scala che si utilizza è quella Mercalli che però non è molto “scientifica”.

Tabella 18.1.

La scala MCS (Mercalli - Cancani - Sieberg)

<i>Grado</i>	<i>Descrizione</i>
I	Sisma non percepito dall'uomo; registrato solo dai sismografi.
II	Percepito ai piani alti delle case (i quali oscillano più dei piani a terra) da persone sensibili.
III	Percepito da più persone, oscillazione di oggetti appesi e vibrazioni.
IV	Oscillazioni e vibrazioni anche di automezzi, tintinnio di vetri, vibrazioni di vasellame, scricchiolio di pareti.
V	Scossa che sveglia chi dorme, scricchiolii, tintinnii, spavento; cadono calcinacci.
VI	Fa fuggire le persone all'aperto, produce rumori e boati, fa cadere oggetti pesanti, provoca qualche lesione agli edifici.
VII	Provoca panico, caduta di intonachi, camini e tegole, rottura di vetri, danni di scarsa entità ai muri, piccole frane in materiali sciolti, suono di campane, onde sugli specchi d'acqua.
VIII	Si sente anche guidando automezzi, danneggia murature anche buone ma non di cemento armato; provoca la caduta di torri, palizzate, alberi e l'apertura di crepacci nel suolo.
IX	Distrugge edifici non particolarmente resistenti, rompe tubazioni sotterranee, provoca ampi crepacci nel terreno, apre crateri con espulsione di sabbia e fango.
X	Distrugge buona parte degli edifici, danneggia dighe ed argini, devia fiumi e rotaie, provoca grandi frane, sposta orizzontalmente i terreni che si sono fessurati.
XI	Rovina completamente gli edifici, rompe ogni tubazione, tronca le comunicazioni, provoca un gran numero di vittime.
XII	Distrugge ogni opera umana, sposta grandi masse rocciose o vasti tratti di terreno in cui si aprono larghi crepacci, lancia in aria oggetti, provoca grandi frane e può causare migliaia di vittime.

Scheda 18.1. Magnitudo dei terremoti, movimento del suolo ed energia liberata

La magnitudo di un terremoto è una misura dell'entità di un terremoto. Per ogni aumento di 1 grado di magnitudo, l'ampiezza della vibrazione del suolo (o delle onde sismiche) aumenta secondo un fattore 10. Perciò, un terremoto di magnitudo 6 produce vibrazioni del suolo che sono 10 volte maggiori di quelle prodotte da un terremoto di magnitudo 5. L'energia liberata sotto

forma di onde sismiche da un terremoto cresce ancor più rapidamente, secondo un fattore 33 per ogni aumento di 1 grado di magnitudo. Come indica la tabella sottostante, esistono limiti alle entità dei terremoti finora registrati, ma in teoria non esistono limiti alle possibili magnitudo dei terremoti; «il limite» – come suggerì lo stesso Richter – «è nella Terra, non nella scala».

Magnitudo	Energia liberata (joule)	Energia equivalente ed effetto
-2	$6 \cdot 10 \text{ J}$	Lampada elettrica da 100 W lasciata accesa per 1 settimana
-1	$2 \cdot 10^3 \text{ J}$	I terremoti di più lieve entità finora registrati
0	$6 \cdot 10^4 \text{ J}$	Onde sismiche prodotte da 0,5 kg di esplosivo
1	$2 \cdot 10^6 \text{ J}$	Autocarro di 2000 kg che viaggia alla velocità di 120 km/h
2	$6 \cdot 10^7 \text{ J}$	Non avvertito, ma registrato dagli strumenti
3	$2 \cdot 10^9 \text{ J}$	I terremoti di più lieve entità avvertiti dalle persone
4	$6 \cdot 10^{10} \text{ J}$	Onde sismiche prodotte da 10^6 kg di esplosivo
5	$2 \cdot 10^{12} \text{ J}$	
6	$6 \cdot 10^{13} \text{ J}$	I danni variano da lievi a grandi, secondo la qualità delle costruzioni
7	$2 \cdot 10^{15} \text{ J}$	
8	$6 \cdot 10^{16} \text{ J}$	Terremoto di San Francisco del 1906 (magnitudo = 8,3)
9	$2 \cdot 10^{18} \text{ J}$	Più grande terremoto mai registrato (magnitudo = 8,9); distruzione quasi totale
10	$6 \cdot 10^{19} \text{ J}$	Circa tutta l'energia utilizzata negli Stati Uniti in 1 anno

(Da U.S. Geological Survey; modificato.)

Terremoti, i più violenti e i più distruttivi

La lista dei più potenti terremoti della storia recente, di quella da quando vengono registrati ufficialmente e con metodi univoci, fornita dall'americana United States Geological Survey (Usgs). E quella dei più distruttivi della storia.

I PIU' POTENTI

- 1) 1960, 22 maggio: Cile, magnitudo 9.5
- 2) 1964, 28 marzo: Prince William Sound (Alaska), magnitudo 9.2
- 3) 2004, 26 dicembre: Sumatra-Isole andamane, magnitudo 9.1
- 4) 1952, 4 novembre: Kamchatka (Russia), magnitudo 9.0
- 5) 1868, 13 agosto: Arica, Peru (ora in Cile), magnitudo 9.0
- 6) 1700, 26 gennaio: Zona di subduzione della Cascadia (Costa Ovest Usa), magnitudo 9.0
- 7) 2011, 11 marzo: Costa Orientale dell'isola di Honshu (Giappone), magnitudo 8.9
- 8) 2010, 27 febbraio: bio-bio (Cile), magnitudo 8.8
- 9) 1906, 31 gennaio: Esmeralda Coast (Ecuador), magnitudo 8.8
- 10) 1965, 4 febbraio: Rat islands (Alaska), magnitudo 8.7

I PIU' DISTRUTTIVI

- 1) 1556, 23 gennaio: Shaanxi (Shensi, Cina), magnitudo 8 - 870.000 morti.
- 2) 1976, 27 luglio: Tangshan (Cina), magnitudo 7.5 - 255.000 morti.
- 3) 1138, 9 agosto: Aleppo (Siria), magnitudo sconosciuta - 230.000 morti.
- 4) 2004, 26 gennaio: Sumatra, magnitudo 9.1 - 228.000 morti.
- 5) 2010, 1 dicembre: Haiti, magnitudo 7.0 - 222.570 morti.
- 6) 856, 22 dicembre: Iran, magnitudo sconosciuta - 200.000 morti.
- 7) 1920, 16 dicembre: Haiyuan, Ningxia (Ning-Hsia, Cina), magnitudo 7.8 - 200.000 morti.
- 8) 893, 23 Marzo: Iran, magnitudo sconosciuta

Terremoti e tettonica delle placche

