

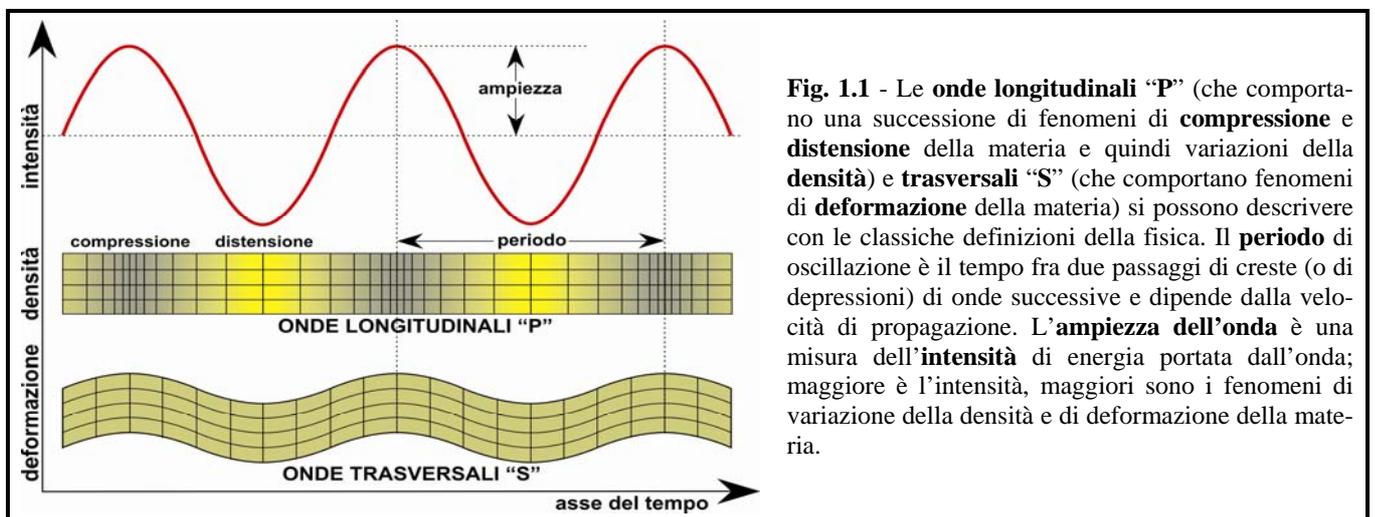
1 - L'INTERNO DELLA TERRA, EQUILIBRI E FLUSSI DI ENERGIA

1.1 - Le onde trasportano energia

Un sasso che cade in uno specchio d'acqua origina onde concentriche che si allontanano verso l'esterno, dando l'impressione che il liquido in superficie si sposti nelle stesse direzioni. Anche le onde del mare danno l'impressione dello spostamento dell'acqua verso la spiaggia. In realtà, ponendo un galleggiante sul pelo libero, si osserva la sua oscillazione verticale; esso si sposta verso l'alto in corrispondenza della cresta di un'onda e verso il basso in corrispondenza della depressione che precede l'onda successiva, ma mantiene più o meno la stessa posizione. Giocando in acqua, con il mare un po' mosso e vicino alla spiaggia, tuttavia, si ha un'impressione diversa, dato che le onde colpiscono i bagnanti spingendoli contro la riva. In realtà *le onde non trasportano l'acqua, ma attraversano questa trasportando energia.*

Un'altra forma di propagazione di energia tramite onde è il suono. L'urto fra oggetti genera una compressione nello strato d'aria immediatamente circostante. Nell'istante successivo lo stesso strato si dilata (come una molla che risponde ad una compressione allungandosi oltre la condizione di partenza) comprimendo lo strato adiacente che, a sua volta, si comporta allo stesso modo nei confronti di quello successivo, e così di seguito... Si forma un'onda di successive compressioni e dilatazioni dell'aria che si propaga intorno e che può essere "captata" dagli elementi sensibili dell'orecchio. Il suono (velocità di quasi 350 m/s nell'aria) viaggia più facilmente e più velocemente nell'acqua (come ben verificato dai sommozzatori) e ancor più in mezzi più densi (come dimostrato dal fatto che il "rumore" di un treno in arrivo si "sente prima" appoggiando l'orecchio sul binario). Ciò è facilmente spiegabile se si considera che la propagazione di tale tipo di onde dipende dalla presenza di un mezzo che si comporta in modo elastico (può essere compresso e dilatato) ed è tanto più favorita da quanta più materia è presente nello spazio.

Le onde marine e le onde sonore sono differenti sistemi di propagazione di energia. Le prime determinano oscillazioni e deformazioni della materia in senso *trasversale* alla direzione di propagazione (**onde trasversali** o di taglio o onde "S"; **fig. 1.1**). Le seconde determinano oscillazioni e deformazioni della materia nello stesso senso di propagazione (**onde longitudinali** o di compressione o onde "P"; **fig. 1.1**).



Le **schede 1.1 e 1.2** descrivono le principali caratteristiche delle onde ed in sintesi si può riassumere quanto segue:

- la propagazione di onde "P" o "S" può avvenire solo attraverso mezzi "elastici";
- le onde trasportano energia e deformano temporaneamente la materia secondo sforzi di taglio nelle onde trasversali "S" e nella stessa direzione di propagazione nelle onde longitudinali "P";
- le onde trasversali "S" hanno più energia, le onde longitudinali "P" sono più veloci;
- la propagazione delle onde è tanto più veloce quanto più il mezzo da attraversare è denso;
- le onde si propagano meglio nei mezzi solidi; in quelli liquidi la velocità delle onde "P" diminuisce nettamente, mentre le onde "S" si attenuano fino a sparire in brevissime distanze.

Le onde sono generate in diversi modi ed un sistema semplice per verificarlo consiste nel collocare una carica esplosiva un paio di metri sotto la superficie del terreno. L'esplosione libera energia che si propaga velocemente nei due tipi di onde; l'intensità e la velocità di queste possono essere misurate per ottenere informazioni sulle caratteristiche meccaniche dei materiali che si trovano in profondità.

1.2 - Microsismi e macrosismi

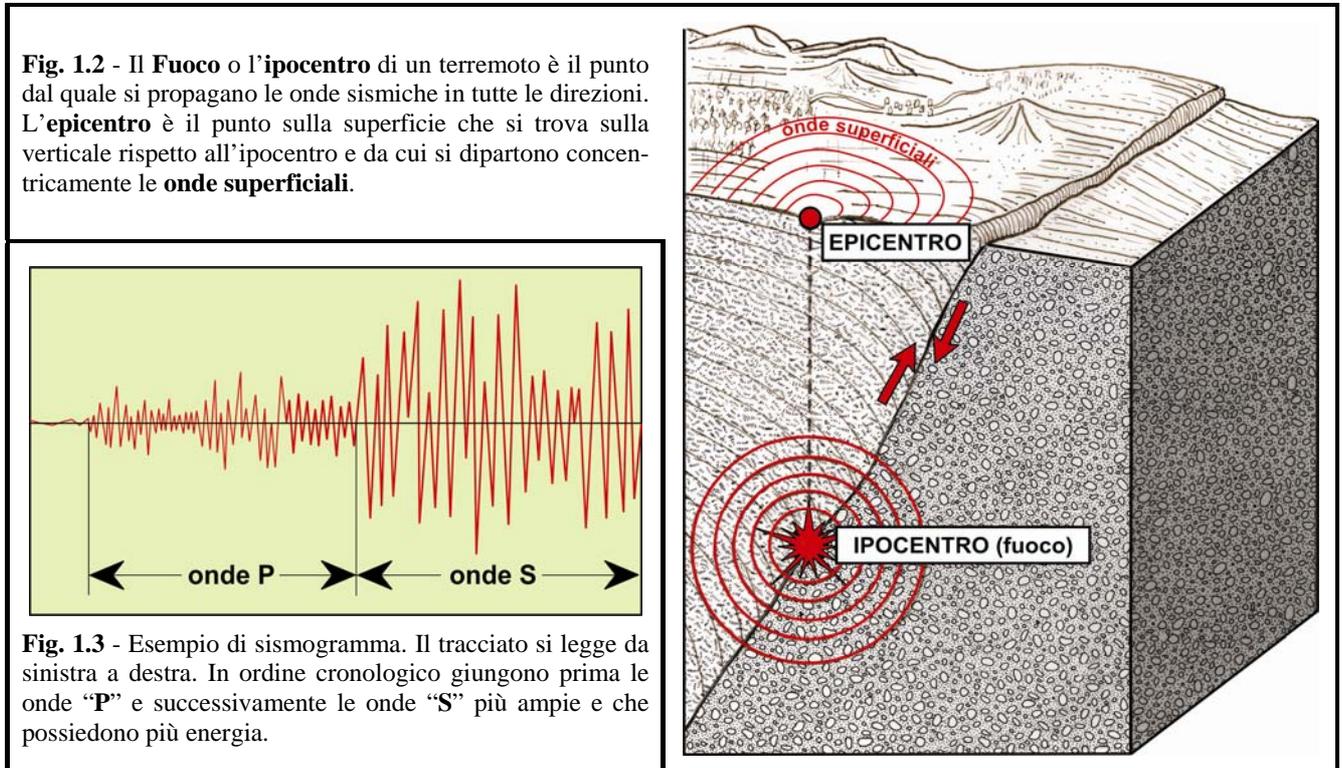
Una esplosione genera onde longitudinali "P" e trasversali "S" che si propagano in tutte le direzioni sotto la superficie terrestre arrivando, come vibrazioni del terreno, anche a molti chilometri di distanza. Questo fenomeno è causato anche dal traffico pesante sulle strade, dal passaggio di un treno o dall'infrangersi dei marosi sulle spiagge. Disturbi di questo tipo vengono indicati con il termine **microsismi** e raramente vengono avvertiti dall'uomo. Nella maggior parte dei casi sono registrati solo da strumenti molto sensibili: i **sismografi** (scheda 1.3). I microsismi registrati nel Colorado (U.S.A.), per esempio, sono talvolta provocati dalle grandi onde di tempesta che si infrangono sulle coste della California distanti ben 1.600 km. Si tratta di piccoli *movimenti tellurici* che hanno origine da fenomeni superficiali. I **macrosismi** sono movimenti tellurici caratterizzati da maggiore intensità, tanto da essere avvertiti anche dall'uomo: sono i **terremoti**; possono essere molto deboli tanto che una persona ferma in piedi può notare il leggero tremore del terreno (camminando potrebbe anche accorgersi di nulla). Un terremoto abbastanza intenso può far oscillare i lampadari di casa, far vibrare i vetri, far cadere qualche libro dagli scaffali,... Con i terremoti molto intensi si possono avere crolli di case, fessurazioni del terreno, ecc... (in **tab. 1.1** viene riportata la Scala MERCALLI - CANCANI - SIEBERG). Le scosse telluriche possono manifestarsi come oscillazioni orizzontali (*scosse ondulatorie*) oppure come oscillazioni verticali (*scosse sussultorie*); in genere si verificano contemporaneamente.

Tab. 1.1 Intensità delle scosse telluriche in funzione degli effetti sulle opere dell'uomo.

Scala MERCALLI	Scala RICHTER	Descrizione degli affetti
I	1	Scosse registrate dagli strumenti, difficilmente percepite dall'uomo.
II	2	Scosse molto leggere ; avvertite solo (non sempre) nei piani superiori delle case e segnalate dalle oscillazioni dei lampadari.
III	2,5 ÷ 3	Scosse leggere ; avvertite da un maggior numero di persone, anche in mezzo ai rumori del traffico e di cui si può stimare la durata.
IV	3,5	Scosse medie ; avvertite anche all'aria aperta; nelle case si manifestano come tintinnii dei bicchieri e oscillazioni prolungate dei lampadari.
V	4 ÷ 4,5	Scosse forti ; svegliano le persone, producono scricchiolii nei pavimenti e fanno cadere oggetti pesanti dai mobili e calcinacci.
VI	5	Scosse molto forti ; lievi lesioni agli edifici meno solidi, spesso accompagnate da lievi rumori dal sottosuolo.
VII	5,5 ÷ 6	Scosse fortissime ; crollo di camini, vetri spezzati delle finestre, lesioni agli edifici più solidi; oscillano i campanili, facendo suonare le campane. Energia liberata paragonabile ad una bomba nucleare.
VIII	6 ÷ 6,5	Scosse rovinose ; crolli parziali di edifici, dei camini delle fabbriche, dei campanili e delle statue; in montagna cadono massi dalle pendici; si possono avere vittime.
IX	7	Scosse disastrose ; distruzione totale di numerosi edifici e inabitabili molti altri. Le vittime possono essere numerose. Energia sufficiente per riscaldare New York per un anno.
X	7,5 ÷ 8	Scosse distruttive ; distruzione totale di edifici, rottura delle tubature, crollo di ponti, apertura di fratture del suolo, innesco di frane; acqua proiettata oltre gli argini dei laghi.
XI	8 ÷ 8,5	Scosse catastrofiche ; producono la rottura di dighe e l'incurvatura delle rotaie, non risparmiano nessuna costruzione e provocano l'apertura di voragini nel terreno.
XII	9	Scosse ultracatastrofiche ; distruzione totale delle opere umane, franano le montagne, scompaiono laghi, si spostano grandi massi. Energia pari al carbone e petrolio prodotti nel mondo per 5 anni.

I terremoti sono conseguenza della propagazione di onde sismiche "S" e "P" a partire da punti che si trovano sotto la superficie terrestre. Il punto da cui scaturisce il terremoto è l'**ipocentro** (o **fuoco**) e si trova a profondità assai variabile. Il punto della superficie terrestre sulla verticale del precedente è l'**epicentro** (**fig. 1.2**). Dall'ipocentro di un terremoto si diffondono onde trasversali e longitudinali che raggiungono punti della superficie terrestre a diverse distanze.

La **fig. 1.3** mostra la registrazione di un terremoto effettuata per mezzo di un sismografo (**scheda 1.3**). Le onde “S”, più lente e più ampie, giungono subito dopo le onde “P”, più veloci, ma che trasportano meno energia. Se il sismografo si fosse trovato a maggiore distanza, a causa delle diverse velocità dei due tipi di onda, si sarebbe osservato un intervallo fra i due tipi di registrazione. Quindi dalla durata di tale intervallo si può risalire alla distanza tra la posizione del sismografo e l’ipocentro del terremoto (la velocità delle onde sismiche è molto variabile a seconda della densità del mezzo che attraversano; di norma alcuni km/s; **scheda 1.4**).



1.3 - Onde sismiche e la crosta terrestre

Nel 1909 in Croazia si manifestò un terremoto con ipocentro poco profondo. Lo scienziato Andrija MOHOROVICIC studiò le registrazioni di quel sisma e osservò che, dal fuoco, erano giunte, nel modo consueto, le onde “P” ed “S”; ma il sismogramma, dopo un certo intervallo, ne registrò un secondo paio, meno intense e fra loro leggermente più distanziate, pur non verificandosi altri sismi in zona. La seconda coppia era simile ad un *eco* (**fig. 1.4**).

L’eco è un fenomeno che si manifesta quando un’onda sonora passa da un mezzo (es. aria) ad un altro (es. roccia della parete di una montagna) e a condizione che la variazione fra i due mezzi non abbia uno spessore che superi la lunghezza d’onda. Il suono ha una lunghezza d’onda di pochi centimetri; perciò esso non viene “riflesso” da una collina coperta da erba alta o da un fitto bosco. Affinché le onde sismiche siano riflesse, lo spazio di variazione fra due mezzi deve essere inferiore al chilometro. Evidentemente esiste una fascia di discontinuità in profondità in grado di riflettere le onde sismiche; essa è la **discontinuità di Mohorovicic** o, più semplicemente **moho** (**fig. 1.4**) e corrisponde ad una variazione delle caratteristiche meccaniche dei materiali attraversati dalle onde. Potrebbe essere una variazione graduale (entro 1 km) o improvvisa; ciò potrebbe essere stabilito con una perforazione esplorativa fino alla profondità alla quale si trova il moho; per ora ci si deve accontentare di semplici ipotesi dato che il pozzo più profondo misura 12 km. Mohorovicic determinò la profondità della superficie di discontinuità, che risultò essere di ~ 60 km. La profondità del moho è stata misurata in molti punti della superficie terrestre e si sono trovate misure molto diverse. È pari a ~ 30 km sotto i continenti, ma scende ad oltre i 50 ÷ 60 km in corrispondenza delle catene montuose. Sotto i bacini oceanici la profondità media del moho difficilmente supera i 5 km dal fondo del mare (**fig. 1.5**).

La velocità di propagazione delle onde sismiche dipende dalla densità dei materiali attraversati. Quindi conoscendo le posizioni dell’epicentro di un terremoto e del sismografo e il tempo impiegato dalle onde per giungere dal primo al

secondo, si può calcolare la velocità di propagazione del sisma e la densità del mezzo attraversato. Da misure effettuate in tempi diversi e in più punti sulla superficie terrestre, si è visto che, **sopra la discontinuità del moho la densità media dei materiali è pari a circa $2,8 \text{ kg/dm}^3$** . In pratica è come se la Terra fosse ricoperta da un sottile strato, una **crosta**, con densità pari a quasi tre volte quella dell'acqua, e con spessore molto variabile (**fig. 1.6**).

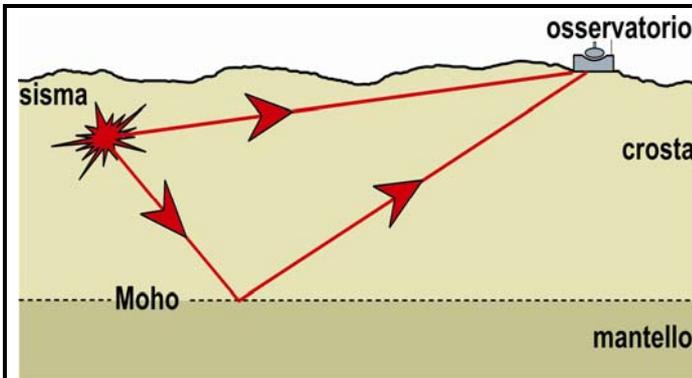


Fig. 1.4 - Un sisma, con ipocentro poco profondo, causa un treno di onde che giungono direttamente all'osservatorio. Successivamente vengono registrate altre onde che vengono riflesse dalla discontinuità di Moho.

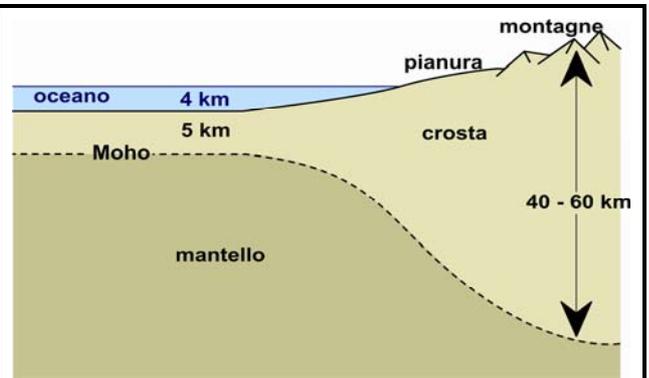


Fig. 1.5 - L'interpretazione dei sismogrammi registrati in vari punti della superficie terrestre, permette di determinare la profondità del Moho sotto i continenti (oltre 40 km in corrispondenza delle catene montuose, fino a valori massimi di 60 km) e sotto gli oceani (appena 5 km).

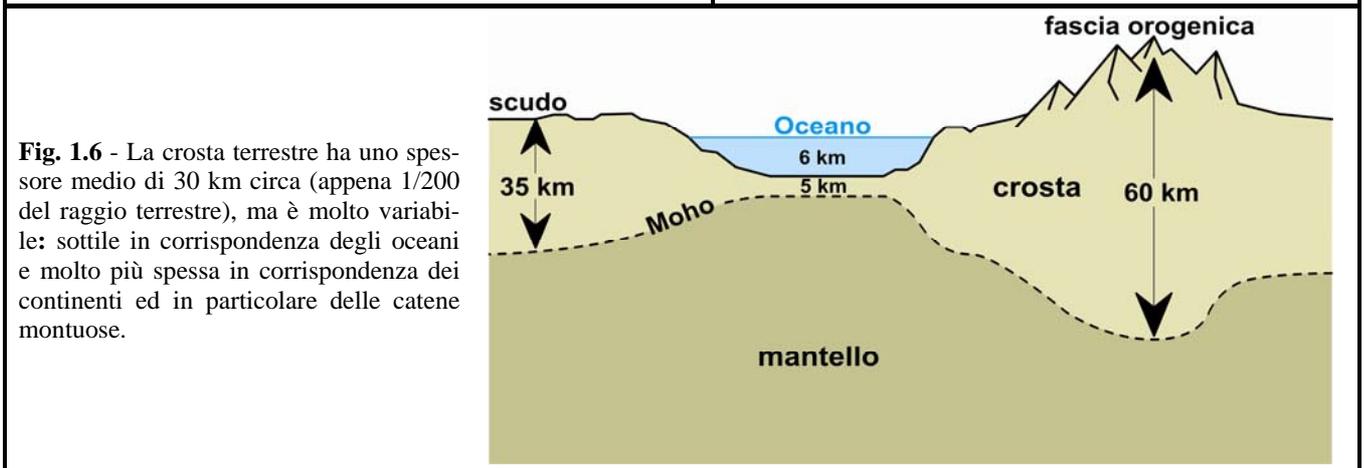


Fig. 1.6 - La crosta terrestre ha uno spessore medio di 30 km circa (appena 1/200 del raggio terrestre), ma è molto variabile: sottile in corrispondenza degli oceani e molto più spessa in corrispondenza dei continenti ed in particolare delle catene montuose.

Mohorovicic giunse ad altre conclusioni studiando i sismogrammi risultanti da registrazioni effettuate da diversi sismografi situati a distanze molto variabili dal fuoco di un terremoto. Ai sismografi molto distanti dall'epicentro giungevano onde paragonabili a quelle dell'eco prima di quelle dirette. Per spiegare questo fenomeno è necessario ricorrere alla **fig. 1.7** dove si osservano sia le onde dirette "A", che si propagano nello spessore della crosta fino a giungere al sismografo, sia le onde "B" che, oltre ad essere riflesse, si rifrangono (cioè cambiano direzione) attraversando il moho e, dopo aver percorso una fascia del materiale che si trova sotto la crosta, giungono a contatto con la superficie di discontinuità dove si rifrangono ancora ed arrivano all'osservatorio.

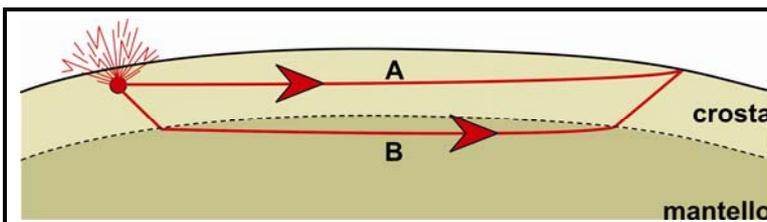


Fig. 1.7 - Un sisma genera onde che si propagano in tutte le direzioni. Lungo la direzione "A" si ha la trasmissione diretta all'osservatorio, ma più lenta perché attraverso materiali meno densi. Lungo la direzione "B", la trasmissione è su una più lunga distanza, ma più veloce dato che, per gran parte, avviene attraverso il mantello costituito da materiali con maggiore densità. Si osserva, inoltre, come le onde possono essere rifratte: non solo si riflettono sulla superficie del moho, ma la attraversano cambiando direzione, come succede ad un raggio di luce attraverso la superficie di discontinuità aria/vetro

Pensiamo a due percorsi da compiere in auto, uno lungo 100 km, ma su una piccola e tortuosa strada, l'altro lungo 200 km, ma su un'autostrada. Il secondo percorso potrà essere compiuto in un tempo più breve perché su di esso si viaggia più spediti. Allo stesso modo le onde che giungono all'osservatorio con un percorso più lungo attraversano mezzi che consentono una più veloce propagazione: *i materiali sotto la crosta devono possedere una maggiore densità*. Conoscendo le distanze e i tempi impiegati dalle onde per percorrerle, si può determinare la velocità di queste sotto la crosta, da cui si stima il valore della densità; essa risulta pari mediamente a $\sim 3,3 \text{ kg/dm}^3$. *Al di sotto della crosta esiste una zona caratterizzata da materiali con maggiore densità denominata **mantello***, attraverso il quale sia le onde P sia le onde S si propagano con maggiore velocità.

1.4 - Isostasia

Il principio idrostatico di Archimede stabilisce che la forza di sollevamento esercitata da un fluido equivale al peso della quantità di fluido spostata dal corpo immerso. Nella **fig. 1.8** un blocco di rame, posto nel mercurio, affonda finché la spinta idrostatica (il peso del mercurio che sposta) uguaglia il peso del blocco stesso che sta quindi in equilibrio in quella posizione. Il blocco più alto, avendo peso maggiore, si immerge più profondamente nel mercurio. Un cubetto di ghiaccio, con una densità di poco minore di quella dell'acqua, affonda molto per raggiungere una posizione di equilibrio. Un Iceberg è un'isola di ghiaccio con parte emersa, per grande che sia, molto inferiore a quella sommersa. Riassumendo, un corpo solido galleggia su un fluido se questo è più denso; il primo immerge una parte del proprio volume nel secondo che sarà tanto più grande quanto minore è la differenza di densità fra i due.

La crosta è frammentata in blocchi o zolle di diversi spessori e dimensioni che "galleggiano" sul mantello; i primi più "leggeri" (minore densità) sul secondo più "pesante" (maggiore densità). La differenza di densità è modesta (2,8 contro 3,3), pertanto le porzioni di crosta "immerse" nel mantello hanno massa molto più grande di quella emergente. I continenti, in prossimità delle catene montuose, sono paragonabili agli iceberg, dato che, alle poche migliaia di metri di sviluppo in quota corrisponde una "radice" che affonda nel mantello per decine di chilometri.

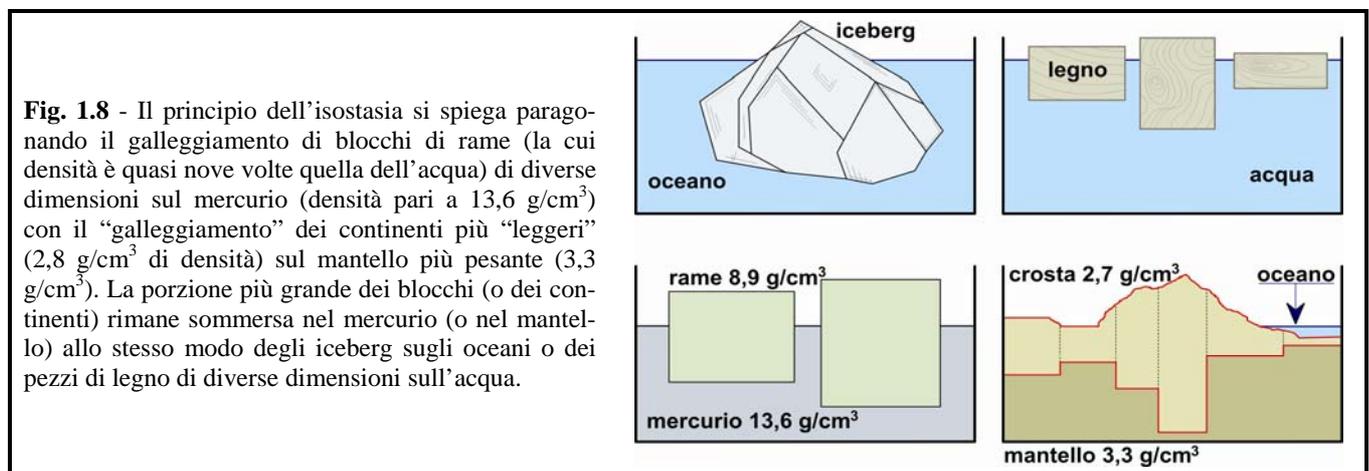


Fig. 1.8 - Il principio dell'isostasia si spiega paragonando il galleggiamento di blocchi di rame (la cui densità è quasi nove volte quella dell'acqua) di diverse dimensioni sul mercurio (densità pari a $13,6 \text{ g/cm}^3$) con il "galleggiamento" dei continenti più "leggeri" ($2,8 \text{ g/cm}^3$ di densità) sul mantello più pesante ($3,3 \text{ g/cm}^3$). La porzione più grande dei blocchi (o dei continenti) rimane sommersa nel mercurio (o nel mantello) allo stesso modo degli iceberg sugli oceani o dei pezzi di legno di diverse dimensioni sull'acqua.

Isostasia è il termine per indicare l'equilibrio dei continenti sul mantello e fornisce una buona interpretazione alla variabile distribuzione della profondità del moho determinata con le onde sismiche. Tuttavia sorgono alcuni dubbi. Se si pone un oggetto su un blocco di rame, questo affonda assumendo una nuova posizione di equilibrio di quel tanto che basta per spostare una nuova porzione di mercurio con peso pari a quella dell'oggetto; il blocco di rame ritorna all'equilibrio iniziale se l'oggetto viene tolto. Se il modello della **fig. 1.8** è valido, immaginando lo scioglimento dell'enorme quantità di ghiaccio che "pesa" sulla Groenlandia, questa dovrebbe comportarsi come il blocco di rame dopo che è stato tolto l'oggetto che pesava su di esso; quindi la massa continentale dovrebbe innalzarsi di alcune centinaia di metri. Ma come è possibile pensare ai continenti come ad enormi zattere che galleggiano su un fluido (il mantello) quando questo è in realtà solido. Esso, infatti, permette una buona trasmissione anche delle onde trasversali "S" che, invece, si arresterebbero in un mezzo liquido. È una contraddizione che cercheremo di risolvere più avanti.

1.5 - Sotto la crosta terrestre

Alla fine del secolo scorso i sismologi osservarono che, a partire dall'ipocentro di un terremoto, era possibile registrare le onde "P" ed "S" per mezzo di sismografi distribuiti sulla superficie terrestre, ad esclusione di una fascia denominata "zona d'ombra". Sotto di essa venivano registrate solo le onde "P" (fig. 1.9), che inoltre giungevano con un ritardo di qualche minuto sul tempo previsto di ~ 20 minuti. Nel 1908 uno scienziato inglese, R. D. OLDHAM ipotizzò che la Terra avesse un **nucleo** centrale liquido in grado di ostacolare le onde "S" e di rallentare le onde "P".

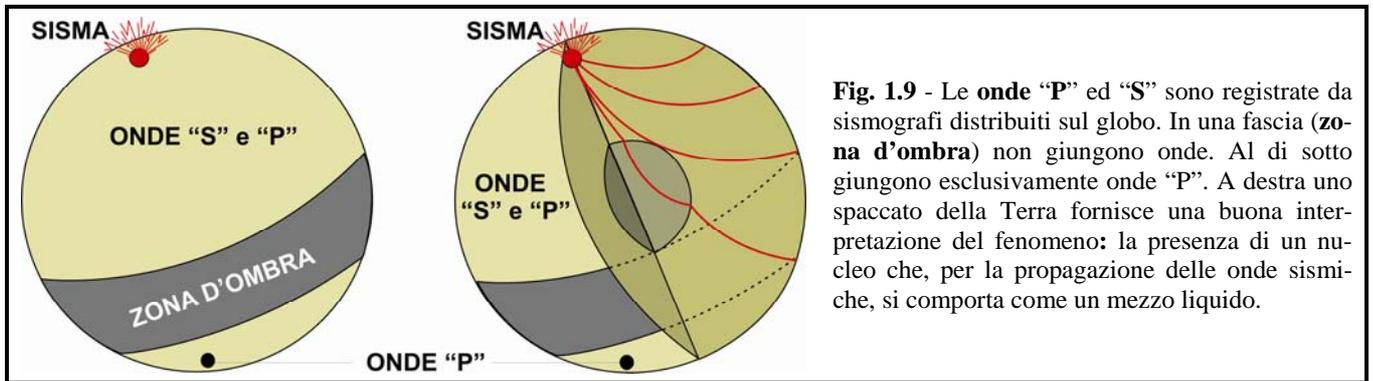


Fig. 1.9 - Le onde "P" ed "S" sono registrate da sismografi distribuiti sul globo. In una fascia (**zona d'ombra**) non giungono onde. Al di sotto giungono esclusivamente onde "P". A destra uno spaccato della Terra fornisce una buona interpretazione del fenomeno: la presenza di un nucleo che, per la propagazione delle onde sismiche, si comporta come un mezzo liquido.

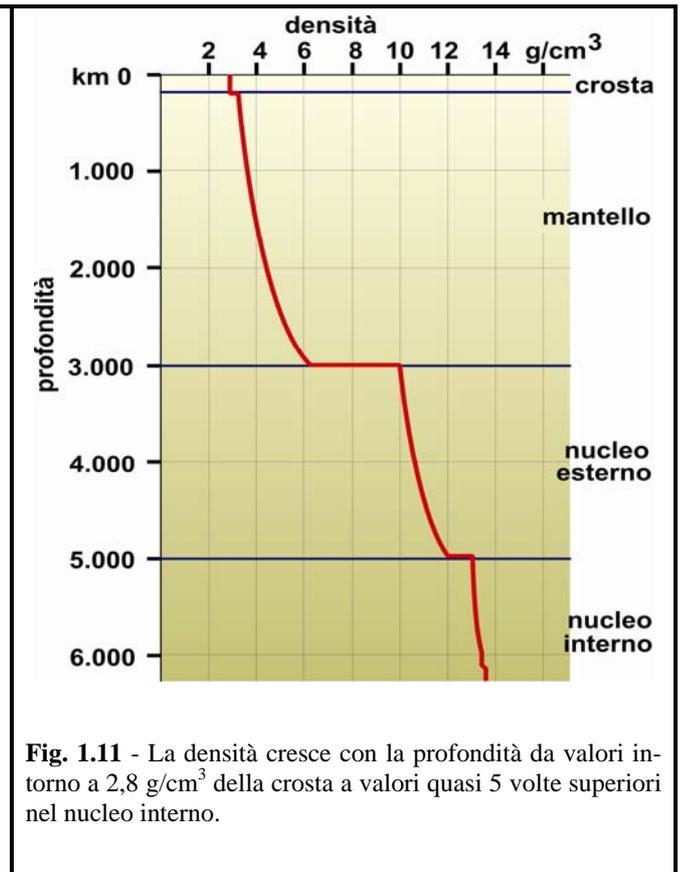
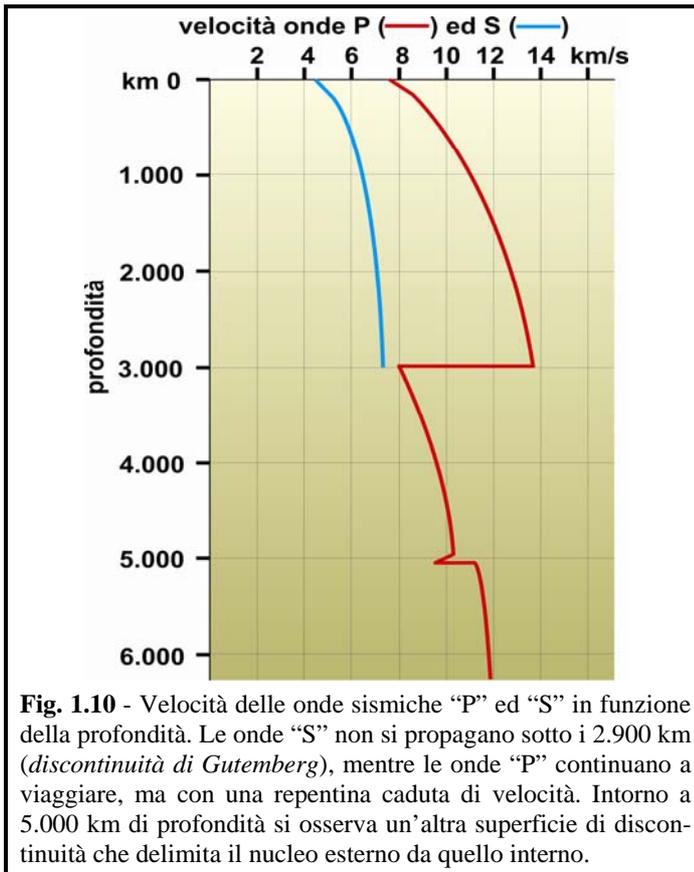
In **fig. 1.9** è raffigurata la propagazione delle onde P che giungono normalmente su tutto il globo fino al limite superiore della zona d'ombra. La curvatura delle linee di propagazione è dovuta al fatto che la densità dei materiali attraversati (a partire dal valore medio di circa 3,3 immediatamente sotto la crosta) nel mantello, aumenta con la profondità: le onde vengono rifratte piegando nel modo illustrato. Il limite superiore della zona d'ombra è determinato dalla linea di propagazione che sfiora appena il nucleo. Il limite inferiore è dovuto ad una linea di propagazione che penetra nel nucleo (deviando leggermente la direzione), lo attraversa con minore velocità (essendo costituito da materiali che si comportano, con le onde sismiche, come un mezzo liquido), subisce un nuovo cambiamento di direzione (per rifrazione) e ritorna nel mantello. Analisi più precise dei sismogrammi registrati in tutto il globo hanno permesso di misurare con notevole accuratezza le variazioni di velocità delle onde S e P in funzione della profondità. È stato così possibile verificare la presenza di un *nucleo interno solido* di poco più di 1.350 km di raggio. La superficie del *nucleo esterno liquido* si trova a circa 2.900 km di profondità e viene denominata **discontinuità di Gutenberg**, contro la quale si arrestano le onde S.

Attenzione! Non è proprio corretto usare i termini "mezzi solidi" o "liquidi", perché non possiamo conoscere lo stato della materia che, probabilmente (a quelle profondità) si trova in condizioni di pressione e temperatura difficilmente immaginabili rispetto alla nostra esperienza in superficie. Pertanto fin quando non si realizzerà la fantascientifica condizione di andar a vedere da vicino quei materiali con un ipotetico viaggio alla Giulio Verne "verso il centro della Terra", è più corretto affermare che quei materiali si "comportano" come mezzi solidi o liquidi nei confronti della trasmissione onde sismiche.

La misura precisa delle velocità di propagazione delle onde alle varie profondità (**fig. 1.10**), ha permesso la determinazione, con buona approssimazione, dei valori di densità in funzione della profondità (**fig. 1.11**). Il massimo valore nel mantello è vicino alla discontinuità di Gutenberg (quasi 6 volte quella dell'acqua). Nel nucleo esterno si passa da 10 kg/dm³ a valori superiori a 12 kg/dm³. Nel nucleo interno la densità è intorno a 13,5 kg/dm³. La **fig. 1.12** illustra la suddivisione delle diverse zone al di sotto della crosta terrestre.

1.6 - Calore interno della terra

L'esistenza in superficie di manifestazioni termiche (vulcani, geyser, sorgenti termali, campi geotermici,...) indica che l'interno della Terra deve essere assai caldo, soprattutto considerando l'elevata temperatura dei materiali che fuoriescono dai crateri, talvolta con estrema violenza. Anche l'aumento di temperatura con la profondità riscontrata nelle miniere è un altro indizio connesso con la natura delle parti più profonde della Terra. Quale è l'origine del calore interno del nostro pianeta? Per rispondere a questa domanda conviene rivedere alcuni concetti della fisica termodinamica (**scheda 1.5**).



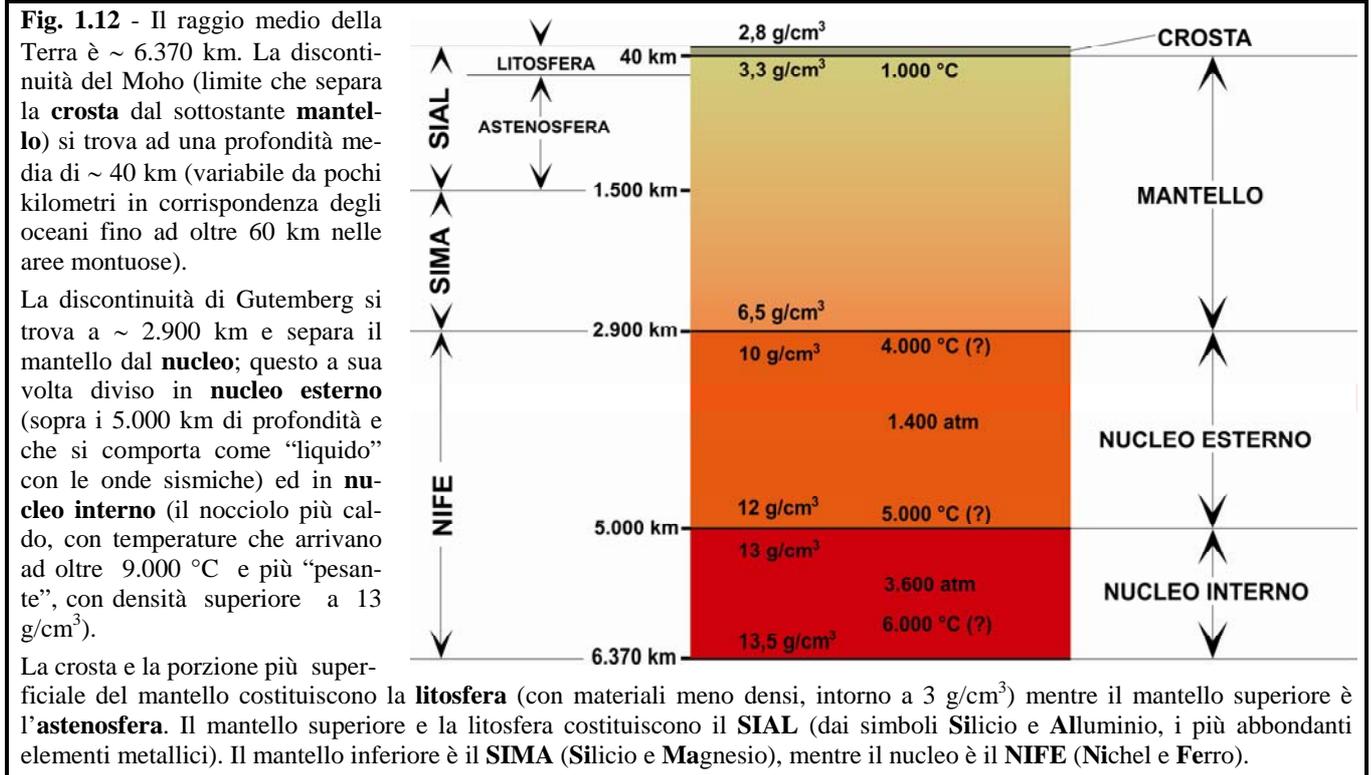
La temperatura dei materiali costituenti la crosta è stata misurata sfruttando molti pozzi profondi e miniere fino a poche migliaia di metri sotto la superficie, valore irrisorio al confronto del raggio terrestre. Si è osservato che la temperatura aumenta con la profondità; si ha cioè un **gradiente geotermico positivo**. In alcuni luoghi sono stati misurati gradienti minimi, come 1 °C ogni 140 m; altrove si sono trovati valori molto più alti (1 °C ogni 10 m). Il gradiente geotermico medio, calcolato sull'intero globo, è pari a 1 °C ogni 30 m (poco più di un terzo di decimo di grado ogni metro: 0,033 °C/m). Se il gradiente geotermico fosse lo stesso per tutto lo spessore medio della crosta (~ 30 km = 30.000 m), presso la superficie di discontinuità del moho, la temperatura potrebbe essere calcolata nel seguente modo (partendo da 20 °C della superficie terrestre):

$$20\text{ °C} + (30.000\text{ m} \cdot 0,033\text{ °C/m}) = 1.020\text{ °C}$$

Quindi i materiali delle porzioni più profonde della crosta o di quelle più superficiali del mantello si troverebbero ad una temperatura superiore a 1.000 °C. È un valore vicino alla temperatura media (1.100 °C) della lava incandescente che fuoriesce dai vulcani, determinata con numerose misure effettuate in tempi e in luoghi diversi del globo. Ciò dimostrerebbe che i materiali eruttati hanno origine da zone vicine al moho. Vedremo, nel prossimo capitolo dedicato alla vulcanologia, se questa ipotesi è verificabile. Per ora possiamo limitarci ad un altro calcolo per determinare la temperatura del nucleo; assumiamo il valore del gradiente geotermico (0,033 °C/m) come costante dalla superficie terrestre fino al centro della Terra (il cui raggio è 6.371 km = 6.371.000 m):

$$20\text{ °C} + (6.371.000\text{ m} \cdot 0,033\text{ °C/m}) = 210.263\text{ °C}$$

È un risultato assurdo; una tale temperatura non è ipotizzabile neppure per la superficie del Sole e se il centro della Terra fosse così caldo, l'intero pianeta esploderebbe. Qualcosa non funziona; innanzitutto è arbitrario l'aver ritenuto costante il gradiente geotermico fino al centro della Terra. In realtà l'incremento della temperatura con la profondità è verosimilmente diverso da quello ipotizzato per la crosta terrestre. Secondo modelli e calcoli molto complessi sembra che la temperatura della parte superiore del mantello (circa 500 ÷ 600 km di profondità) non superi i 2.000 °C. A maggiori profondità è possibile che la temperatura aumenti ancora di poco; quella del nucleo potrebbe essere di alcune migliaia di gradi centigradi e comunque quasi certamente, poco superiore a 6.000 °C.



La Terra è paragonabile ad una boccia calda immersa in ambiente freddo (lo spazio circostante). Essa dovrebbe raffreddarsi perdendo energia termica attraverso la sua superficie; è stato calcolato il flusso di calore dalla Terra allo spazio, risultato di ~ $2 \cdot 10^{-6}$ cal/sec/cm²: ad ogni secondo, attraverso un centimetro quadrato di superficie, la Terra perde due milionesimi di caloria. Sembra un valore molto piccolo, ma se moltiplicato per la superficie della Terra ($5,1 \cdot 10^8$ km² = $5,1 \cdot 10^{18}$ cm²) si ottiene:

$$(2 \cdot 10^{-6} \text{ cal/s/cm}^2) \cdot (5,1 \cdot 10^{18} \text{ cm}^2) = 10^{13} \text{ cal} = 10^{10} \text{ kcal}$$

cioè 10 miliardi di kilocalorie perse dal pianeta Terra verso lo spazio ad ogni secondo. Considerando 3.600 secondi in un'ora, il giorno di 24 ore e l'anno di 365 giorni si ottiene:

$$3.600 \text{ s/ora} \cdot 24 \text{ ore/giorno} \cdot 365 \text{ giorni} \cdot 10^{10} \text{ kcal/s} = 3 \cdot 10^{10} \text{ kcal}$$

cioè l'energia persa dalla Terra nello spazio in un anno, sufficiente a portare ad ebollizione un volume d'acqua cento volte superiore a quello del lago Maggiore. Se la Terra può essere considerata un corpo caldo che disperde energia nello spazio con un flusso di calore, supposto costante nel tempo, con intensità pari a quella sopra citata, la sua temperatura interna media è destinata ad abbassarsi; è stato calcolato un abbassamento di 300 °C in un miliardo di anni. Ciò significherebbe un abbassamento di circa 1.350 °C dall'origine della Terra (~ 4,5 miliardi di anni fa).

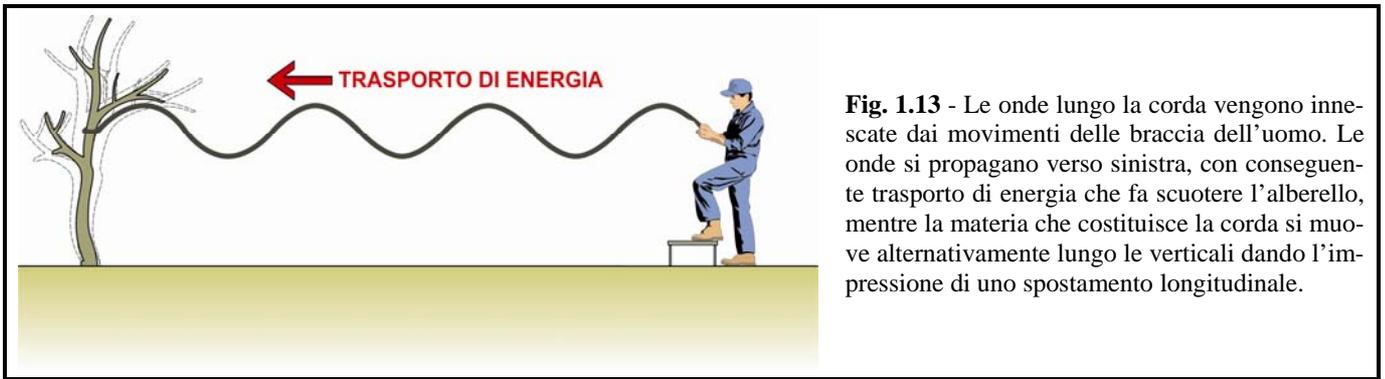
I calcoli prima effettuati sono basati su un modello troppo semplificato. Una prima grossolana approssimazione è il ritenere costante il flusso di calore verso lo spazio quando in realtà esso dipende dalla differenza di temperatura tra il "corpo caldo" e l'esterno che diminuisce con il passar del tempo; pertanto la perdita di energia termica diventa minore mentre la temperatura si abbassa. Non è stato considerato l'effetto dell'atmosfera, che può in qualche modo incidere sulla dispersione di calore. Il valore di flusso di calore di origine geotermica prima citato ($2 \cdot 10^{-6}$ cal/s/cm²) è circa duemila volte inferiore alla radiazione di origine solare ($4 \cdot 10^{-3}$ cal/sec/cm²); questa viene direttamente riflessa come energia luminosa o restituita allo spazio sotto forma di energia termica, ma contribuisce a mantenere relativamente calda l'atmosfera, limitando la perdita di energia geotermica. Sembra, infine, che esista una specie di fuoco che riscalda l'interno della Terra: è la **radioattività**, presente nei materiali in profondità in grado di fornire notevoli quantità di energia. Il problema del calore interno della Terra è dunque molto complesso; attualmente non si hanno ancora idee certe; soltanto future ricerche potranno chiarire i molti dubbi su questo problema.

La crosta contiene tracce di sostanze radioattive che emettono energia, riscaldando i materiali circostanti. Sono gli elementi instabili, quali l'**uranio** e **torio**, che sembrano presenti in maggiori quantità nella crosta rispetto al mantello.

Quindi il calore prodotto dalla radioattività sembra maggiore sopra il moho che sotto di esso e, probabilmente, il gradiente geotermico relativamente alto che si osserva vicino alla superficie continua solo fino alla profondità in cui sono presenti le fonti radioattive, mentre al di sotto la temperatura aumenta molto poco (altrimenti si raggiungerebbero temperature assurdammente elevate nel nucleo come abbiamo precedentemente dimostrato). Ma perché gli elementi radioattivi (pur non escludendo la possibilità che siano presenti anche nel mantello profondo e nel nucleo) che sono sostanze con elevata densità, si trovano prevalentemente insieme a materiali più “leggeri”? Questo è un altro problema che attende di essere risolto.

SCHEDA 1.1 - Un po' di fisica delle onde

Le onde trasportano di energia e non materia. Ciò si può dimostrare mediante prove con l'estremità di una fune legata ad un alberello. Se si scuote l'altra estremità si forma un treno di onde lungo la corda che causa lo scuotimento anche dell'alberello, come se si agisse su questo direttamente con una mano (fig. 1.13). Se si scuote con più energia esso oscillerà più vistosamente.



La distanza fra le creste di due onde (o fra le due depressioni) successive è la **lunghezza d'onda** (mentre il tempo che intercorre per il passaggio tra l'una e l'altra è il **periodo**; fig. 1.1). Essa può essere modificata a seconda di come viene “agitata” l'estremità libera della fune; si formano onde lunghe con lenti movimenti della mano e onde corte con movimenti più rapidi. Allo stesso modo sono possibili altri tipi di movimenti per far viaggiare con maggiore o minore **velocità** il treno di onde. Si scopre che, per esempio, è possibile provocare onde “lunghe” e veloci oppure onde “corte” ma più lente. Infine è possibile provocare onde caratterizzate da maggiore **ampiezza**, cioè con maggior altezza fra le creste e la posizione della corda in riposo. In sintesi:

- la fune è il *mezzo* attraverso il quale avviene il trasporto di energia;
- le onde sono il *sistema* di trasporto di energia;
- l'ampiezza delle onde dipende dalla quantità di energia trasportata e quindi dall'*intensità* con la quale si scuote la fune;
- le modalità dello scuotimento dell'albero sono in funzione di quelle dello scuotimento della fune senza che vi sia trasferimento di materia da una estremità all'altra.

Lunghezza d'onda, velocità, ampiezza, sono definizioni della *fisica dei moti periodici* e trovano numerose applicazioni in tutte quelle discipline scientifiche che si basano sullo studio della propagazione delle onde (sonore, elettromagnetiche, ecc...).

SCHEDA 1.2 - Un esempio di onde trasversali: il mare

Un esempio di onde trasversali è rappresentato da quelle del mare. La maggior parte delle onde sull'acqua è provocata dal vento. Soffiando su una superficie tranquilla di una bacinella si formano piccole increspature che cessano immediatamente di esistere quando si smette di soffiare. Sulle superfici marine il vento insiste per tempi molto più lunghi (anche per molti giorni), pertanto le increspature diventano piccole onde che diventano gradualmente più grandi con l'insistere del vento. Una volta messe in moto le onde continuano anche quando cessa il vento, perché hanno sufficiente energia per propagarsi per centinaia di chilometri sull'oceano. Ciò spiega perché si possono osservare onde sulla riva del mare anche in assenza di vento. Le onde marine trasversali, secondo quanto precedentemente affermato sulla fisica delle onde, trasportano grandi quantità di energia che viene “riversata” sulle coste trasformandosi in lavoro di demolizione delle stesse. Per esempio i materiali duri e consistenti che costituiscono le scogliere, con il tempo, vengono sgretolati in piccoli frammenti fino anche alla formazione di sabbia.

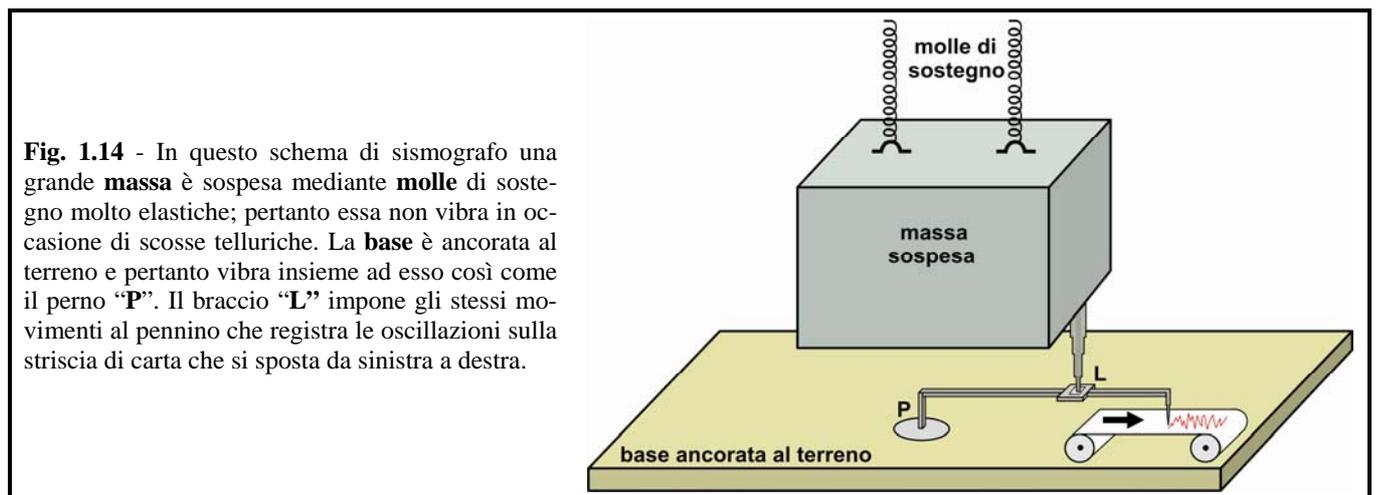
La velocità delle onde dipende da tanti fattori. Le tempeste sollevano onde di lunghezze diverse che viaggiano a differenti velocità. Quelle più veloci sono le onde lunghe; esse lasciano indietro le onde corte e possono giungere molto presto sulla costa annunciando l'arrivo di una burrasca. Anche l'ampiezza può variare molto; essa determina la profondità alla quale il moto ondoso riesce a far sentire i suoi effetti di spostamenti verticali dell'acqua. Un sottomarino si sottrae dagli effetti devastanti di un mare

molto mosso, semplicemente immergendosi; i fondali profondi sono sempre tranquilli, anche quando, in superficie, si manifesta una tempesta. Se i fondali sono poco profondi le onde fanno sentire su di essi notevoli effetti, determinando spostamenti di acqua (per esempio sollevando nuvole di sabbia); in questo caso le onde vengono “frenate” per attrito, cioè perdono energia con conseguente diminuzione di velocità. Minore è la profondità e minore è la velocità delle onde. Quelle in acqua alta (al largo) rincorrono quelle che sono già in acqua bassa (vicine alla costa). Un’onda che raggiunge la costa in punti con profondità variabili, diminuisce di velocità in sue porzioni diverse, assumendo un andamento sinuoso adattando la sua forma a quella dei fondali; questo fenomeno fa sì che le onde arrivino quasi sempre parallele alla linea di costa. Con la riduzione dell’ampiezza dell’onda, in conseguenza dell’attrito in acque basse, si ha perdita di energia; presso le scogliere, caratterizzate da acque profonde, le onde arrivano quindi con più energia e con maggior potere erosivo.

SCHEDA 1.3 - Il sismografo

I moderni sismografi sono congegni molto complessi, ma il loro funzionamento si basa su un principio molto semplice, capace di registrare scosse telluriche molto piccole, non percepibili dall’uomo. Contemporaneamente la registrazione deve fornire informazioni dalle quali sia possibile quantificare l’intensità dei sismi grandi o piccoli che siano.

Consideriamo una struttura portante, una sorta di parallelepipedo di cemento, rigidamente vincolata alla superficie terrestre; esso quindi vibrerà insieme alla terra in occasione di scosse telluriche. Supponiamo di porre al di sopra, a poca distanza (**fig. 1.14**), una grande massa sospesa con molle molto elastiche, in grado quindi di assorbire qualsiasi tipo di vibrazione indipendentemente dalla loro intensità. A questa seconda struttura è vincolato un pennino, posizionato in modo da scrivere su un nastro di carta in movimento, che può vibrare insieme alla struttura sottostante su cui è rigidamente fissato. Le onde sismiche sono registrate con un grafico del tipo di quello indicato in **fig. 1.3**, nel quale sono ben evidenziabili onde la cui ampiezza può essere misurata per avere indicazioni sull’intensità del terremoto.



SCHEDA 1.4 - La scala RICHTER

Abbiamo accennato alla possibilità di ricavare l’intensità di un terremoto dal grafico del relativo sismogramma, ottenuto da un sismografo situato ad una certa distanza dall’epicentro. Abbiamo rimandato alla **tab. 1.1** per la descrizione della forza dei terremoti in funzione dei loro effetti. Ci poniamo ora il problema di determinare l’intensità delle scosse telluriche su una base quantitativa. Sul sismogramma si osservano una serie di onde con ampiezze diverse (**fig. 1.3**). L’ampiezza di un’onda è l’altezza, in millimetri, dalla cresta alla linea che il pennino disegnerebbe in assenza di scosse telluriche. Di quella serie, l’ampiezza dell’onda massima viene ritenuta rappresentativa della forza del terremoto. Dovendo ideare una scala quantitativa è necessario decidere la posizione dello “zero” e il criterio di passaggio fra i diversi gradini. Il “livello zero” è fissato per un determinato terremoto, con epicentro a 100 km di distanza, capace di produrre un sismogramma con una ampiezza massima di 0,001 mm. Il “livello uno” viene fissato per un terremoto, con epicentro alla stessa distanza, in grado di determinare un’ampiezza massima dieci volte superiore (0,01 mm). Il “livello due” viene fissato per un’ampiezza pari a 0,1 mm e così via per i gradini superiori. Quindi ciascuno è rappresentativo della intensità di terremoti che sono dieci volte più intensi di quelli classificabili nel gradino inferiore e dieci volte meno forti di quelli classificabili nel gradino superiore. In questa scala (di RICHTER = scala di magnitudo) il quarto grado di un terremoto rappresenta un’intensità 100 volte superiore a quella di un terremoto di secondo grado.

Registrazioni diverse dello stesso sisma, compiute da sismografi situati in varie posizioni rispetto all’epicentro determinano sismogrammi con ampiezze d’onda minori con l’aumentare della distanza. Se si conosce tale distanza, si può determinare la

magnitudo indipendentemente dalla posizione del sismografo. La determinazione delle posizioni dei livelli sulla scala RICHTER tiene conto della misura delle ampiezze massime dei sismogrammi originati da terremoti con ipotetico epicentro a 100 km di distanza. Dopo aver effettuato la misura (in mm) dell'ampiezza dell'onda massima di un determinato sisma, è necessario tener conto della posizione dell'epicentro per inserire la distanza reale in una complicata formula la cui risoluzione porta alla determinazione della magnitudo. L'intensità di un terremoto può essere valutata con la scala RICHTER anche ricorrendo ad un metodo grafico come indicato in **fig. 1.15**.

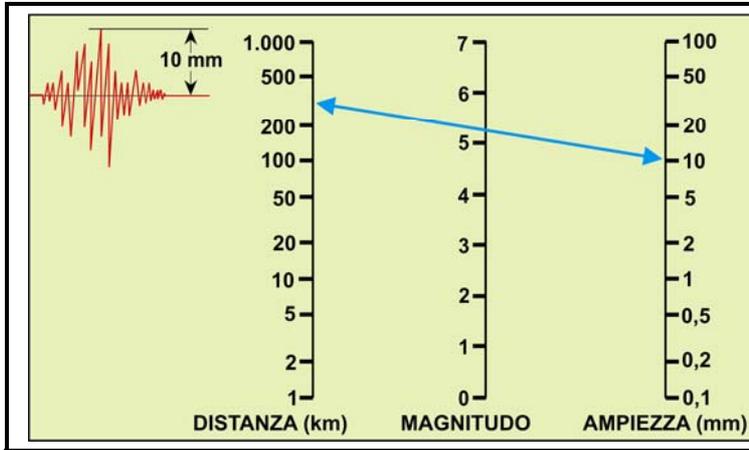


Fig. 1.15 - Scala grafica per il calcolo della **magnitudo**. Un terremoto, il cui epicentro si trova a 300 km di distanza dal sismografo ha determinato un'ampiezza massima di 10 mm. La magnitudo 5,3 è stata ricavata congiungendo la distanza con l'ampiezza.

In ogni caso, al di là dei particolari tecnici, è importante sottolineare che *la magnitudo è una misura strumentale di un terremoto indipendentemente dalle posizioni dell'epicentro e del sismografo*; essa è indicativa della violenza del terremoto. In Italia il terremoto di Messina del 1908 registrò un valore di 7,5. I sismi del 1960 in Cile e del 1964 in Alaska, fecero registrare una magnitudo di 8,5. È possibile registrare anche scosse telluriche con magnitudo pari a -1 (corrispondenti ad una ampiezza massima di 0,0001 mm), ma con strumentazioni più sensibili e molto sofisticate

SCHEDA 1.5 - Un po' di fisica: calore e temperatura

Calore e temperatura sono grandezze fisiche che non vanno confuse. Il primo è una forma di energia e la seconda è la conseguenza del precedente. Il calore è l'energia termica posseduta da un corpo, misurata con l'unità fondamentale "joule" che viene usata per tutte le altre forme di energia (potenziale, cinetica, elettrica, ecc...). Ma l'unità più correntemente usata per il calore è la **caloria**, cioè l'energia necessaria per innalzare di un grado centigrado la temperatura di un grammo d'acqua. Ad esempio per far bollire 5 litri d'acqua (5.000 g) che si trovano inizialmente alla temperatura di 20 °C occorrono:

$$(5.000 \text{ g}) \cdot (80 \text{ °C}) \cdot (1 \text{ cal/g/°C}) = 400.000 \text{ cal} = 400 \text{ kcal}$$

dove il valore 80 °C rappresenta il gradiente (cioè la differenza 100 - 20) dallo stato iniziale (20 °C) alla temperatura di ebollizione (100 °C); il risultato è stato espresso anche in kilocalorie, un multiplo frequentemente usato per evitare numeri troppo grandi. È necessario sottolineare che se quell'acqua è stata portata all'ebollizione in una normale pentola posta sul fuoco di un fornello, il valore 400 kcal rappresenta unicamente l'energia accumulata dall'acqua e non quella realmente fornita, dato che in realtà si scalda anche la pentola, senza dimenticare una parte degli accessori del fornello; inoltre vi è una grande dispersione di energia che finisce per scaldare anche l'aria dell'ambiente circostante.

La temperatura non misura la quantità di energia posseduta da un corpo ma è l'espressione quantitativa delle sensazioni di caldo o di freddo. Due corpi possono possedere quantità di calore molto diverse semplicemente perché sono di diverse dimensioni, ma possono esprimere uguali misure di temperatura. Fornendo la stessa quantità di energia ad un oggetto di ferro ed a una pari massa di acqua, il primo assumerà una temperatura molto elevata rispetto a quella della seconda.

Il calore passa da un corpo ad un altro se i due sono a contatto e si trovano a differenti temperature. Un esempio potrebbe essere una sfera molto calda (una boccia di ferro scaldata su un fornello) a contatto con l'aria più fredda; in questa situazione l'energia termica passa dalla prima alla seconda attraverso la superficie della sfera fino a quando, abbassandosi la temperatura della boccia e innalzandosi quella dell'aria, viene annullato il gradiente termico fra i due. Si è quindi determinato un **flusso di calore** attraverso la superficie di contatto che è durato per tutto il tempo necessario per neutralizzare il gradiente termico; finché questo è elevato il flusso è intenso; diminuisce poi fino all'equilibrio finale. Il flusso di calore si può calcolare, come valore medio, sulla base della quantità di energia che si è trasferita

acqua	1
alcool	0,58
legno	0,575
alluminio	0,214
vetro	0,198
ferro	0,118
rame	0,095
mercurio	0,033

Tab. 1.2 - Calori specifici di alcune sostanze [cal/°C/g] confrontati con quello dell'acqua (il più elevato). I metalli presentano valori molto bassi.

dalla boccia all'aria, nel tempo in cui si è verificato tale trasferimento, ottenendo quindi un valore che può essere espresso in $\text{cal}/\text{sec}/\text{cm}^2$: quantità di calore (espresso in calorie) su unità di superficie (centimetri quadrati) nell'unità di tempo (secondi).



Terremoto del Friuli del 1976, con magnitudo 6,4 della scala Richter registrato il 6 maggio.



Terremoto dell'Irpinia del 1980, con magnitudo 6,9 della scala Richter registrato il 23 novembre.



Crollo del tetto della basilica di S. Francesco durante il terremoto di Umbria e Marche del 1987, con magnitudo 6,1 della scala Richter registrato il 26 settembre.



Piazza della Prefettura dell'Aquila dopo il terremoto del 2009 (magnitudo 6,3 della scala Richter registrato il 6 aprile).



La Torre dei modenesi di Finale Emilia prima e dopo il terremoto dell'Emilia del 2012. Magnitudo 6,1 della scala Richter registrato il 20 maggio.

Un'altra importante definizione della termodinamica è il **calore specifico**. Oggetti costituiti da materiali diversi, pur con stessa massa, ricevendo una stessa quantità di calore si scaldano in modo disuguale, raggiungendo temperature fra loro anche molto diverse. Se per innalzare di poco la temperatura di una piccola massa di una determinata sostanza è necessario fornire molta energia termica, significa che quella sostanza è caratterizzata da un elevato calore specifico. Se è sufficiente poca energia per innalzare di molto la temperatura di una grande massa, allora il materiale che la compone ha un piccolo calore specifico. Questa grandezza fisica "**C**" è la *quantità di calore [cal] necessaria per innalzare di un grado centigrado la temperatura della massa di un grammo di una determinata sostanza [cal/°C/g]*. L'acqua, per esempio (**tab. 1.2**), ha un elevato calore specifico e pertanto si scalda o si raffredda poco ricevendo o restituendo grandi quantità di calore; infatti l'esperienza comune insegna che il metallo di un recipiente su una fonte di calore si scalda molto più rapidamente dell'acqua che contiene. Pertanto indicando con " Δt " ($^{\circ}\text{C}$) l'aumento di temperatura di un corpo di massa "**m**" (g) che viene scaldato con una quantità di calore "**Q**", vale la seguente relazione generale:

$$Q = m \cdot C \cdot \Delta t$$

dove "**C**" assume valori caratteristici delle diverse sostanze (**tab. 1.2**).

SCHEDA 1.6 - I maremoti

Spesso i maggiori danni conseguenti ai sisma sono dovuti a maremoti (*sunami* in Giappone). Sono fenomeni innescati da terremoti che si manifestano sui fondali oceanici (fig. 1.16). Il maremoto è innescato dall'energia che si manifesta con il sisma, che da origine a onde di ampiezza relativamente contenuta (un paio di metri), con ampia lunghezza d'onda (anche 500 km) e molto veloci (anche 1.000 km/h). Man mano che il treno di onde si avvicina alla costa, dove minore è la profondità e quindi per l'effetto dell'attrito del fondale, diminuiscono velocità e lunghezza d'onda, ma aumenta l'ampiezza di alcune decine di volte. Le onde così possono giungere ad altezze di diverse decine di metri, con effetti devastanti sulle fasce riparie.

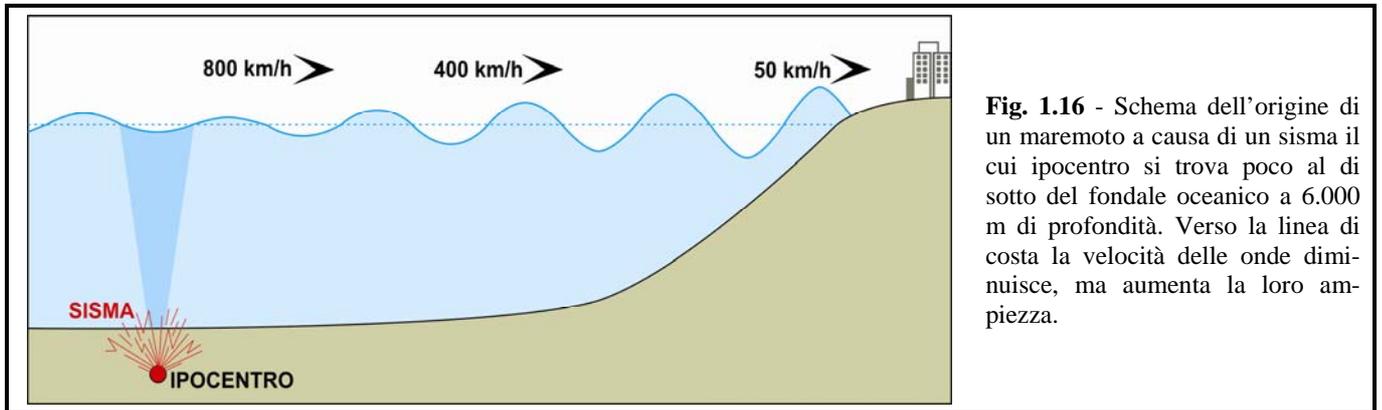


Fig. 1.16 - Schema dell'origine di un maremoto a causa di un sisma il cui ipocentro si trova poco al di sotto del fondale oceanico a 6.000 m di profondità. Verso la linea di costa la velocità delle onde diminuisce, ma aumenta la loro ampiezza.

I maremoti sono conosciuti anche in Italia. In epoca storica furono colpite le coste delle Marche, Puglia, Calabria, Sicilia, Toscana, Liguria. In occasione del terremoto di Reggio Calabria e di Messina del 1908 (XI - XII della scala Mercalli), la maggior parte delle vittime (oltre 100.000) fu dovuto proprio ad un rovinoso maremoto. Fortunatamente la maggior parte dei terremoti non genera maremoti. In tutto il mondo risultano statisticamente due grandi eventi ogni anno e di questi solo uno su dieci anni veramente catastrofico.

SCHEDA 1.7 - Gli effetti dei terremoti

La propagazione di un terremoto sulla superficie della Terra comporta movimenti del terreno mediante movimenti verticali (scosse sussultorie) e laterali (scosse ondulatorie). Le prime sono dovute alle onde sismiche sulle porzioni di territorio che si trovano sopra l'ipocentro. Le seconde sono dovute alle onde superficiali nelle zone lontane dell'epicentro. I danni dovuti ai terremoti dipendono da:

- intensità e durata delle vibrazioni;
- natura dei materiali sui quali poggiano le costruzioni;
- caratteristiche strutturali delle costruzioni stesse.

Purtroppo molti edifici, quelli storici o quelli costruiti con mattoni e cemento, sono progettati per sostenere magari anche notevoli carichi verticali (quindi capaci di reggere notevoli pesi), ma non per resistere a movimenti orizzontali, quelli che si manifestano durante un terremoto. L'uso del cemento armato (calcestruzzo "irrobustito" con intelaiature e gabbie di ferro) rende gli edifici più resistenti, ma a condizione che siano previsti particolari accorgimenti tipici dell'*edilizia antisismica*. Gli edifici devono essere liberi di oscillare sotto l'azione delle scosse; ciò che conta non è tanto la solidità quanto piuttosto l'elasticità. In Giappone ed in Florida, territori ad alto rischio sismico, sono stati costruiti grattacieli in grado di sopportare, oscillando, forti scosse di terremoto. In linea di massima comunque sono migliori le basse costruzioni, mentre le oscillazioni sono più sensibili ai piani alti.

Una cresta o un rilievo accentuato possono esaltare le vibrazioni, mentre una piana alluvionale può comportarsi in modo diverso a seconda dei casi. Per esempio i sedimenti sciolti (sabbie, ghiaie,...) assorbono le onde sismiche ad alta frequenza (corta lunghezza d'onda), mentre esaltano quelle di lungo periodo. Le vibrazioni possono inoltre comportare l'espulsione dell'acqua tra i pori di tali sedimenti, provocando una compattazione, quindi una diminuzione di volume. All'opposto si può produrre una perdita di compattezza; i sedimenti acquisiscono una consistenza più "fluida", tanto da "inghiottire" in parte gli edifici sovrastanti.

I terremoti possono produrre fessurazioni anche profonde del terreno al passaggio delle onde o modificare il livello delle falde acquifere e quindi dei pozzi normalmente utilizzati per l'approvvigionamento delle acque. Ma fra le conseguenze più vistose dei terremoti sono da ricordare le frane o in generale i movimenti di terra in situazioni dove i delicati equilibri preesistenti vengono messi in crisi dalle vibrazioni. Infine merita ricordare il rischio di incendi, anche devastanti, dovuti alla fuoriuscita di gas infiammabili dalle condutture che vengono distrutte o alle forti scariche che si determinano quando vengono disarcionate le linee elettriche. Tali incendi sono devastanti soprattutto nelle aree con edifici prevalentemente costruiti con materiali legnosi ed inoltre perché il loro spegnimento è spesso reso impossibile per il danno subito dalle infrastrutture.

È possibile difendersi dai terremoti? In base allo stato attuale delle conoscenze si può sapere, seppure con una certa approssimazione, quali sono le aree caratterizzate da una maggiore probabilità del verificarsi di sisma più o meno forti, ma senza concrete possibilità di determinare *quando*. In sostanza si tratta di un approccio al problema di tipo statistico sulla base dello studio sul tipo e frequenza dei terremoti che si sono verificati nel passato lontano e recente. La **fig. 1.17** illustra classificazione sismica del territorio italiano. In sintesi vale quanto segue:

- l'Italia è un paese caratterizzato da una notevole sismicità;
- negli ultimi 2.000 anni si sono verificati almeno 160 terremoti distruttivi (pari superiori al IX della scala Mercalli);
- le vittime causate da tali sismi sono risultate complessivamente pari a 450.000, un decimo di quelle relative al Mondo intero nello stesso periodo;
- la maggior parte dei terremoti ha origine poco profonda, entro la crosta (40 km);
- la Sardegna, la Puglia e buona parte della pianura padana sono poco o nulla sismiche;
- poco interessato da terremoti è anche l'arco alpino, ad eccezione del Trentino - Alto Adige;
- l'Italia centrale e meridionale sono caratterizzate da elevata sismicità, in particolare le regioni Campania, Basilicata, Calabria e Sicilia.

I sistemi per la previsione dei terremoti non sono ancora attendibili; sono in fase di studio e si basano generalmente su *segni premonitori*, cioè sulle modificazioni di alcuni parametri dell'ambiente. Le ricerche si basano soprattutto sul fatto secondo il quale quando una roccia viene sottoposta ad uno sforzo crescente, si deforma e si spezza. Si è notato, anche in laboratorio, che la rottura è preceduta da un aumento di volume a causa della formazione di numerose microfrazioni. Sembra che alcuni animali avvertano il prossimo scatenarsi di un terremoto manifestando inquietudine; ma sono fenomeni non ancora dimostrati scientificamente. Importante infine è l'insieme dei comportamenti che dovrebbero tenere le persone quando si manifesta un sisma:

- nei luoghi pubblici mantenere la calma evitando la calca;
- uscire di casa solo nei casi in cui ci si trova vicino ad una porta che conduce direttamente all'esterno;
- in caso di impossibilità di fuga all'esterno è bene cercare rifugio sotto gli architravi o sotto il tavolo o sotto il letto;
- proteggere il viso dalla caduta di oggetti o dalle schegge di vetro;
- spegnere fiamme e sigarette ed evitare scintille che potrebbero provocare incendi, probabili in caso di rotture di condotti di gas infiammabili e di contenitori di liquidi pericolosi;
- allontanarsi dalle riva del mare per evitare le conseguenze della formazione di onde distruttive.

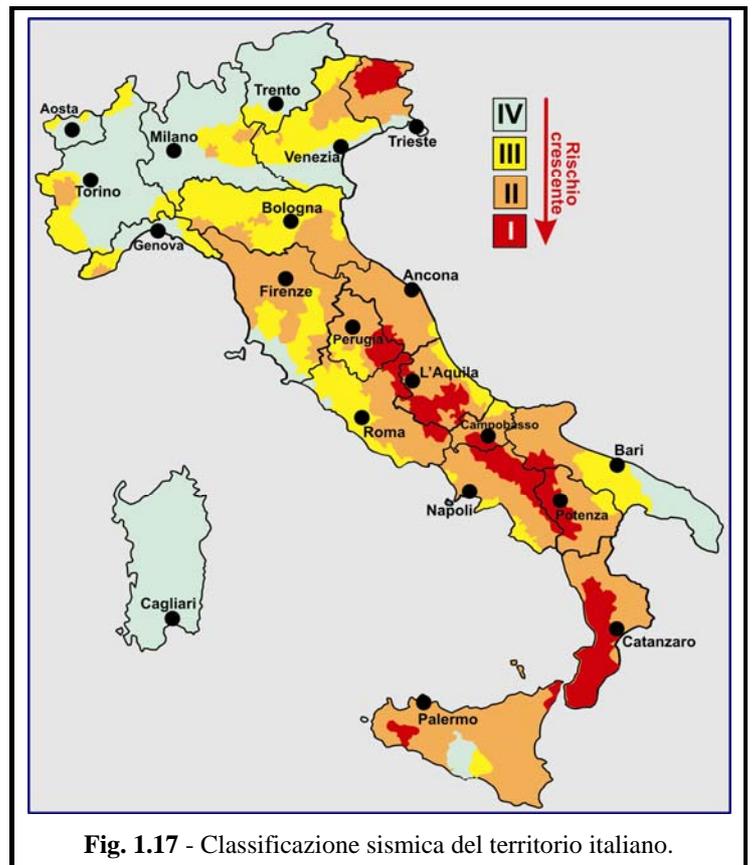


Fig. 1.17 - Classificazione sismica del territorio italiano.